

*Ю. Налбандов*

**И. И. ЗУБОВ**

**МОРСКИЕ  
ВОДЫ и ЛЬДЫ**

**ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ**



Дорогому  
Симеону Владимировичу  
Брусеву

на добрую память  
о совместной работе

8.2.1939 от Н. Илова



Н. Н. ЗУБОВ

# МОРСКИЕ ВОДЫ и ЛЬДЫ

УТВЕРЖДЕНО ОТДЕЛОМ УЧЕБНЫХ ЗАВЕДЕНИЙ  
ГЛАВНОГО УПРАВЛЕНИЯ ГИДРОМЕТСЛУЖБЫ  
СССР В КАЧЕСТВЕ УЧЕБНОГО ПОСОБИЯ ДЛЯ  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВУЗОВ

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ  
МОСКВА — 1938



## ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая работа имеет своей основной целью дать представление о льдах в море, об их свойствах, о процессах их зарождения, развития и таяния. Необходимость такой книги подсказывалась тем, что морские льды встречаются на всех морях, омывающих берега СССР, а в некоторых из них являются решающим фактором в деле развития народного хозяйства.

Понимание режима морских льдов невозможно без предварительного изучения некоторых свойств воды и некоторых особенностей режима океана. Поэтому главам, посвященным морским льдам, предшествуют главы, в которых излагаются сведения, необходимые для основной цели книги.

Книга основана главным образом на материале лекций по океанологии, читанных автором в 1931—38 гг. в Московском Гидро-Метеорологическом Институте. Главы I—IV книги дают больше, чем это необходимо для понимания режима морских льдов. Такое расширение автор считал желательным ввиду отсутствия сводных работ, охватывающих достаточно широко физико-химические свойства морских вод. Глава V дается в сокращенном, по сравнению с читаемым курсом, виде. Главы VI и VII — основные главы книги — наоборот, по сравнению с курсом, значительно расширены.

В своем изложении автор стремился быть понятным возможно более широкому кругу читателей. Поэтому автор полагал целесообразным ввести в книгу объяснения некоторых необходимых понятий из физики и химии и при изложении пользоваться возможно более простыми доказательствами.

Главнейшие использованные при составлении книги источники приведены в конце книги для каждого параграфа отдельно. Ссылок на опубликованные и неопубликованные работы автора в книге нет. Не приведены работы автора и в списке литературы. Также нет ссылок на наблюдения автора, произведенные им в различных морях земного шара во время плаваний в качестве штурмана и капитана корабля, сотрудника и руководителя научных морских экспедиций.

Некоторые главы книги просматривались В. Г. Богоровым, Б. П. Брунсом, Л. А. Зенкевичем, С. Д. Лаппо, В. В. Тимоновым и Н. И. Чигириным, сделавшими ряд весьма ценных замечаний и указаний, за что автор им весьма признателен. Автор весьма ценит помощь Н. А. Белинского, А. Д. Добровольского и А. П. Лондиса, взявших на себя труд просмотреть всю работу как в рукописи, так и в корректуре и исправивших многие недочеты и пропуски.

С глубокой благодарностью автор посвящает эту книгу своему учителю и другу Ю. М. Шокальскому.

Ответ. редактор А. П. Лондис. Техн. редактор О. С. Рождественская.  
Корректоры: Н. С. Праведников, Б. В. Смараков.  
Уполн. Мособгорлита № Б-8276. Сдано в производство 20/VIII—38 г. Подписано к печати 21/IX—38 г.  
Количество печ. л. 23 1/2, 58.000 зн. в 1 п. л. Количество авт. л. 44. Формат 70 x 108 1/16. Индекс Г-М-М-121  
Заказ № 3868. Тираж 3000 экз.  
1-я Образцовая типография Огиза РСФСР треста "Полиграфкнига". Москва, Валовая, 23.  
Отпечатано с матриц в типографии изд-ва "Власть Советов", ул. Куйбышева, 1. Заказ № 3504.



## ГЛАВА I

# НЕКОТОРЫЕ СВОЙСТВА МОРСКОЙ ВОДЫ

### § 1. Понятие о строении воды

Свойства воды при сравнении их со свойствами других жидкостей обнаруживают некоторые особенности.

Согласно кинетической теории теплового движения молекулы постоянно и хаотически равномерно переносятся с места на место (молекулы газа), или находятся в постоянном колебательном движении (молекулы твердого тела). Молекулы жидкости при низких температурах больше приближаются по своим свойствам к твердым телам и при высоких — к газам. Интенсивность молекулярного движения определяет собою тепловое состояние тела <sup>1</sup>. При повышении температуры тела расстояние между молекулами увеличивается. Отсюда вытекает, что плотность тела должна уменьшаться с повышением температуры, а теплоемкость — увеличиваться.

Вода, однако, представляет в этом отношении одно из немногих исключений. Так, температура наибольшей плотности дистиллированной воды равна приблизительно 4°. При понижении температуры плотность уменьшается медленно, а при замерзании уменьшается резко <sup>2</sup>. Теплоемкость, начиная от 0° и примерно до +30°, постепенно уменьшается и затем только начинает увеличиваться. Неправильно изменяются и другие ее свойства. Так например, по Гаузеру повышение давления уменьшает вязкость воды при температурах ниже 30° и увеличивает при температурах выше 30°.

Для объяснения неправильного изменения физических свойств воды в связи с изменением ее температуры выдвинуто несколько теорий.

Согласно Таманну и Рентгену (1892 г.) эти неправильности объясняются присутствием в воде сложных ассоциированных молекул.

При изменении температуры изменяется не только расстояние между молекулами, но и самый состав их. Молекула водяного пара является простой или гидрольной молекулой ( $H_2O$ ), молекула воды — двойной или дигидрольной —  $(H_2O)_2$  и молекула льда — тройной или тригидрольной —  $(H_2O)_3$ . То, что мы называем паром, водой, льдом, является смесью этих молекул, находящихся в подвижном равновесии <sup>3</sup>, в разных пропор-

<sup>1</sup> Средняя энергия теплового движения молекул прямо пропорциональна абсолютной температуре тела.

<sup>2</sup> Кроме воды уменьшаются в объеме при плавлении только висмут и определенные его соединения с сурьмой и натром, сурьма, чугун и азотно-калиевая соль.

<sup>3</sup> Подвижным равновесием системы называется форма движения, при которой два взаимно противоположных процесса идут одновременно и с одинаковой скоростью. Формула подвижного равновесия  $(H_2O)_2 \rightleftharpoons (H_2O)_3$  показывает, например, что если при неизменности внешних условий некоторое число дигидрольных молекул преобразуется в тригидрольные молекулы, то одновременно из некоторых других три-



циях в зависимости от температуры, плюс некоторое количество свободных водородных ( $H^+$ ) и гидроксильных ( $OH^-$ ) ионов.

Содержание в воде при различных температурах гидродных, дигидродных и тригидродных молекул по вычислениям Раман Рао (1933 г.) в процентных соотношениях показано в табл. 1.

Таблица 1

Фаза	Температура	В о д а				
		Лед	0°	4°	38°	98°
Молекулы		0°	0°	4°	38°	98°
	( $H_2O$ )	0	19	20	29	36
	( $H_2O$ ) <sub>2</sub>	41	58	59	50	51
	( $H_2O$ ) <sub>3</sub>	59	23	21	21	13

Так как тригидродные молекулы находятся в воде в значительных количествах вплоть до температуры кипения, то при испарении часть их попадает в атмосферу. Здесь они при последующем охлаждении наиболее легко образуют ледяные кристаллики.

Таким образом в воде как бы растворены ледяные молекулы. При охлаждении до температуры замерзания раствор становится насыщенным и тригидродные молекулы начинают выпадать в виде льда.

Рассматривая воду как совокупность ассоциированных молекул, получаем, что при охлаждении воды идут параллельно два процесса: первый — нормальное уменьшение объема, и второй — увеличение объема, благодаря образованию больших, менее плотных ледяных молекул. При охлаждении пресной воды до 4° проходит интенсивнее первый из этих процессов, при дальнейшем охлаждении — второй. В момент сравнения интенсивности этих процессов, т. е. при 4°, мы получаем наибольшую плотность. При образовании льда происходит резкое увеличение количества ледяных молекул, чем вызывается резкое уменьшение плотности.

При повышении температуры теплота, получаемая извне, расходуется: 1) на увеличение кинетической энергии теплового движения и на увеличение потенциальной энергии путем затраты работы на преодоление сил сцепления при раздвигании молекул, и 2) на уменьшение числа ледяных молекул. При повышении температуры, вызывающем уменьшение числа остающихся тригидродных молекул, второй процесс уменьшается, и мы наблюдаем уменьшение теплоемкости. При температурах выше 30° начинает браться перевес нормальное увеличение теплоемкости при повышении температуры.

Повышение давления вообще понижает температуру плавления, и в смеси вода — лед часть льда растапливается. В воде приблизительно при 30° наступает равновесие между уменьшением вязкости от преобразования ледяных молекул в водяные и нормальным повышением вязкости от повышения давления.

В последнее время строение воды объясняют и иначе, а именно жидкое состояние тел сближают с твердым в гораздо большей степени, чем это было принято еще недавно, и считают, что жидкости, по крайней мере при не-

гидродных молекул образуется то же число дигидродных молекул. Таким образом соотношение числа молекул разных структурных форм остается при каждой температуре одним и тем же.

высоких температурах, подобны твердому микрокристаллическому телу. Кристаллики жидкости отличаются малыми размерами и размытостью своих очертаний и при повышении температуры как бы тают в окружающей их аморфной прослойке.

Рентгенографирование воды, произведенное Берналем и Фаулером (1933 г.), показало, что структурно лед сходен с тридимитом, а вода — с кварцем<sup>1</sup>, имеющими тетраэдрическое расположение молекул.

Рассматривая молекулы воды как шарики радиуса  $1.4 \cdot 10^{-8}$  см, мы получаем, что атомы  $H-O-H$  расположены по вершинам равнобедренного треугольника, окруженного электронной оболочкой в виде шара с центром на перпендикуляре, опущенном из вершины  $O$  на основание  $HH$  (рис. 1)<sup>2</sup>.

При тетраэдрическом расположении молекул каждая молекула имеет 4 соседа, ориентированных таким образом, что равные стороны треугольника ( $H-O-H$ ) (рис. 2) направлены к центрам соседних молекул и притом так, что против положительной части ( $H$ ) одной молекулы приходится отрицательная часть ( $O$ ) другой.

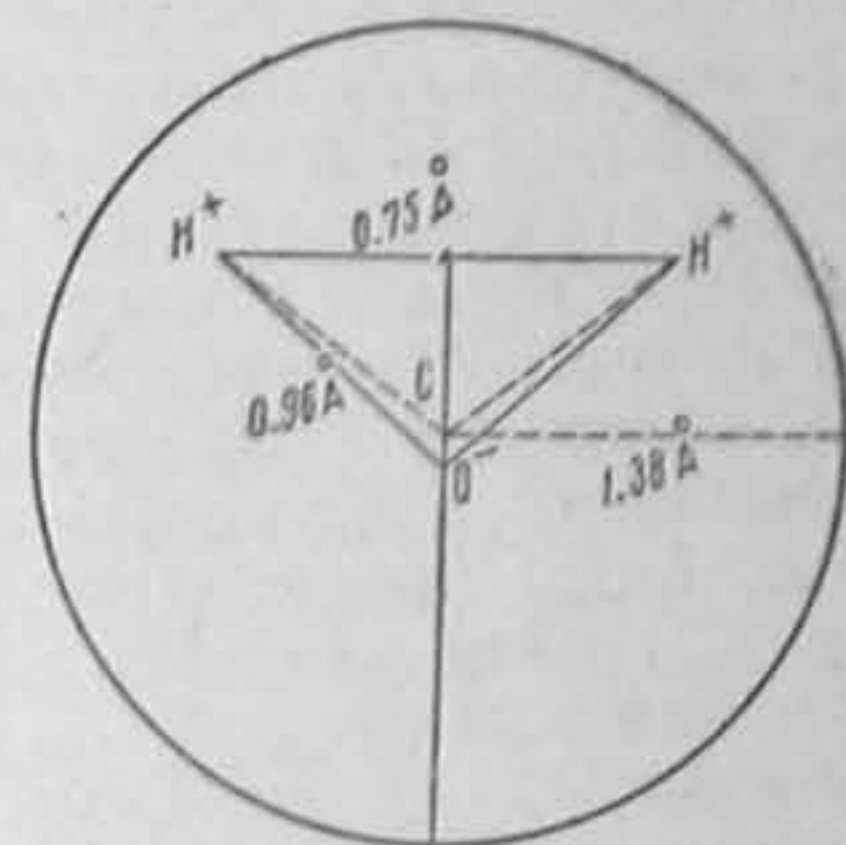
При низких температурах (от 0° до 4°) в воде сохраняется отчасти ледяная тридимитовая структура, с чем связана аномалия плотности воды. От 0° до 200° преобладает кварцеобразная структура. При очень высоких температурах (между 200°—340°) вода теряет свою скрыто-кристаллическую структуру и переходит в обычную жидкость с хаотическим расположением молекул (аммониеобразная вода). Кристаллической структурой воды объясняются по Берналю и Фаулеру и многие другие свойства воды и льда<sup>3</sup>.

Таким образом, как уже указывалось, при низких температурах вода по своим свойствам приближается к твердым телам. Но у твердых тел тепловое движение заключается в колебательном движении атомов около некоторых средних положений равновесия. У жидких металлов это движение в основном также имеет колебательный характер.

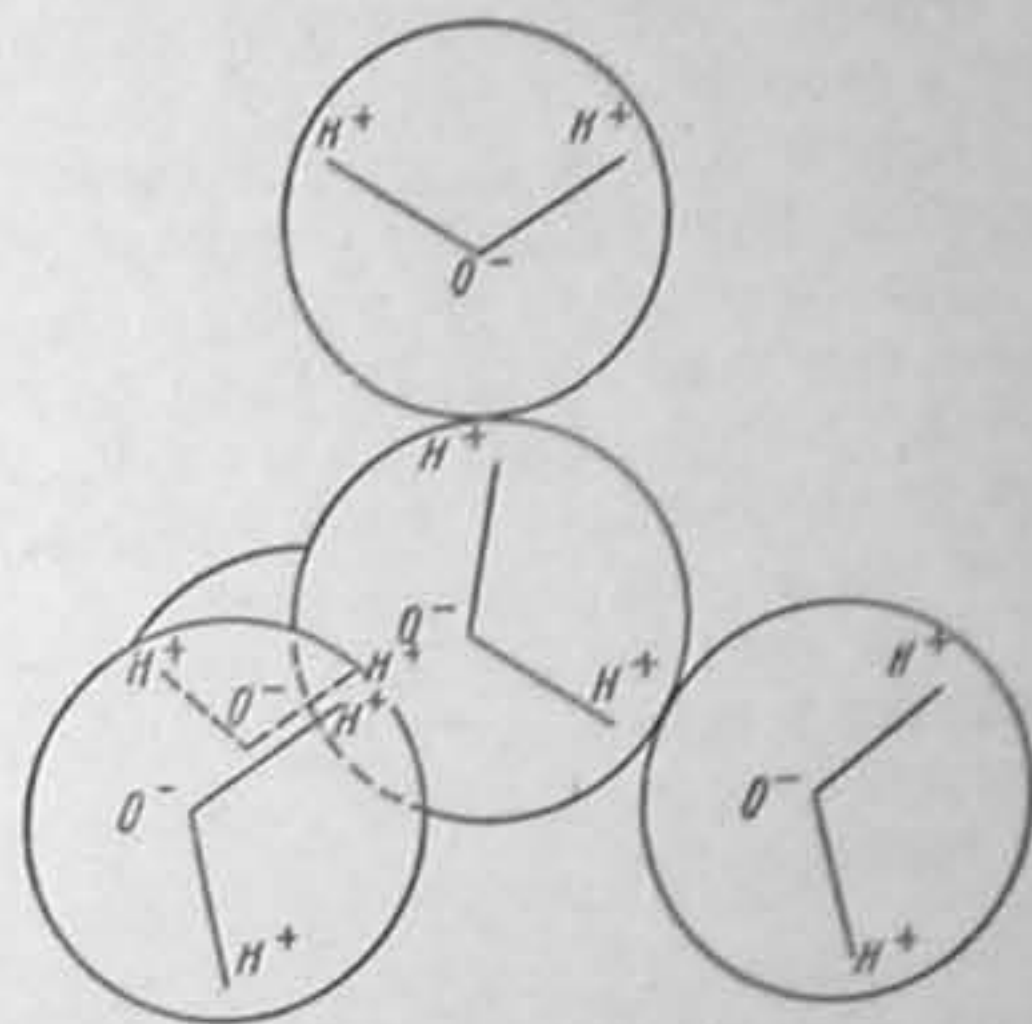
<sup>1</sup> Тридимит и кварц являются аллотропическими видоизменениями кремнезема. Отношение плотностей при температуре плавления тридимита и кварца, так же как льда и воды, равно 0.9.

<sup>2</sup> Треугольная форма расположения ионов является характерной для многих трехатомных молекул. Это устанавливается наличием постоянного дипольного момента, наличием трех различных моментов инерции, получаемых при анализе полосатых спектров водяного пара, и т. д.

<sup>3</sup> По Стьюарту структурные формы не определены точно и переходят друг в друга в связи с изменением температуры, причем каждой температуре отвечает только одна форма.



1. Расположение атомов водорода и кислорода в молекуле воды.



2. Тетраэдрическое расположение молекул воды.



тер. По Френкелю этому представлению не противоречит ни текучесть жидкостей, ни способность их к диффузии. Так, Френкель считает, что наряду с колебательными движениями атомы жидкости совершают и поступательное движение, которое заключается как бы в перескакивании молекул от одного временного положения равновесия к другому.

В 1935 г. Фрицман выдвинул новое учение о воде, в котором делает попытку объединить все добытые за последнее время факты и теории и также объясняет особенности воды сложностью ее строения.

Строительной единицей в структуре воды является гидроль  $H_2O$  — трехатомная молекула с несимметричным расположением ионов. Три иона образуют равнобедренный треугольник, основание которого равно  $1.28 \cdot 10^{-8}$  см, высота  $0.58 \cdot 10^{-8}$  см и угол при основании  $48^\circ$ . Гидроль в чистом виде не способен к существованию и известен лишь в ассоциированном состоянии. Больше всего гидроля в водяном паре, молекулярный вес которого, определенный по плотности пара, соответствует формуле  $H_2O$ .

При понижении температуры беспорядочное газовое движение молекул замедляется, увеличиваются силы сцепления и возрастает химическое сродство. Гидрольные молекулы ассоциируются и образуют комплексные молекулы, причем постройка последних, по Фрицману, проходит по следующим трем типам:

В первом типе ассоциация молекул осуществляется конфигурационным расположением ионов по кольчатой или по тетраэдрической системам.

Во втором типе ассоциация молекул осуществляется тетраэдрическим расположением не ионов, а молекул.

Третий тип приводит к неопределенным комплексобразным образованиям агрегатов молекул.

Кроме того в воде содержатся беспорядочные некоординированные молекулы, напоминающие газовые.

Таким образом Фрицман полагает, что «вода есть сложная равновесная смесь численно и структурно разнородных молекул и молекулярных агрегатов, построенных из газообразного химически деятельного гидроля, представляющего, в свою очередь, переменную смесь изотопных<sup>1</sup> соединений кислорода и водорода».

Как мы видели, все существующие теории строения воды предполагают наличие в воде молекул различных структурных форм и именно этим и объясняют неправильности изменения физических свойств воды при изменении ее температуры.

Существуют мнения, что молекулы различной структуры отличаются также и своей химической активностью. Так, Барнес считает, что ледяные молекулы весьма активны, а водяные, наоборот, химически инертны и что вода, полученная от таяния льда, богаче ледяными молекулами, чем вода, полученная из конденсированного пара. Отсюда вода из льда благоприятнее для развития органической жизни. При опытах Барнеса, волокна водоросли спирогиры в талой воде сохранялись в течение нескольких дней в нормальном состоянии, в то время как в воде с меньшим содержанием ледяных молекул они становились вялыми и теряли напряжение (тургор) тканей. Подобные же опыты с амебами и евгленами дали такие же результаты.

В опытах Харвея над ростом диатомовых водорослей в среде с питательными веществами приливалась свежее-дистиллированная вода или же такая же вода, но предварительно замороженная и затем растопленная; число клеток диатомей во второй среде всегда оказывалось приблизительно на 25% больше.

В других опытах Харвей замораживал фильтрованную морскую воду с питательными веществами и после растапливания вводил в нее определенное количество

<sup>1</sup> Изотопами называются элементы, обладающие одинаковыми химическими свойствами, но разными атомными весами.

диатомей. При достаточно длительном освещении (летом) рост диатомей в талой воде был неизменно выше, чем в воде обыкновенной. Повидимому, живительным действием ледяных молекул надо отчасти объяснить бурное развитие планктонной и бактериальной жизни, постоянно наблюдаемое у кромки тающего льда. Возможно также, что присутствием ледяных молекул надо объяснить отчасти вкусовые качества воды, получающейся в результате таяния ледников, а также бурное развитие флоры на суше после весеннего таяния снега.

Начиная с 1929 г. последовательно открываются изотопы кислорода с массами 16, 17 и 18 и изотопы водорода с массами 1, 2 и 3. Так, сейчас считают, что обычный кислород есть смесь изотопов в пропорции<sup>1</sup>:

$$O^{16}:O^{18}:O^{17} = 630:1:0.2,$$

а обычный водород — смесь изотопов в пропорции:

$$H^2:H^1 = 1:5000.$$

Изотоп  $H^3$  содержится в обычном водороде в пропорции:

$$1:5 \cdot 10^8.$$

Несмотря на малое процентное содержание, изотопы кислорода и водорода должны играть в природе значительную роль. Действительно, кислород по весу составляет 50% доступной нашему исследованию земной коры, следовательно, изотоп  $O^{18}$  составляет не менее 0.1% этого веса. Изотоп  $H^2$  составляет 0.0001 часть веса воды океана и т. д.

При различных комбинациях изотопов кислорода и водорода по формуле воды можно представить 18 различных по составу веществ, отличающихся друг от друга по молекулярному весу в пределах от 18 до 24, а именно от  $H^1H^1O^{16}$  до  $H^3H^3O^{18}$ . Отсюда возникло представление о «тяжелой» воде.

В 1933 г. Льюисом и Макдональдом путем длительного электролиза, при котором происходит разложение обыкновенной воды, а тяжелая вода остается в растворе, было получено небольшое количество тяжелой воды или окиси дейтерия<sup>2</sup>. В дальнейшем Льюис и другие исследователи получили следующие характеристики тяжелой воды по сравнению с обычной (табл. 2).

Таблица 2

Физические характеристики	$H_2O$	$D_2O$
Температура плавления . . . . .	$0^\circ$	$3^\circ.8$
» кипения . . . . .	$100^\circ$	$101^\circ.42$
Упругость пара при $100^\circ$ (в мм) . . . . .	760.0	731.6
Теплота испарения при $100^\circ$ (в г-кал) . . . . .	539	552
Теплоемкость (в г-кал) . . . . .	1.00	1.00
Температура наибольшей плотности . . . . .	$4^\circ$	$11^\circ.6$
Плотность при $20^\circ$ . . . . .	0.9982	1.1056
Коэффициент преломления линии D при $20^\circ$ . . . . .	1.33293	1.3281
Коэффициент преломления линии C при $20^\circ$ . . . . .	1.33094	1.3265
Вязкость при $20^\circ$ (в пуазах) <sup>3</sup> . . . . .	0.01087	0.01420
Поверхностное натяжение при $20^\circ$ (в дин/см) . . . . .	73.51	67.8

<sup>1</sup> Цифры справа сверху обозначают атомные веса.

<sup>2</sup> Дейтерием называют тяжелый изотоп водорода, обозначаемый буквой D. Формула тяжелой воды будет тогда  $D_2O$ .

<sup>3</sup> Пуазом называется единица вязкости в системе CGS. Вязкость — свойство жидкостей передавать движение от одной частицы к другой. Жидкость ведет себя так, как будто бы она состоит из легких намагниченных шариков.



Таким образом плотность и вязкость у тяжелой воды больше, чем у обыкновенной, а коэффициент преломления и поверхностное натяжение меньше. Бингем объясняет эти отклонения тем, что тяжелая вода является более диссоциированной жидкостью, чем обыкновенная вода. Коэффициенты растворимости, электропроводность, а отсюда и подвижность ионов в тяжелой воде ниже.

Некоторые химические реакции, например брожение сахара, под влиянием дрожжей, протекают в тяжелой воде медленнее, чем в обычной. Тяжелая вода в концентрированном виде оказывает вредное влияние на организмы. Так, некоторые рыбы, головастики, зеленые лягушки, плоские черви в 92% тяжелой воды погибали (по Тейлору) через несколько часов, но в воде, содержащей 30% тяжелой воды, изменений в организмах не замечалось. Опыты Барнеса с водорослями спиригиры показали, что в слегка утяжеленной воде (0.06% D<sub>2</sub>O) клетки не открывались и долго жили; в дистиллированной воде нити водоросли разрывались и умирали в течение 20 дней; в воде из свежесплавленного льда шло нормальное развитие; в воде, недавно сконденсированной из пара, нити водоросли обесцвечивались. Таким образом, тяжелая вода как будто, подобно многим ядам, действуя смертельно в больших дозах, оказывается полезной в малых дозах.

После получения тяжелой воды путем электролиза в лабораторной обстановке начались исследования природных вод в целях определения в них процентного содержания тяжелой воды.

Как мы видели, физико-химические свойства тяжелой и легкой воды значительно отличаются, и естественно ожидать, что в природе некоторые физико-химические процессы, действующие в большом масштабе, а иногда в течение огромных промежутков времени, могут способствовать концентрации тяжелой воды.

В табл. 3, заимствованной у Виноградова, даны отклонения плотности в шестом знаке от вычисленной по температуре и солености, полученные различными исследователями.

Таблица 3

Р а й о н	Глубина (в м)	Отклоне- ния плот- ности в шестом знаке	Точ- ность	Исследова- тели
Атлантический океан, 36° 27' с. ш. 68° 38' з. д. . . . .	4 500	+ 2.3	± 0.2	Джилфиллан
Карибское море . . . . .	5 000	0	± 5	Балл
Атлантический океан у берегов Америки . . . . .	0	+ 1.8	± 0.3	Вошбэри
Тихий океан у берегов Америки .	0	0	± 5	Балл
Мертвое море . . . . .	0	+ 2.52	± 0.1	Эмелеус
" " . . . . .	53	+30.0	± 20	Робертсон

Далее рядом исследователей, в частности Эмелеусом, было выяснено, что плотность искусственно приготовленного льда несколько ниже, чем природного. Виноградов полагает, что это явление, вероятно, надо объяснить тем, что природный лед образуется из огромных масс воды и длительное время соприкасается с этими массами, в то время как искусственный лед получается обычно вымораживанием всей воды, когда нет процесса разделения.

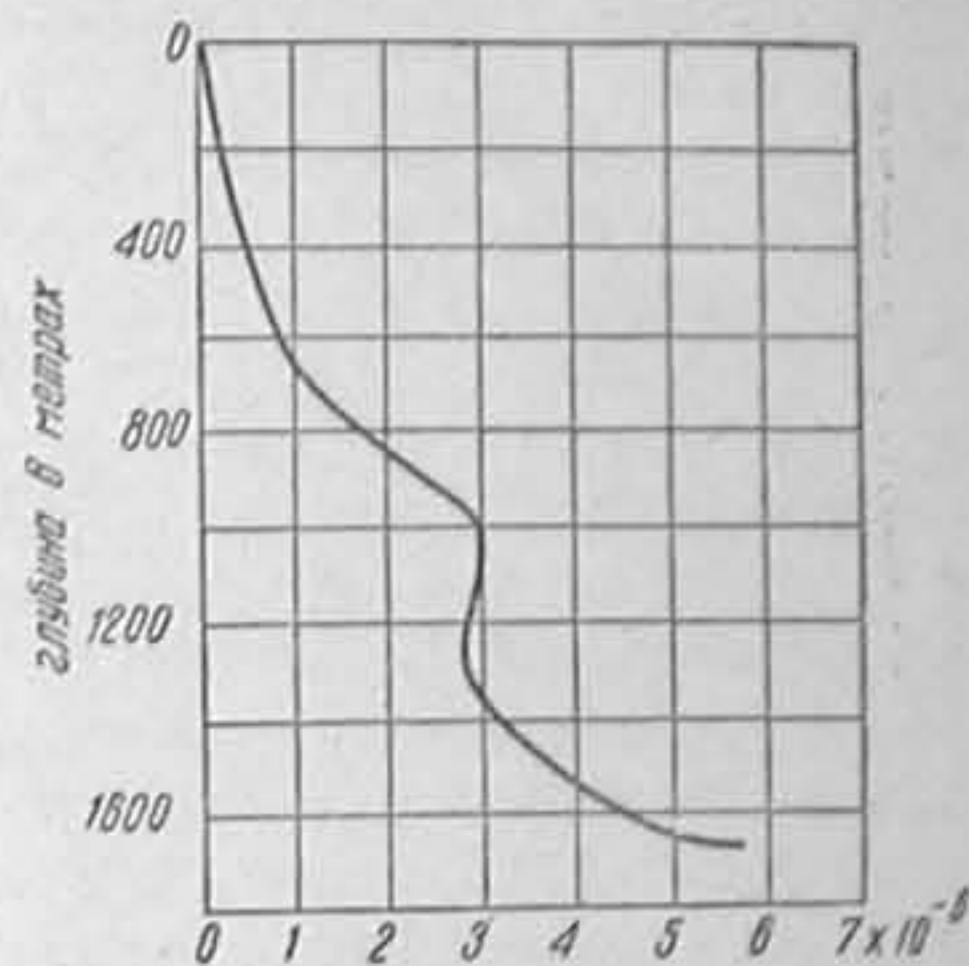
Характерно далее, что в Атлантическом океане, несмотря на большую точность исследований, разницы в содержании тяжелой воды на поверхности и на глубине найдено не было, но неожиданно была обнаружена разница с дождевой водой. При удельном весе дождевой воды 1.000000 перепа-

ная морская вода имела удельный вес 1.0000023. Это объясняется, повидимому, тем, что при испарении в атмосферу уходит преимущественно обыкновенная вода. Общее количество тяжелой воды в океане, исходя из полученных цифр, таково, что ею можно было бы заполнить Черное море.

У нас на Байкале Вережagini и Менделеевым в 1933—34 гг. также были поставлены точные измерения плотности воды, взятой с разных глубин. При этом оказалось, что плотность постепенно увеличивается с глубиной и что плотность воды с глубины 1650 м после ее перегонки, при 4° равна 1.0000056.

Измерения И. Д. Менделеевым плотности взятых с разных глубин и перегазированных образцов воды Байкала показаны на рис. 3, на котором по оси ординат отложены глубины в метрах, а по оси абсцисс избытки плотности над единицей в миллионных долях единицы.

Открытие изотопов кислорода и водорода, а также тяжелых вод самым существенным образом отражается на всех областях физики и химии уже потому, что физико-химические постоянные для водорода, кислорода и воды являются исходными при определении физико-химических постоянных других элементов.



3. Отклонения плотности воды озера Байкал.

## § 2. Состав и соленость морской воды

Замечательным свойством воды является ее способность растворять различные вещества, и в этом отношении ни одна жидкость не может с ней сравниться. Строго говоря, совсем нерастворимых в воде веществ в природе не существует. Сама же вода в химические соединения, в прямом смысле этого слова, вступает сравнительно трудно.

Изучение свойств слабых растворов показало, что между газообразным состоянием вещества и состоянием вещества в растворах существует большое сходство. Это сходство позволило Вант-Гоффу построить стройную теорию растворов, основанную на том, что все законы, которые мы знаем для газов: Гей-Люссака, Бойля-Мариотта, Авогадро и др., применимы и к растворенным веществам. Отсюда вытекало, что в разбавленных растворах понижение точки замерзания, повышение температуры кипения и осмотическое давление прямо пропорциональны концентрации раствора, а следовательно и друг другу.

Дальнейшие исследования показали, однако, что некоторые растворы, проводящие электрический ток (электролиты) — в том числе и морская вода, — обнаруживают отклонения от этих законов. Сопоставив эти отклонения, Аррениус выдвинул ионную теорию растворов или теорию электролитической диссоциации, сущность которой сводится к следующему:

1. Молекулы веществ, водные растворы которых проводят электрический ток, распадаются на ионы: заряженные положительно, или катионы (у кислот, оснований и солей — атомы водорода и металлов), и заряженные отрицательно, или анионы (кислотные и водные остатки). Суммы положительных и отрицательных зарядов, получаемых ионами, равны, почему раствор остается нейтральным.



2. Ионы по сравнению с обыкновенными молекулами обладают иными свойствами: так, ионы хлора не пахнут, ионы натрия не действуют на воду, в то время как металлический натрий с водой бурно образует едкий натр, сульфатный ион существует только в растворах и т. д.

3. Разложение молекул на ионы происходит уже при самом растворении, причем чем слабее раствор, тем больше степень диссоциации, т. е. отношение числа распавшихся на ионы молекул к общему числу растворенных молекул.

Понижение температуры замерзания, повышение точки кипения и осмотическое давление пропорциональны числу находящихся в растворе частиц, независимо от того, будут ли это ионы или нераспавшиеся молекулы. Действительно, в лед при замерзании и в пар при испарении выделяются только частицы растворителя, а частицы растворенного вещества задерживаются этими процессами. Так как при диссоциации молекул число частиц увеличивается, то понижение температуры замерзания и другие величины связаны со степенью диссоциации.

Морская вода является очень разбавленным (в ней растворено по весу не более 4% твердых веществ), а потому почти полностью ионизированным раствором, и к ней приложимы все выводы ионной теории. Возможно, что все известные элементы в ней растворены, и если некоторые из них до сих пор не обнаружены, то это надо приписать скорее неточности методов определения, чем действительному их отсутствию.

В табл. 4 приводится по Вернадскому и Виноградову химический элементарный состав океанической воды (в весовых процентах).<sup>1</sup>

Таблица 4

Кислород . . . . .	O	85.80	Цинк . . . . .	Zn	$1 \cdot 10^{-5}$
Водород . . . . .	H	10.67	Барий . . . . .	Ba	$n \cdot 10^{-5}$
Хлор . . . . .	Cl	2.00	Литий . . . . .	Li	$7 \cdot 10^{-6}$
Натрий . . . . .	Na	1.07	Иод . . . . .	I	$5 \cdot 10^{-6}$
Магний . . . . .	Mg	$1.4 \cdot 10^{-1}$	Железо . . . . .	Fe	$5 \cdot 10^{-6}$
Сера . . . . .	S	$9 \cdot 10^{-2}$	Фосфор . . . . .	P	$5 \cdot 10^{-6}$
Кальций . . . . .	Ca	$4.5 \cdot 10^{-2}$	Мышьяк . . . . .	As	$3 \cdot 10^{-6}$
Калий . . . . .	K	$3.8 \cdot 10^{-2}$	Алюминий . . . . .	Al	$n \cdot 10^{-6}$
Бром . . . . .	Br	$6.5 \cdot 10^{-3}$	Медь . . . . .	Cu	$2 \cdot 10^{-6}$
Углерод . . . . .	C	$3.5 \cdot 10^{-3}$	Марганец . . . . .	Mn	$n \cdot 10^{-6}$
Стронций . . . . .	Sr	$1 \cdot 10^{-3}$	Цезий . . . . .	Cs	$n \cdot 10^{-7}$
Бор . . . . .	B	$4.5 \cdot 10^{-4}$	Ванадий . . . . .	V	$n \cdot 10^{-7}$
Фтор . . . . .	F	$1 \cdot 10^{-4}$	Серебро . . . . .	Ag	$n \cdot 10^{-9}$
Кремний . . . . .	Si	$2 \cdot 10^{-5}$	Золото . . . . .	Au	$n \cdot 10^{-9}$
Рубидий . . . . .	Rb	$2 \cdot 10^{-5}$	Радий . . . . .	Ra	$2 \cdot 10^{-12}$
Связанный азот . . . . .	N	$n \cdot 10^{-5}$	и т. д.		

Некоторые элементы находятся в морской воде в столь малых количествах, что их присутствие обнаруживается только при анализах состава морских организмов, которые естественно ниоткуда, кроме как из морской воды, их получить не могли. Таковы: кобальт, никель и олово, обнаруженные в крови некоторых асцидий, голотурий, омаров, устриц, моллюсков, и т. д. Присутствие других элементов доказывается наличием их в морских отложениях.

Кроме твердых веществ в морской воде растворены газы: кислород, азот, уголекислота и в некоторых застойных зонах сероводород. Кроме того качественно в морской воде определено присутствие инертных газов.

<sup>1</sup> Под буквой *n* здесь, как это принято в химии, подразумевается некоторое, пока еще неопределенное, но однозначное число.

Далее, в морской воде растворено некоторое количество органического вещества как океанического происхождения, так и выносимого береговым стоком. Наконец, в морской воде находится значительное количество мути и взвесей органического и неорганического происхождения, сообщающих морской воде свойства коллоидных растворов.

В морской воде идут непрерывные физико-химические, биологические и геологические процессы, направленные к изменению ее общего солевого состава (концентрации), а также соотношений между отдельными ионами. Эти процессы по их действию можно разделить на три группы:

К первой группе относятся процессы, изменяющие главным образом общую концентрацию раствора, как например: приток береговых вод, испарение и выпадение осадков, образование и таяние морских льдов.

Ко второй группе относятся процессы, направленные к изменению содержания растворенных в морской воде отдельных твердых веществ и соотношений между ними, как например: жизнедеятельность морских организмов, созидание и распад донных отложений.

К третьей группе относятся процессы, изменяющие количество растворенных в морской воде газов, как например: дыхание морских организмов, фотосинтетическая деятельность растений, деятельность бактерий.

Изменения общей концентрации морского раствора, вызываемые первой группой процессов, в отдельных районах океана могут быть весьма велики и легко обнаруживаются простейшими наблюдениями, например, измерениями плотности. Кроме изменения общей концентрации, они изменяют также несколько и соотношения между отдельными элементами, но последние изменения настолько незначительны, что определить их практически возможно только при самых тщательных наблюдениях, а иногда и совсем невозможно. Что касается процессов второй и третьей группы, то относительные изменения, вызываемые ими, также велики, но они касаются главным образом веществ, находящихся в морской воде в минимальных количествах. Если же эти процессы изменяют взаимоотношения между главными растворенными в морской воде элементами, то опять-таки эти изменения незначительны и обнаруживаются только весьма тщательными измерениями.

Отсюда возникло введенное Форхгаммером практически очень удобное представление о постоянстве солевого состава океанических вод, под которым понимается следующее:

Общая концентрация растворенных твердых веществ в океане в зависимости от местных условий колеблется в пределах от 0 до 4% по весу растворенных веществ. Далее количество растворенных в морской воде газов, а также содержание находящихся в морской воде в незначительных количествах элементов также может значительно колебаться, но соотношения между главными ионами, определяющими физические свойства морской воды, остаются постоянными, как во времени, так и по пространству.

В табл. 5 показано по Виноградову среднее весовое содержание главных ионов, растворенных в морской воде, в процентах по отношению к общему количеству растворенных веществ.

Надо еще раз повторить, что постоянство солевого состава океанических вод, и то только в известных пределах, относится лишь к главным ионам, содержание которых настолько значительно, что может быть определено в граммах на 1000 г морской воды.

Некоторые твердые вещества растворены в морской воде в таких малых количествах, что их содержание обычно определяется лишь в миллиграммах на 1 м<sup>3</sup> (приблизительно на одну тонну). Таковы: фосфаты, нитраты, нитриты, соли аммония, силикаты, бораты и т. д. Большинство из этих



веществ связано с органической жизнью, количество их во времени и в пространстве изменяется в несколько раз, и эти изменения легко определяются. Однако, так как количество этих веществ незначительно, то заметного влияния на физические свойства морской воды эти изменения не оказывают.

Таблица 5

Катионы	%	Анионы	%
Натрий Na	30.59	Хлор Cl	55.29
Магний Mg	3.72	Сульфат-ион $SO_4$	7.69
Кальций Ca	1.20	Карбонатный ион $CO_3$	0.21
Калий K	1.00	Бром Br	0.19

Количество растворенных в морской воде газов также незначительно, измеряется в см<sup>3</sup> на литр, находится в прямой связи с органической жизнью океана и сильно изменяется как во времени, так и по пространству. Однако изменения эти, вследствие малого содержания газов, также практически не отражаются на физических свойствах морской воды. Совершенно то же можно сказать и про органическое вещество, измеряемое в миллиграммах на литр.

Что касается взвесей неорганического и органического происхождения, то их влияние на некоторые физические свойства морской воды значительнее. Как увидим ниже, оптические свойства морской воды в сильнейшей степени определяются количеством взвесей и коллоидных частиц, находящихся в данной водной массе.

По своему солевого составу морская вода резко отличается от речной. Так, сопоставляя анализы Дитмара для морской воды и Юстуса Рота для речной, получаем сравнительную табл. 6.

Таблица 6

Состав воды	Морская вода (в %)	Речная вода (в %)
Хлориды	88.64	5.2
Сульфаты	10.80	9.9
Карбонаты	0.34	60.1
Соединения азота, фосфора, кремния и органическое вещество	0.22	24.8
	100	100

Из табл. 6 видно, что в морской воде преобладают хлориды, в то время как в речной воде — карбонаты, нитраты, нитриты, силикаты, фосфаты, выщелачиваемые водой на своем пути из горных пород, а также органическое вещество, вымываемое из почвы. Таким образом в морской воде главные катионы по своему количественному содержанию располагаются в следующем порядке: натрий, магний и кальций, а главные анионы — в следующем: хлориды, сульфаты, бикарбонаты и карбонаты. В речной воде, наоборот, главным катионом является кальций и главными анионами бикарбонаты и карбонаты.

В табл. 7 приведены данные Кларка, характеризующие солевой состав океана и речного стока.

Из сопоставления цифр табл. 7 видно, что для накопления существующего в океане запаса поваренной соли потребовалось бы 160 миллионов лет. С другой стороны, для накопления углекислого кальция необходимо всего около миллиона лет, и несомненно, что равновесие кальция достигается за счет постоянного отложения карбоната кальция на дне океана.

Таблица 7

Состав воды	Содержится в океане (в $10^{12}$ т)	Приносится ежегодно реками (в $10^6$ т)
$CO_3$	96	961
$SO_4$	3 553	332
Cl	25 538	155
Br	86	—
$NO_3$	—	25
Na	14 130	258
K	511	58
Ca	553	558
Mg	1 721	93
(Al, Fe) $O_3$	—	75
$SiO_2$	—	319
$\Sigma$	46 188	2 834

Громадные промежутки времени, которые требуются для создания речным стоком запаса солей, в частности поваренной соли в океане, вызывают мысль, что, повидимому, солевой состав океана является его первичным признаком и с течением времени меняется весьма мало. Это предположение подтверждается следующими косвенными доказательствами:

Некоторые вулканы выбрасывают при извержениях на поверхность земли химические соединения, характерные для океана. Так например, кратер Везувия после извержения покрывается кристаллами хлористого натрия. Некоторые южно-американские вулканы выбрасывают хлористый водород.

Малую изменчивость солевого состава океана с течением времени видят в том, что современные донные отложения по своему составу мало отличаются от древних осадочных пород.

Далее предполагается, что органическая жизнь началась в океане, и, как указывает Гендерсон, установлено, что не только соки низших морских организмов по своему составу точно соответствуют морской воде, но и кровь высших организмов может быть поставлена с ней в связь.

С другой стороны, несомненно, что морские организмы оказывают влияние на солевой состав моря. Действительно, во время жизни они концентрируют в своих телах отдельные элементы из морской воды. Так например, концентрация фосфора, кремния, цинка в некоторых морских организмах по крайней мере в 1000 раз больше, чем в морской воде. Скопирившиеся элементы после смерти организмов частично растворяются в морской воде, частью откладываются на дне океана, выпадая в последнем случае из круговорота. Равновесие может поддерживаться только при компенсации погребенных на дне океана элементов приносом в океан из элементов береговым стоком. Так, считается, что приносимый в громадных количествах в океан кальций после смерти концентрирующих его кальциевых организмов отлагается на дне океана. Так же, повидимому, обстоит дело и с калием. Что касается натрия и магния, то Зернов считает, что в современных морях их содержание увеличивается, так как сейчас имеется мало организмов, в которых натрий и магний откладывались бы в очень больших количествах.



Концентрация растворенных в морской воде твердых веществ характеризуется соленостью морской воды, под которой понимается полный вес всех солей в граммах, содержащихся в 1000 г морской воды. Таким образом соленость есть концентрация раствора, выраженная в десятых процента (про-милле).

Однако определение полного солевого состава морской воды представляет большие затруднения. Действительно, бикарбонаты при выпаривании из воды исследуемого образца разрушаются, а количество углекислоты увеличивается. При дальнейшей концентрации начинается гидролиз хлоридов и разрушение карбонатов и, наконец, при сжигании остатков может освободиться часть соляной кислоты. Поэтому условно принято называть соленостью: вес в граммах всех солей, растворенных в 1000 г морской воды, при условии, что все карбонаты превращены в окислы, бромиды и иодиды замещены хлоридами и органическое вещество полностью окислено и сожжено при 480°.

При исследованиях многих образцов морской воды (значительно отличающихся друг от друга по солености<sup>1</sup> и собранных в различных частях Мирового океана), произведенных рядом специалистов под руководством Кнудсена, с целью определения физических постоянных морской воды, постоянство солевого состава океанических вод подтвердилось с полной очевидностью, по крайней мере в отношении главных ионов. Таким образом, можно считать, что океанические воды различных районов при одном и том же давлении и температуре отличаются друг от друга только по общей концентрации растворенных в них солей. Действительно, как уже указывалось, в зависимости от местных условий соотношения между главными ионами могут несколько меняться. Так например, содержание хлора несколько меньше нормального в Красном море; у берегов и на глубинах вообще наблюдается несколько повышенное содержание карбонатов; в воде, полученной от таяния льдов, сульфаты несколько преобладают над хлоридами; наоборот, в воде, из которой лед образовался, хлориды преобладают над сульфатами; в водах Черного моря наблюдается некоторое уменьшение сульфатов и т. д. Но все эти изменения весьма малы и практически не отражаются на физических свойствах морской воды.

После того как было установлено и проверено постоянство соотношений между главными элементами в солях морской воды<sup>2</sup>, явилась возможность, определив в данной воде содержание одного из главных элементов, простым пересчетом получать ее общую соленость.

За такой определяющий элемент, благодаря его большому процентному содержанию в морской воде и легкости, с которой он точно определяется химическим путем, выбран хлор. Кнудсен, Форх и Серенсен из своих исследований получили следующую эмпирическую формулу<sup>3</sup>:

$$S = 0.030 + 1.8050 \text{ Cl},$$

где

$S$  — соленость в ‰ — полный вес солей в граммах в 1000 г морской воды.

$\text{Cl}$  — содержание хлора в ‰ — вес хлора в граммах в 1000 г морской воды.

<sup>1</sup> В пределах от 2.688‰ до 40.181‰.

<sup>2</sup> Так например, оказалось, что содержание хлора составляет не менее 55.21% и не более 55.34% по весу всех растворенных в морской воде неорганических веществ.

<sup>3</sup> По этой формуле Кнудсен составлены специальные Гидрографические таблицы, позволяющие легко получать по содержанию хлора соленость и обратно.

воды. Здесь под хлором понимается число граммов хлора, эквивалентное общему количеству галоидов, т. е. хлора, брома и иода, содержащихся в 1000 г морской воды.

Понятно, что, считая солевой состав морской воды постоянным, мы получаем не только постоянство соотношения между содержанием хлора и соленостью, но и постоянство соотношений между хлор-ионом и другими главными ионами морской воды.

Так, например, считается, что в океанической воде

$$\text{SO}_4/\text{Cl} = 0.1396$$

$$\text{Ca}/\text{Cl} = 0.02150$$

$$\text{Mg}/\text{Cl} = 0.06694$$

$$\text{Ca}/\text{Sr}/\text{Ba} = 4000/100/1$$

$$\text{Cl}/\text{Br}/\text{I} = 1000/3.4/0.0023$$

Рассматривая формулу солености, видим, что при условии, если содержание хлора равно нулю, соленость все же будет равна 0.03. Это объясняется тем, что около устьев рек содержание хлора может быть равным нулю и общая соленость будет определяться известковыми солями, содержащимися в речной воде.

Таким образом, с строго химической точки зрения содержание хлора есть величина, непосредственно определяемая, в то время как соленость есть величина, вычисляемая из того же содержания хлора перемножением его на некоторый условный коэффициент, получающийся при известных допущениях и раз навсегда заранее определенный<sup>1</sup>.

В физической океанологии приходится иметь дело не только с содержанием хлора или соленостью, но и с зависящими от них и от температуры плотностями и удельными объемами. Физические методы определения последних величин или неточны, или слишком сложны, в то время как химическое определение содержания хлора весьма просто и не требует от лица, производящего эти определения, особых химических познаний. Приликая, как условие, постоянство состава солей морской воды, не трудно по содержанию хлора подсчитать и плотность, и удельный объем.

Далее, при океанологических исследованиях изучаются главным образом разности в солености и плотности морских вод как во времени, так и в пространстве, а не абсолютные величины. Поэтому здесь имеет значение, не насколько точно по содержанию хлора вычислена соленость и плотность, а насколько точно вычисляются их разности.

Поэтому мы можем допустить не только постоянство солевого состава вод океана, но и постоянство солевого состава вод внутри каждого отдельного морского бассейна, хотя бы этот состав отличался от солевого состава океанических вод. Отсюда вытекает возможность при исследованиях динамики морских вод пользоваться формулой Кнудсена и вытекающими из нее соотношениями не только для океана, но и для большинства внутренних морей<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> Некоторые химики моря при своих выводах и сопоставлениях предпочитают пользоваться содержанием хлора, а не соленостью. Надо заметить, однако, что по существу между использованием содержания хлора и соленостью нет никакой разницы, если только помнить, каким образом последняя величина получена. Величину  $S/\text{Cl}$  иногда называют хлорным коэффициентом.

<sup>2</sup> По анализу 10 поверхностных проб морской воды из открытых частей Черного моря, произведенных Никитиным, получена следующая формула:

$$S = 0.1856 + 1.7948 \text{ Cl}.$$

Для Каспийского моря хлорный коэффициент считают, по Лебединцеву, равным 2.38.

<sup>2</sup> Морские воды и льды



### § 3. Кислород, азот и сероводород

Растворимость газов в жидкости вообще увеличивается при понижении ее температуры и при увеличении давления. Далее, для кислорода и азота, не вступающих в соединения с морской водой, растворимость понижается с увеличением солености.

Ниже приводится растворимость кислорода и азота в морской воде в зависимости от температуры и содержания хлора по Фоксу.

Исследования Фокса производились при давлении атмосферы, равном 760 мм, с сухим и лишенным углекислоты воздухом, в котором содержалось 20.90% кислорода, 78.16% азота и 0.94% аргона. Другими словами, парциальное давление кислорода было 158.8 мм, а азота вместе с аргонem 601.2 мм.

При этих условиях Фокс получил следующие формулы:

$$O_2 = 10.291 - 0.2809t + 0.006009t^2 - 0.0000632t^3 - \\ - Cl(0.1161 - 0.003922t + 0.000063t^2)$$

$$N_2 = 18.561 - 0.4282t + 0.0074527t^2 - 0.00005494t^3 - \\ - Cl(0.2149 - 0.007111t + 0.000095t^2),$$

где  $O_2$  и  $N_2$  означают количество кислорода и азота в  $см^3$ , насыщающее один литр морской воды данной температуры и содержания хлора (Cl).

В табл. 8 и 9 показано по Фоксу количество кислорода и азота в  $см^3$ , поглощаемое 1 л морской воды из свободной сухой атмосферы при 760 мм давления при различных температурах и соленостях<sup>1</sup>.

Таблица 8

## Кислород

$\frac{S^0}{\text{‰}}$ $t^0$	0	10	20	30	35	40
-2	10.88	10.19	9.50	8.81	8.47	8.12
0	10.29	9.65	9.00	8.36	8.04	7.72
10	8.02	7.56	7.09	6.63	6.41	6.18
20	6.57	6.22	5.88	5.52	5.35	5.17
30	5.57	5.27	4.95	4.65	4.50	4.34

Таблица 9

## Азот

$\frac{S^0}{\text{‰}}$ $t^0$	0	10	20	30	35	40
-2	19.53	18.25	16.97	15.69	15.05	14.41
0	18.64	17.43	16.24	15.05	14.45	13.85
10	15.02	14.17	13.31	12.46	12.03	11.61
20	12.59	11.97	11.35	10.74	10.43	10.12
30	10.98	10.49	10.01	9.53	9.29	9.05

Из формул и таблиц видно, что количественные отношения между кислородом и азотом, растворенными в воде, иные, чем между кислородом и азотом в атмосфере. Так, при 0° в пресной воде при атмосферном давлении

<sup>1</sup> Для получения содержания кислорода в миллиграммах на 1000  $см^3$  данные табл. 8 умножаются на 1.492.

растворяется кислорода 35.5% и азота 64.5%, а в атмосфере, как уже указывалось, в среднем содержится кислорода 20.9%, а азота вместе с аргонem 79.1%. Таким образом, в то время как в атмосфере содержание кислорода и азота относится как 1:4, в воде это отношение приблизительно равно 1:2.

По приведенным выше данным составлена табл. 10 нормальных отношений содержаний растворенных кислорода и азота ( $O_2/N_2$ ) в морской воде различных соленостей и температуры.

Таблица 10

$\frac{S^0}{\text{‰}}$ $t^0$	0	5	10	15	20	25	30	35	40
-2	0.557	0.557	0.558	0.559	0.560	0.561	0.562	0.563	0.564
0	0.552	0.553	0.554	0.554	0.554	0.555	0.555	0.556	0.557
5	0.542	0.542	0.543	0.542	0.543	0.543	0.543	0.544	0.544
10	0.534	0.534	0.534	0.533	0.538	0.532	0.532	0.532	0.532
15	0.527	0.527	0.526	0.525	0.525	0.524	0.523	0.522	0.521
20	0.522	0.521	0.520	0.518	0.518	0.516	0.514	0.513	0.511
25	0.516	0.514	0.513	0.511	0.509	0.506	0.503	0.500	0.496
30	0.506	0.505	0.502	0.499	0.495	0.491	0.488	0.484	0.479

Из табл. 10 видно, что отношение между кислородом и азотом почти не зависит от солености и слегка уменьшается при повышении температуры. Как увидим ниже, содержание растворенного азота подвергается меньшим изменениям с течением времени, чем содержание растворенного кислорода. Отсюда Бух считал возможным по отклонениям отношения кислорода к азоту судить о приходе и расходе кислорода.

Кислород поступает в морскую воду или в результате непосредственного соприкосновения с воздухом, так как при этом, согласно с теорией растворов, кислород в воде стремится к равновесию с кислородом воздуха, или же в результате фотосинтетической деятельности морских растений. Расходуется кислород в атмосферу при избытке его в поверхностных слоях, а также на дыхание морских организмов и на окисление различных веществ. В связи с этим количество растворенного кислорода может очень сильно колебаться, начиная от пересыщения и кончая большими степенями недосыщения. Количество кислорода поэтому обычно выражают не только в  $см^3$  на литр (абсолютное содержание), но и в процентном отношении содержащегося в воде его количества к количеству кислорода, насыщающему воду при данных температуре, солености и давлении согласно табл. 8 (относительное содержание).

Растворимость кислорода и азота, как это видно из таблиц 8 и 9, сильно изменяется в связи с изменениями температуры. Поэтому одна и та же вода при одном и том же абсолютном содержании кислорода и азота при изменении ее температуры может оказаться пересыщенной или недосыщенной.

Так например, если вода, соленость которой 35‰ и температура 0°, содержит 8.04  $см^3$  на литр кислорода, то относительное содержание кислорода в ней равно 100%, т. е. вода не отдает кислорода атмосфере и не поглощает его из атмосферы. Если эту воду нагреть до 10°, то относительное содержание кислорода в ней возрастет до 125%, т. е. вода начнет отдавать кислород воздуху. Отсюда следует, что океан весной и летом до тех пор, пока идет его нагревание, отдает кислород атмосфере, и наоборот, когда осенью и зимой океан охлаждается, он поглощает кислород из атмосферы.



По той же причине теплые <sup>1</sup> течения всегда поглощают кислород из атмосферы, а холодные его отдают.

О скорости проникновения газов из воздуха в воду некоторое понятие дает следующая формула Бора:

$$V = \frac{\mu (P_a - P_w) s}{760},$$

где:  
 $V$  — объем газа, проникающего в 1 минуту,  
 $s$  — площадь раздела вода — воздух,  
 $\mu$  — коэффициент проникновения газа при данной температуре (равный количеству  $\text{см}^3$  газа, проникающего через один  $\text{см}^2$  поверхности в 1 минуту, если  $P_a$  — парциальное давление этого газа в атмосфере на 760 мм выше, чем  $P_w$  — парциальное давление того же газа в воде).

При условии хорошего омывания маленьких пузырьков кислорода Круг нашел, что  $\mu = 0.07$  при  $37^\circ$ . При большой величине пузырька  $\mu$  уменьшается. Отсюда следует, что формула Бора применима, если вода и воздух непрерывно, быстро обновляются у поверхности раздела.

Наиболее быстро поверхностные слои воды обмениваются кислородом и азотом с атмосферой при волнении и тем быстрее, чем сильнее волнение. Действительно, не говоря уже о том, что во время волнения в непосредственное соприкосновение с воздухом приходит большая поверхность воды, пена и брызги при распылении гребней взбрасываются в воздух и отдельные пузырьки воздуха теми же волнами загоняются довольно глубоко под поверхность моря.

Медленнее всего проходит аэрация поверхностных слоев воды в штиль. Можно предположить, что аэрация уменьшается тогда, когда вода прикрыта тонким загрязненным слоем. Однако специальные исследования Робертса показали, что тонкие масляные пленки, с которыми приходится встречаться в гаванях и у берегов, почти не оказывают заметного влияния на аэрацию.

Кроме поглощения кислорода из атмосферы источником увеличения количества кислорода в поверхностных слоях моря является фотосинтетическая деятельность растений. При разложении углекислоты в хлорофилловых зернах зеленых клеток растений, начинающемся немедленно с началом освещения и кончающемся немедленно с наступлением темноты, играют роль, во-первых, интенсивность света, и, во-вторых, длина лучей. Чем больше интенсивность освещения, тем сильнее идет разложение, а при одинаковой интенсивности наибольшее значение имеют красные лучи.

Так как красные лучи поглощаются самыми верхними слоями воды и так как общая освещенность быстро уменьшается с глубиной, то естественно (что и подтверждено опытами), что максимум фотосинтетической деятельности сосредоточен в поверхностных слоях.

В летние месяцы в мелководных районах с богатой флорой вода часто бывает пересыщена кислородом до  $180\%$ , а в Азовском море было отмечено даже  $350\%$  кислорода.

Однако поглощение углекислоты и выделение кислорода растениями имеет место только на свету. В темноте растения, так же как и животные, выделяют углекислоту и поглощают кислород.

Влияние различных морских организмов на соотношения между кислородом, азотом и углекислотой выявляются из табл. 11, показывающей результаты некоторых опытов Кнудсена.

<sup>1</sup> Понятие о теплых и холодных морских течениях есть понятие относительное. Температура теплого течения выше температуры вод, создающейся в результате местных условий; температура холодного течения — ниже.

Из табл. 11 видно, что при опытах содержание азота практически не изменялось, в темноте изменение отношения содержания кислорода к содержанию углекислоты в морской воде с животными и растительными организмами уменьшалось приблизительно одинаково. Растительные организмы на свету, наоборот, это отношение увеличивают.

Изменения в температуре, освещении, в количестве растительных организмов, обогащающих воду кислородом, и в количестве животных организмов, потребляющих кислород, влекут за собой большие изменения в количестве растворенного кислорода. Так как накопление кислорода происходит главным образом в самых поверхностных слоях океана, то обычно содержание кислорода с глубиной уменьшается, и необходимо постоянное освежение глубинных вод перемешиванием или морскими течениями, приносящими на глубину воды с поверхности моря, для того, чтобы на глубинах содержание кислорода не упало до нуля.

Таблица 11

Изменения в содержании газов в морской воде (в  $\text{см}^3$  на 1 л) в связи с жизнедеятельностью организмов <sup>1</sup>

Опыты	Вода	N <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	100 $\frac{O_2}{N_2 + O_2}$
1 опыт	Морская вода . . . . .	12.29	6.70	40.6	35.4
	Морская вода с животными организмами . . . . .	12.36	2.79	44.3	18.4
2 опыт	Морская вода <sup>1</sup> . . . . .	12.52	6.27	43.06	33.4
	Морская вода с растительными организмами в темноте . . . . .	12.18	3.93	43.65	24.4
	То же на свету . . . . .	12.30	17.27	32.73	58.4

Наиболее характерным примером отсутствия глубоко проникающих морских течений и перемешивания является Черное море, отделенное от соседних морей неглубоким и узким проливом. Зимой здесь в верхних слоях до глубины 50—60 м содержание кислорода, вследствие вертикальной зимней циркуляции, почти одно и то же. Ниже количество кислорода резко падает и становится равным нулю на глубине 175—225 м. Начиная с глубины 150 м до нижней границы кислорода, наряду с кислородом, обычно находится и сероводород, образующийся в результате разложения белковых соединений гнилостными бактериями, отщепляющими от них сероводород, диффундирующий из глубин и окисляющийся здесь деятельностью сероводородных бактерий в сульфат-ион <sup>2</sup>.

Летом в верхнем слое количество кислорода несколько уменьшается за счет окислительных процессов. Границей сезонного колебания кислорода

<sup>1</sup> В табл. 11 дано содержание углекислоты как свободной, так и химически связанной.

<sup>2</sup> Сероводородные бактерии в анаэробной (бескислородной) среде, кановой являются глубинные воды Черного моря, используют для дыхания кислород сульфатов, преобразуя последние в сульфиты и одновременно выделяя углекислоту. Углекислота и сульфиты, соединяясь, дают сероводород и карбонаты. В слое соприкосновения кислорода и сероводорода последний окисляется до сульфатов.

Повидимому, в связи с этим стоит некоторое повышение относительного содержания сульфат-иона на этих глубинах, а именно:

Глубина (в м)	100	200	300
Отношение $\text{SO}_4/\text{Cl}$	0.1249	0.1319	0.1325



здесь служит глубина около 75 м. У берегов нижняя граница кислорода несколько понижена, благодаря сгонно-нагонным явлениям и общей циклонической циркуляции вод этого моря.

В табл. 12 приведено среднее содержание сероводорода в см<sup>3</sup> на литр и серы в мг на литр в Черном море по Чигирину и Данильченко<sup>1</sup>.

Таблица 12

Глубина (в м)	150	175	200	225	300	500	1000	1500	2000
H <sub>2</sub> S	0.09	0.22	0.47	0.63	1.48	3.78	5.64	6.17	5.80
S	0.13	0.32	0.63	0.91	2.15	5.48	8.17	8.95	8.40

Животная жизнь в океане связана с количеством растворенного кислорода. Но морские животные с хорошим кровообращением и интенсивным жаберным дыханием, как-то: рыбы, крабы, а также полупрозрачные пелагические организмы с малым содержанием сухого вещества мало зависят от количества растворенного кислорода. Наоборот, медузы, ракообразные (копеподы), мальки рыб выживают в аквариумах только при полном насыщении воды кислородом и хорошо ее перемешивании.

Исключительным примером обилия жизни при малом количестве кислорода служит Панамский залив. Здесь на глубине 150—300 м всего около 2—12% кислорода. По другую сторону Панамского перешейка, в Карибском море на тех же глубинах содержание кислорода 50—63%, а количество планктона на той же глубине в Панамском заливе в 4—10 раз больше, чем в Карибском море.

В связи с содержанием кислорода в морской воде или в донных отложениях стоит важный вопрос об окислительных и восстановительных процессах в море. Под первыми понимается присоединение к веществу кислорода или отнятие от него водорода (или, наконец, отнятие от атома или иона электрона), под вторыми, наоборот — отнятие кислорода или присоединение водорода (или присоединение электрона).

Фотосинтез поэтому есть восстановительный процесс. С другой стороны, организмы получают необходимую им энергию путем окисления. После смерти организмов, распад их тел в присутствии кислорода есть также процесс окисления. Таким образом в открытом океане, где содержание растворенного кислорода велико вплоть до самого дна, господствуют окислительные процессы. Исключение, как уже указывалось, представляет зона фотосинтеза. Но в некоторых застойных районах количество кислорода с глубиной уменьшается и, в частности, в Черном море ниже 200 м кислорода нет. Эта глубина, следовательно, является поверхностью раздела между окислительной и восстановительной средой. Ниже 200 м идут только восстановительные процессы.

В морях с большим содержанием кислорода в придонных слоях кислород переводит соединения железа и марганца в окиси и верхние слои грунта приобретают красный и коричневый оттенки. При наличии большого количества органического вещества и продолжающемся его распаде, кислорода может не хватить на окисление. Соединения железа и марганца остаются в закисной форме и грунты приобретают различные сероватые или серовато-зеленые оттенки. При избытке органического вещества кислорода может не хватить даже на образование закисей и тогда сера органического вещества, соединяясь с водородом, дает сероводород и сульфиды железа и марганца, придающие илам синий или даже черный оттенок. Все эти процессы связаны с бактериальной деятельностью.

<sup>1</sup> Насколько велико заражение сероводородом вод Черного моря, показывает, что только 12.75% по объему этого моря заполнено не зараженной сероводородом «живой» водой. Остальное приходится на долю «мертвой» воды.

Азот в поверхностных слоях моря находится почти в полном равновесии с азотом атмосферы. Его баланс в глубинных слоях моря определяется, как увидим ниже, образованием и распадом органического вещества и деятельностью бактерий.

В табл. 13 показано по Чигирину и Данильченко среднее содержание газообразного азота на глубинах Черного моря.

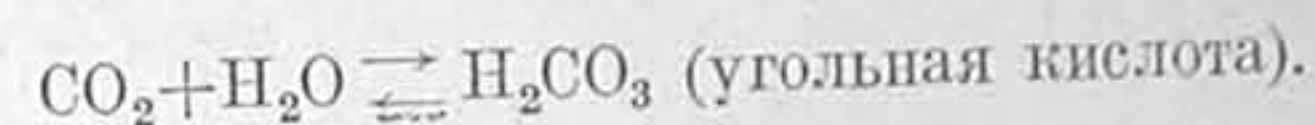
Таблица 13

Глубина (в м)	0	100	200	500	1000	1500	2000
Содержание азота							
Абсолютное содержание азота (в см <sup>3</sup> /л) . . . . .	12.63	13.85	13.79	13.91	14.01	13.96	13.83
Относительное содержание азота . . . . .	100.0	100.0	102.0	103.6	104.7	104.5	103.6

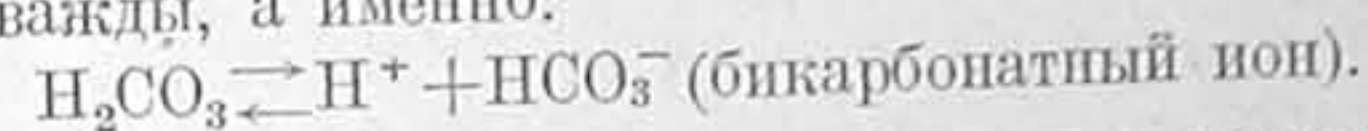
Избыток свободного азота на глубинах по Чигирину и Данильченко образуется за счет восстановления нитратов и распада органических веществ; наряду с азотом могут присутствовать метан и водород.

## § 4. Углекислота и ее соединения

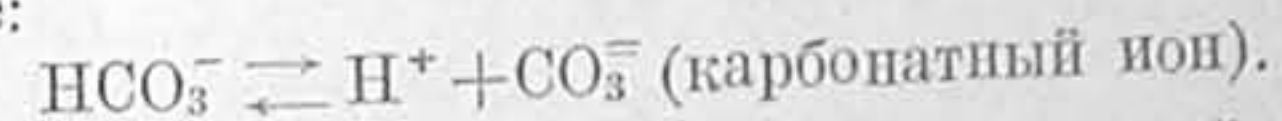
В отличие от кислорода и азота углекислота не только растворяется в морской воде, но и вступает с ней в сложные соединения согласно формулам:



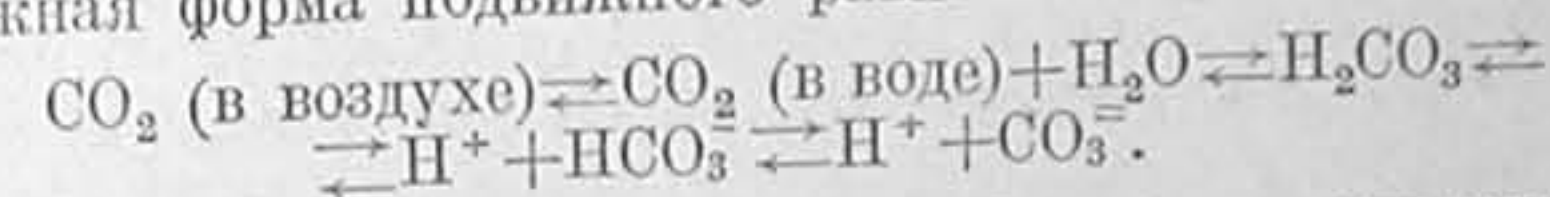
Угольная кислота частично распадается на соответствующие ионы, причем, так как угольная кислота является кислотой двухосновной, то она диссоциирует дважды, а именно:



Бикарбонатный ион, в свою очередь, частично диссоциирует по следующей формуле:



В морской воде мы встречаем все перечисленные формы углекислоты. В небольшой своей части угольная кислота находится в свободном растворенном состоянии, но главным образом — в химически связанном виде, в форме карбонатов и бикарбонатов. Таким образом в морской воде имеется весьма сложная форма подвижного равновесия согласно формуле:



Отсюда вытекает уже отмеченное свойство углекислоты: в противоположность кислороду и азоту, суммарное содержание свободной и связанной углекислоты повышается с увеличением солености.

В табл. 14 показан по Фоксу коэффициент растворимости<sup>1</sup> свободной углекислоты при различных температурах и соленостях.

Из табл. 14 следует, что коэффициент растворимости свободной углекислоты почти в 40 раз больше растворимости кислорода и в 80 раз больше

<sup>1</sup> Под коэффициентом растворимости углекислоты понимается число объемов углекислоты, растворяемой в одном объеме воды при давлении углекислоты, равном 760 мм.



растворимости азота. Так, в пресной воде при 0° и 760 мм давления газа растворяется: кислорода 48.90, азота 23.48 и углекислоты 1713.00 см<sup>3</sup> в литре воды. Из этой таблицы также следует, что коэффициент растворимости свободной угольной кислоты, подобно коэффициентам растворимости кислорода и азота, уменьшается с повышением солёности и температуры.

Таблица 14

$S^{\circ}/_{\infty}$	0	10	20	30	35	40
$t^{\circ}$						
-2	1.84	1.77	1.70	1.63	1.59	1.56
0	1.71	1.65	1.58	1.52	1.49	1.46
10	1.49	1.45	1.41	1.07	1.05	1.02
20	0.88	0.85	0.82	0.80	0.78	0.77
30	0.67	0.64	0.61	0.58	0.57	0.56

Следовательно, осенью и зимой при охлаждении океан поглощает углекислоту из атмосферы, а весной и летом, при нагревании, наоборот, отдает. Аналогично теплые поверхностные течения поглощают углекислоту из атмосферы, а холодные, наоборот, отдают углекислоту.

Растворенная в морской воде углекислота пополняется поглощением углекислоты из атмосферы, дыханием организмов, разрушением и окислением мертвого органического вещества, размытием и растворением известковых пород дна и берега, подводными вулканическими извержениями, гейзерами и ключами и действием на бикарбонаты организмов, строящих раковины и кораллы. Расходуется углекислота в атмосферу, часть ее используется растениями при фотосинтезе, и, наконец, часть ее осаждается в виде карбоната кальция в результате химических процессов и деятельности организмов.

Так как содержание углекислоты в воздухе весьма мало (всего около 0.03% по объему), то если бы морская вода была нейтральна, количество углекислоты, которое могло бы быть поглощено из атмосферы при 0°, было бы всего около 0.49 см<sup>3</sup> на литр<sup>1</sup>. Однако в морской воде общая сумма катионов оснований (Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>++</sup>, Mg<sup>++</sup>) всегда несколько превышает сумму анионов сильных кислот (SO<sub>4</sub><sup>=</sup>, Cl<sup>-</sup>, Br<sup>-</sup>). Этот избыток оснований (главным образом карбонатов и бикарбонатов) или «щелочный резерв» делает воду щелочной, и благодаря этому общее содержание углекислоты доходит до 45 см<sup>3</sup> и выше на литр.

Избыток катионов оснований над анионами сильных кислот связан главным образом с угольной кислотой и поэтому по щелочному резерву можно судить о находящейся в морской воде солях угольной кислоты. Однако, помимо угольной кислоты, щелочный резерв зависит также и от других слабых кислот, главным образом — борной. Поэтому в гидрохимии при точных расчетах различают: щелочность карбонатную, щелочность боратную, щелочность, определяемую гидроксильными и водородными ионами, и щелочность общую по формуле:

$$A = 2[CO_3^{=}] + [HCO_3^{-}] + [H_2BO] + [OH^{-}] - [H^{+}].$$

<sup>1</sup> Надо отметить, что обмен углекислотой между морем и атмосферой происходит весьма медленно. Так, коэффициент Бора для проникновения углекислоты считается, по Кругу, равным 0.01. Отсюда, если разность парциальных давлений углекислоты в атмосфере и море принять равной 0.001 атмосферы, то через 1 см<sup>2</sup> поверхности моря за год проникает только 0.525 см<sup>3</sup> углекислоты.

Разность между общей щелочностью (A) и карбонатной щелочностью (A<sub>карб.</sub>) при различных pH (см. ниже) показана в табл. 15.

Таблица 15

pH . . . . .	7.6	7.8	8.0	8.2	8.4
A - A <sub>карб.</sub> . . . . .	0.02	0.03	0.05	0.08	0.11

В таблице 16 приведено по Хамбергу и Кругу содержание в морской воде углекислоты при различных температурах и солёностях.

Таблица 16

Солёность в ‰	$t^{\circ}$	Содержание CO <sub>2</sub> в см <sup>3</sup> на 1 л			
		карбонатов	бикарбонатов	свободная	сумма
17.78	0	1.38	24.18	0.42	25.98
	10	2.31	22.32	0.29	24.92
	20	2.94	21.06	0.23	24.23
26.58	0	3.52	33.48	0.40	37.40
	10	4.49	31.54	0.27	36.30
	20	5.51	29.50	0.22	35.23
35.13	0	5.07	43.78	0.38	49.23
	10	7.06	39.80	0.26	47.12
	20	9.64	34.64	0.21	44.49

Из табл. 16 видно, что общее содержание углекислоты значительно повышается с повышением солёности (так как в воде с большей солёностью больше углекислых солей) и незначительно уменьшается с повышением температуры и что количество свободной углекислоты в морской воде очень мало (от 0.02 до 0.05% по объему) и, как уже отмечалось, подобно кислороду и азоту, уменьшается с повышением солёности и температуры.

Щелочный резерв измеряется количеством кислоты, которое надо прибавить для того, чтобы в воде не оставалось карбонатных и бикарбонатных ионов и недиссоциированных молекул угольной кислоты. В зависимости от географического положения и времени года для этого на 100 см<sup>3</sup> океанской воды требуется от 23 до 26 см<sup>3</sup> n/100 кислоты<sup>1</sup>. Другими словами, карбонаты и бикарбонаты находятся в морской воде в концентрации 0.0023—0.0026.

Вопрос о содержании как свободной, так и связанной (щелочный резерв) углекислоты в морской воде тесно связан с вопросом о ее активной реакции, другими словами, с концентрацией водородных ионов. Действительно, карбонаты и бикарбонаты делают морскую воду щелочной. Угольная кислота, наоборот, делает ее кислой, поэтому активная реакция выражает равновесие между угольной кислотой и карбонатами и бикарбонатами.

<sup>1</sup> Буква n здесь означает нормальный раствор. Эквивалентом элемента называется весовое количество его, равноценное одной весовой части водорода, т. е. соединяющееся с одной весовой частью водорода или ее заменяющее. Эквивалентный вес вещества, выраженный в граммах, называется граммэквивалентом. Растворы, содержащие в литре по 1 граммэквиваленту растворенного вещества, называются нормальными.



Для воды, как и для всякого электролита, существует соотношение концентраций диссоциированной и недиссоциированной ее частей:

$$\frac{[H^+][OH^-]}{[H_2O]} = K_{H_2O},$$

где  $K_{H_2O}$  — константа диссоциации воды.

Для чистой воды, при условии ее нейтральности, концентрации водородных и гидроксильных ионов должны быть равны, т. е.

$$[H^+] = [OH^-].$$

Откуда

$$\frac{[H^+]^2}{[H_2O]} = K_{H_2O}.$$

Как установлено опытом, концентрация водородных ионов в воде равна одной десятичной миллионной нормальной (нормальный раствор водородных ионов есть раствор 1 г  $H^+$  в литре воды). Следовательно, в литре чистой воды содержится только  $1 \cdot 10^{-7}$  г водородных ионов.

Отсюда получаем для чистой нейтральной воды:

$$[H^+][OH^-] = [H^+]^2 = 10^{-14}.$$

Это условие приложимо и к морской воде, так же как и ко всякому водному раствору<sup>1</sup>. Отсюда, если в данной воде концентрация водородных ионов равна концентрации гидроксильных ионов, то вода нейтральна, если преобладают водородные ионы, то вода кислая, если преобладают гидроксильные ионы, то вода щелочная.

Серенсен предложил концентрацию водородных ионов выражать показателем степени, взятым с обратным знаком, и обозначать знаком  $pH$ .

Таким образом

$$pH = -\lg[H^+].$$

Отсюда

$$[H^+] = 10^{-pH}.$$

Ясно по предыдущему, что если  $pH = 7.0$ , то вода нейтральна, если  $pH > 7.0$ , то вода щелочная, и если  $pH < 7.0$ , то вода кислая.

Как уже указывалось, свободная и связанная углекислота и концентрация водородных ионов в морской воде находятся в зависимости друг от друга. Эта зависимость, по Саундерсу, определяется следующей формулой:

$$pH = 10.70 - 0.53 \sqrt{C} + \lg \frac{[Bik]}{pCO_2},$$

где:

$C$  — концентрация в нормальностях<sup>2</sup> всех катионов нейтральных солей,  $[Bik]$  — концентрация катионов бикарбонатов также в нормальностях,  $pCO_2$  — напряжение  $CO_2$  в миллиметрах ртутного столба.

По Саундерсу это уравнение верно, если  $C < 1.0$ .

На рис. 4 пунктирная кривая есть напряжение  $CO_2$  по формуле Саундерса для морской воды, у которой соленость  $S = 35\text{‰}$  и щелочный резерв  $A = 0.0026$ . Сплошная кривая построена на основании опытных данных Мак-Клендона. Из рис. 4 следует, что, так как парциальное дав-

<sup>1</sup> Концентрация ионов в чистой воде несколько меняется в зависимости от температуры, как это видно из следующей таблицы:

$t^\circ$	$[H^+]^2$
0	$10^{-15.07}$
18	$10^{-14.22}$
50	$10^{-13.22}$
100	$10^{-12.23}$

<sup>2</sup> Нормальность — число граммэквивалентов в 1 л раствора.

ление углекислоты в атмосфере около 0.23 мм, то при  $pH > 8.1$  морская вода поглощает углекислоту из атмосферы, а при  $pH < 8.1$ , наоборот, углекислота медленно выделяется из моря в атмосферу.

В открытом море  $pH$  колеблется от 7.8 до 8.8<sup>1</sup>. В течение летних месяцев, когда фитопланктон энергично потребляет углекислоту поверхностных слоев, величина  $pH$  повышается. Зимой, когда дыхание преобладает над ассимиляцией углекислоты,  $pH$  понижается. Последние исследования показывают, что давление на глубинах повышает диссоциацию угольной кислоты, делает воду более кислой, и в соответствии с этим  $pH$  с глубиной уменьшается.

Обычно вертикальное распределение свободной угольной кислоты обратное вертикальному распределению кислорода, а вертикальное распределение  $pH$  ему соответствует.

Углекислота, щелочный резерв и концентрация водородных ионов в морской воде, как мы видели, тесно связаны друг с другом, и факторы, изменяющие содержание, например, углекислоты, сейчас же сказываются в изменении щелочного резерва или концентрации водородных ионов. Таким образом, говоря об углекислоте, приходится одновременно говорить и о щелочном резерве и о концентрации водородных ионов.

Так как количество свободной углекислоты в океане в 15—30 раз больше, чем в атмосфере, то океан как бы регулирует содержание углекислоты в атмосфере.

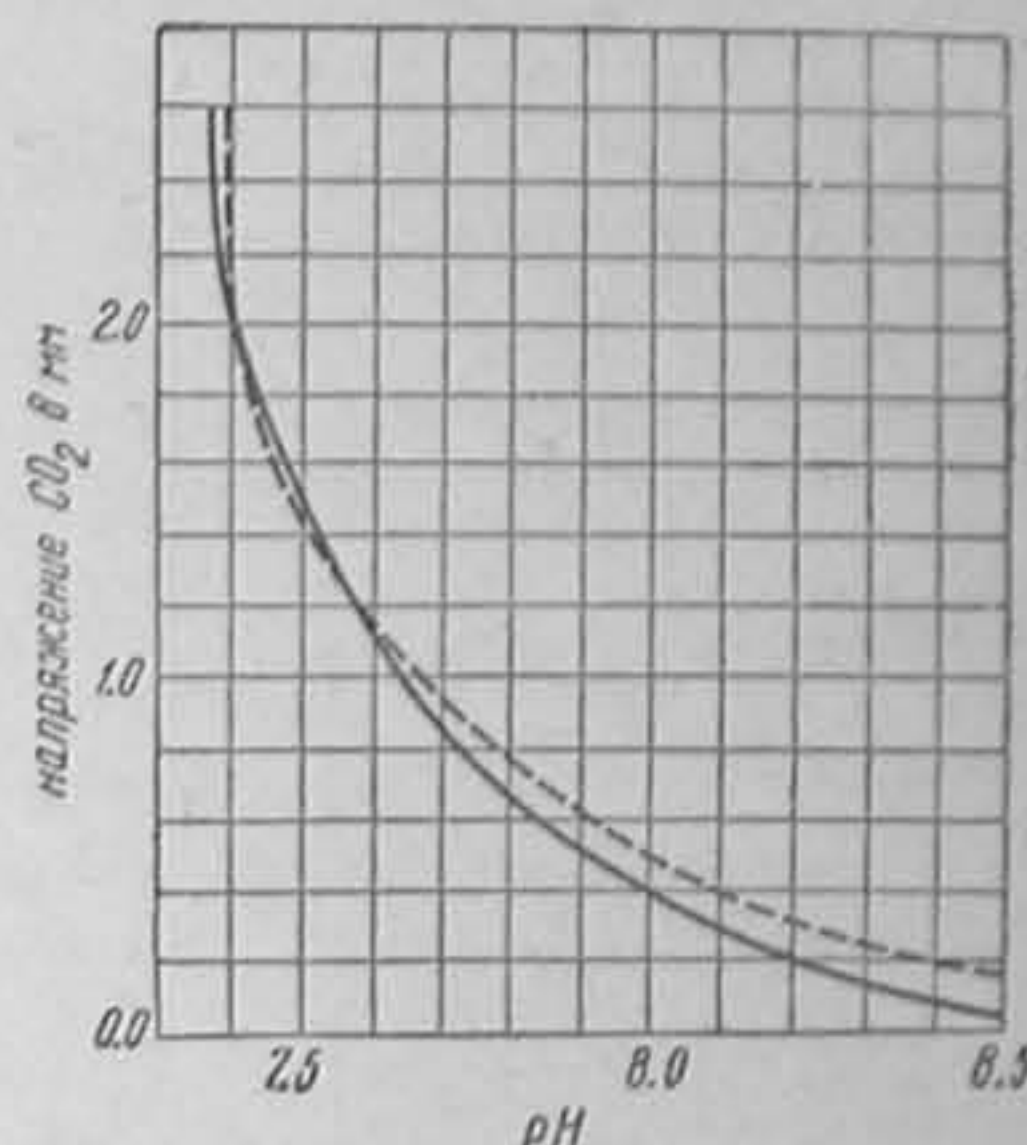
Более холодные полярные воды поглощают углекислоту легче, чем теплые воды тропиков. Таким образом по Гендерсону и Кону осуществляется медленная циркуляция углекислоты из океана в атмосферу в тропиках и из атмосферы в океан в полярных районах.

Несмотря на малое содержание углекислоты в море, она для жизни океана играет не меньшую роль, чем кислород. Действительно, углекислота является единственным источником углерода при синтезе органического вещества растениями.

Самая жизнь океана весьма чутко отзывается на всякие изменения концентрации водородных ионов, а эти изменения умеряются как свободной углекислотой, так и карбонатами, оказывающими тормозящее (буферное) действие этим изменениям. Возможно, что если бы не было этого буферного действия угольной кислоты и карбонатов на изменения концентрации водородных ионов, многие живущие сейчас в море организмы не могли бы развиваться и существовать.

Величина щелочного резерва тесно связана с круговоротом кальция в море, вследствие того, что из всех оснований, определяющих щелочной резерв, карбонат кальция является величиной, наименее постоянной. В зависимости от местных условий вода может быть и пересыщенной и недосыщенной карбонатом кальция. Круговорот кальция является единственным фактором, влияющим на щелочной резерв открытого

<sup>1</sup> Самое низкое значение  $pH = 6.98$  было определено в норвежских фиордах.



4. Напряжение углекислоты в мм ртутного столба в зависимости от концентрации водородных ионов.



океана, и потому изучение щелочного резерва дает представление о круговороте кальция<sup>1</sup>.

Карбонаты кальция мало растворимы и морская вода почти всегда ими насыщена. В некоторых случаях, однако, при соприкосновении с очень тонко измельченным карбонатом кальция можно получить пересыщенный раствор, который через некоторый промежуток времени выделяет кристаллический карбонат. Таким образом, по мере заполнения, например, промежутки в скелетиках кораллов.

Свободная угольная кислота повышает растворимость карбонатов, причем создаются бикарбонаты. Эти соли, однако, неустойчивы и при повышении температуры и солености распадаются опять на карбонаты и угольную кислоту.

Часть карбоната кальция извлекается из морской воды морскими организмами. Этот процесс происходит гораздо быстрее в теплой воде. Поэтому, например, коралловые рифы развиваются только в тропических водах, где температура воды высока и сезонные колебания ее незначительны. Многие виды птеропод, гетеропод, фораминифер и известковых водорослей (коккосфер и рабдосфер) наиболее интенсивно развиваются в поверхностных водах тропического пояса, а организмы с наиболее крупными раковинами встречаются у самого экватора.

Таблица 17

Среднее содержание карбоната кальция в океанических отложениях (по Меррею)

Глубины (в м)		CaCO <sub>3</sub> (в %)
от	до	
	< 1 000	80
1 000	2 000	77
2 000	3 000	71
3 000	4 000	70
4 000	5 000	49
5 000	6 000	27
6 000	7 000	1
> 7 000		0

От тропиков к полюсам эти известковые организмы становятся все меньше, и некоторые разновидности исчезают. В холодных поверхностных водах Арктики и Антарктики встречаются лишь один—два вида птеропод и один или два вида карликовых фораминифер. Таким же образом в глубинных холодных водах тропических морей выделяется меньшее количество карбоната кальция, и раковины с увеличением глубины становятся все меньше.

После смерти известковых организмов они медленно опускаются в глубину, частично растворяясь во время своего опускания. Сначала растворяются более мелкие и тонкие раковины, потом более крупные. Если глубина сравнительно невелика, раковины достигают дна до окончательного растворения и там образуют мощные известковые отложения. Поэтому, чем меньше глубина, тем больше содержится в морских отложениях карбоната кальция (табл. 17).

Количество карбоната кальция, извлекаемого организмами из морской воды, огромно, а между тем количество растворенных в морской воде карбонатов кальция незначительно. Поэтому организмы получают необходимый им карбонат кальция из других солей кальция, имеющихся в морской воде. Так, углекислый аммоний, получающийся в результате разложения бактериями животных продуктов, в присутствии сульфата кальция морской воды дает карбонат кальция и сульфат аммония.

В табл. 18, составленной по Ваттенбергу, показан щелочный резерв при равновесии морской воды (соленость которой равна 35‰)

Таблица 18

pH \ t°	8.30	8.20	8.10	8.00	7.90	7.80	7.70
0	1.9	2.1	2.2	2.3	2.4	2.4	2.5
5	1.9	2.0	2.1	2.2	2.3	2.4	2.5
10	1.8	1.9	2.0	2.1	2.2	2.3	2.4
15	1.7	1.8	1.9	2.0	2.1	2.2	2.3
20	1.6	1.7	1.8	1.9	2.0	2.1	2.3
25	1.5	1.6	1.7	1.8	1.9	2.1	2.2

<sup>1</sup> Многие химики связывают представление о щелочном резерве океана с представлением о потенциальном углекислом кальции.

с твердым углекислым кальцием в зависимости от температуры воды и ее концентрации водородных ионов, определенной по Палачу.

Если разделить величину щелочного резерва, определенного непосредственно, на цифры данной таблицы, то получается приблизительно понятие о насыщенности данной воды углекислым кальцием.

Верхние слои океана, особенно в тропической зоне, пересыщены углекислым кальцием (до 150%). С увеличением широты количество кальция уменьшается, и в высоких широтах, как показали наблюдения на «Садко» в 1935 г., иногда наблюдается недостаток кальция даже в поверхностных водах. Что касается глубинных и придонных вод, то здесь, по наблюдениям экспедиции на «Метеоре», насыщенность кальцием понижается, что объясняется тем, что растворимость кальция повышается с понижением температуры и повышением давления. Это имеет большое значение в жизни океана. Придонные ненасыщенные углекислым кальцием воды, соприкасаясь с донными отложениями, переводят в раствор содержащийся в них углекислый кальций. Чем меньше степень насыщения придонных вод, тем энергичнее идет растворение. Области залегания красной глины и диатомовых илов, наиболее бедных углекислым кальцием, характерны низкой насыщенностью придонных вод углекислым кальцием.

Скорость отложения и растворения углекислого кальция неодинакова. В тропических водах и на мелководьях скорость отложения больше. В высоких широтах и на больших глубинах преобладает процесс растворения.

Таким образом углекислота и ее соединения обуславливают многие явления в море. Углекислота является единственным источником углерода для построения органического вещества растениями. Углекислота и ее соли оказывают буферное действие по отношению к изменениям концентрации водородных ионов, что имеет особое биологическое значение.

Углекислота в море регулирует содержание углекислоты в атмосфере. Наконец, угольная кислота в море играет основную роль в коррозии металлов и разрушении бетона, т. е. непосредственно влияет на практическую деятельность человека.

В табл. 19 дано по Аткинсу вертикальное распределение pH в Сев. Атлантике в 200 милях к западу от Португалии. Такое распределение pH по глубине является характерным для открытых частей Мирового океана.

В табл. 20 показано по Чигирину соотношение между составляющими щелочного резерва на станции «Садко» на 77°07' с. ш. и 0°41' з. д.

Из этой таблицы видно, какое малое количество угольной кислоты находится в морской воде в виде карбонатов.

В табл. 21 и 22 приведены данные двух станций «Садко» — № 17 (76°20' с. ш. и 2°17' в. д., глубина 3200 м) в центральной части Гренландского моря, и 99 (82°41'.6 с. ш. и 87°03' в. д., глубина 2365 м) в центральной части Северного Ледовитого океана.

В табл. 21 и 22 щелочный резерв A вычислен в миллиграммэквивалентах; pH исправлена температурными поправками и поправками на гидростатическое давление; давление углекислоты выражено в 10<sup>-4</sup> atm и вычислено по щелочному резерву и концентрации водородных ионов.

Таблица 19

Глубина (в м)	t°	pH
0	21.10	8.35
50	20.01	8.35
75	17.31	8.31
100	15.10	8.18
150	15.06	8.16
200	13.86	8.11
300	12.25	8.12
500	10.94	8.00
1 000	9.55	8.03
2 000	4.81	7.94
3 000	3.10	7.87



В таблицах обращают на себя внимание сравнительно малые **отличия** в концентрации водородных ионов и щелочном резерве, несмотря на большие разницы в температуре и солености сравниваемых станций.

Таблица 20

Глубина (в м)	pH	A <sub>общ.</sub>	A <sub>карб.</sub>	НСО <sub>3</sub> <sup>-</sup>	СО <sub>3</sub> <sup>=</sup>
0	8.30	2.10	2.01	1.61	0.20
50	8.15	2.38	2.31	1.97	0.17
100	8.12	2.39	2.33	2.01	0.16
200	8.11	2.35	2.30	2.00	0.15
500	8.10	2.39	2.34	2.04	0.15
1 000	8.10	2.42	2.37	2.07	0.15

Концентрация водородных ионов уменьшается с глубиной и в общем тем больше, чем больше содержание кислорода. Наоборот, содержание

Таблица 21

Станция 17

Глубина (в м)	t°	S <sup>0</sup> / <sub>00</sub>	O <sub>2</sub>	A	$\frac{A}{S} \cdot 10^4$	pH	pCO <sub>2</sub>
0	3.90	34.97	7.31	2.42	690	8.28	2.1
10	4.07	35.03	7.29	2.37	675	8.28	2.1
25	3.93	35.03	7.30	2.38	678	8.28	2.1
50	4.62	35.03	7.72	2.43	692	8.11	3.3
75	4.40	35.03	7.76	2.40	684	8.11	3.3
100	4.30	35.03	7.78	2.35	672	8.11	3.3
150	0.70	34.96	7.91	2.43	694	8.11	3.3
250	-0.15	35.08	8.07	2.37	674	8.09	3.4
500	-0.44	34.92	8.14	2.37	678	8.07	3.5
1 000	-0.67	34.94	8.19	2.38	681	8.07	3.3
2 000	-0.99	34.94	8.26	2.45	699	8.08	3.0

Станция 99

Таблица 22

Глубина (в м)	t°	S <sup>0</sup> / <sub>00</sub>	O <sub>2</sub>	A	$\frac{A}{S} \cdot 10^4$	pH	pCO <sub>2</sub>	CaCO <sub>3</sub> %
0	-1.70	31.60	8.64	2.27	717	8.37	1.6	96
10	-1.69	31.74	8.62	2.21	695	8.24	2.0	96
25	-1.70	32.43	8.58	2.25	693	8.22	2.2	97
50	-1.74	33.98	8.48	2.34	689	8.16	2.8	98
75	-1.34	34.20	8.38	2.33	681	8.16	2.8	98
100	-0.34	34.33	8.16	2.38	692	8.15	2.9	98
150	1.91	34.74	8.47	2.34	673	8.14	3.0	101
250	2.12	34.83	7.64	2.36	676	8.14	3.1	103
500	1.58	34.90	7.74	2.38	682	8.13	3.1	101
1 000	-0.16	34.85	8.09	2.36	678	8.04	3.7	97
2 000	-0.67	34.85	8.20	2.36	678	8.10	3.0	97

свободной углекислоты обратно содержанию кислорода. В верхних слоях, где в летнее время идет усиленная фотосинтетическая деятельность растений, содержание углекислоты значительно понижено.

На станции 17 лед никогда не образуется, станция 99 лежит в районе мощного льдообразования. В связи с этим, так как, как увидим ниже, процесс льдообразования есть процесс избирательный, карбонаты включаются в лед легче, чем хлориды, щелочный резерв в верхних слоях станции 99 ниже, чем на станции 17. По тем же причинам отношение щелочного резерва к солености, называемое щелочным коэффициентом или удельной щелочностью и равное для океанской воды 0.0679<sup>1</sup>, для нулевого горизонта станции 99 достигает величины 0.0717.

Величины щелочного коэффициента (умноженного на 10<sup>4</sup>) для различных частей океана приводятся в табл. 23.

Таблица 23

Атлантический океан	662
Северное море	679
Антарктический океан	678
Баренцево море	663
Канинский район Баренцева моря	696
Кандалакшский залив	619—789
Лабрадорское течение	681
Восточно-Гренландское течение	673

Речная вода, смешиваясь с морской, не только понижает соленость, но и повышает щелочной коэффициент. Исключение представляют реки, протекающие по кислым изверженным породам.

В последнем столбце для станции 99 приведены проценты, вычисленные, как указано выше. Поверхностные и глубинные воды этой станции недо-сыщены углекислым кальцием, а промежуточные, наоборот, несколько пересыщены.

Для сравнения в табл. 24 приводятся данные глубоководной станции в Беринговом море, сделанной «Дальневосточником» 24 июля 1932 г. на 59°13' с. ш. и 173°17' в. д. при глубине 3800 м.

Таблица 24

p	t°	S <sup>0</sup> / <sub>00</sub>	O <sub>2</sub>	A	$\frac{A}{S} \cdot 10^4$	pH	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
0	8.90	32.52	—	2.13	654	8.07	0.043
10	8.38	32.79	6.72	2.13	649	8.19	0.067
25	2.81	33.30	6.46	2.14	642	8.19	0.128
50	1.41	33.40	5.92	2.15	643	8.19	0.150
100	0.80	33.40	5.31	2.17	649	8.06	0.164
200	0.68	33.40	—	2.17	649	8.07	0.192
300	3.55	33.82	—	2.19	647	7.31	0.200
500	3.44	34.05	1.25	2.23	655	7.12	0.259
750	3.10	34.29	—	—	—	—	—
1 000	2.80	34.42	0.45	2.29	665	7.31	—
1 500	2.19	34.49	0.91	2.37	687	7.31	0.285
2 000	1.91	34.61	1.44	2.21	638	7.31	0.285
2 500	1.66	34.69	1.74	2.37	683	8.07	0.294
3 000	1.65	34.72	1.65	2.45	706	8.07	0.273

В этой таблице обращают на себя внимание: очень низкие содержания кислорода в глубинных слоях, наличие обедненного кислородом промежуточного слоя, наличие холодного промежуточного слоя и некоторое не-обычное увеличение концентрации водородных ионов в придонных слоях.

Черное море по вертикальному распределению углекислоты занимает

<sup>1</sup> Щелочной коэффициент по Ваттенбергу есть число грамм углекислого кальция, приходящееся на 1000 г солей.



совершенно особое место. В верхних слоях, где присутствует кислород, вертикальное распределение свободной углекислоты является зеркальным отображением кислорода и связано с циркуляцией вод. На больших глубинах углекислота накапливается и достигает  $5 \text{ см}^3 \text{ CO}_2$  на литр, в 10 раз и более превышая содержание углекислоты в поверхностных слоях. Это накопление углекислоты в глубинных слоях обусловлено отсутствием обмена с поверхностными слоями при непрекращающемся распаде органического вещества, падающего сверху.

Щелочный резерв Черного моря также необычайно высок, колеблясь по Добжанской, от 3.14 миллиграммэквивалентов на поверхности до 4.24 миллиграммэквивалентов на глубине 2000 м, что обусловлено, по Чигирину и Данильченко, восстановлением сульфатов, преобразованием их в сульфиды и углекислоту, которые, реагируя между собой в водном растворе, дают сероводород и карбонаты. Соответственно с высоким щелочным резервом, щелочный коэффициент для Черного моря достигает величины 0.1892, т. е. почти в три раза превышает средний океанский.

В табл. 25 показаны по Добжанской средние величины щелочного резерва и щелочного коэффициента для Черного моря.

Таблица 25

Глубина (в м)	A	$\frac{A}{S} \cdot 10^4$
0	3.14	1 725
25	3.13	1 717
50	3.11	1 692
100	3.09	1 551
150	3.13	1 424
200	3.23	1 519
500	3.68	1 670
1 000	4.11	1 844
1 500	4.21	1 890
2 000	4.24	1 902

В прибрежных водах, где происходит смешение вод берегового стока, в которых преобладают карбонаты, с морской водой, колебания щелочного резерва и щелочного коэффициента вообще достигают больших значений. Так например, в северо-западной части Черного моря, при соленостях от 1.20 до 12.15‰, щелочный коэффициент колебался в пределах от 1.3766 до 0.2294.

Величина концентрации водородных ионов и характер ее распределения в Черном море также значительно отличаются от наблюдаемых в океане.

На поверхности открытого моря pH колеблется, по Чигирину, в пределах от 8.30 (летом и зимой) до 8.45 (весной). В слое 60—80 м pH падает в некоторых случаях до 7.78—7.80. Ниже pH изменяется незначительно между 7.65—7.80, несколько повышаясь ко дну на глубинах больше 2000 м.

По наблюдениям Тиховской, в защищенных местах среди зарослей водорослей pH испытывает сильные суточные колебания от 8.20 в ночные часы до 9.0 и выше днем при энергичном фотосинтезе.

## § 5. Соединения азота, фосфора и кремния

Кроме свободного растворенного азота, в морской воде находятся некоторые количества азота в связанном состоянии, а именно в виде солей: азотной кислоты ( $\text{HNO}_3$ ) — нитратов, азотистой кислоты ( $\text{HNO}_2$ ) — нитритов и солей аммония ( $\text{NH}_4$ ). Азот входит в состав каждой живой клетки тел растений и животных в виде белковых веществ<sup>1</sup>. Со смертью организмов их тела делаются добычей ряда гнилостных бактерий. Одни из них, отщепляя от белковых веществ часть азота в виде аммиака ( $\text{NH}_3$ ), превращают белки

<sup>1</sup> Элементарный состав белковых соединений таков: углерод 50—55%, водород 6.6—7.3%, кислород 19—24%, азот 15—19%, сера 0.3—2.4%.

в более простые азотистые соединения. Последние в свою очередь служат пищей другим бактериям, вырабатывающим еще более простые вещества и опять-таки аммиак и т. д. Таким образом весь азот, содержащийся в белках, в конце концов выделяется отчасти в виде свободного азота и, главным образом, в виде аммиака. Подобной же участи подвергается мочевины, являющаяся продуктом распада белка в самом организме животного и преобразуемая деятельностью бактерий в углекислый аммоний  $[(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3]$ , легко разлагающийся на аммиак, углекислый газ и воду.

Постепенно почти весь азот, содержащийся в органических веществах, переходит в аммиак и аммонийные соли. Аммиак в дальнейшем окисляется за счет кислорода, растворенного в воде, в нитриты и нитраты. Весь процесс окисления аммиака называется нитрификацией.<sup>1</sup>

В дальнейшем нитраты, растворенные в морской воде, усваиваются растениями, в клеточках которых они перерабатываются в белки и другие сложные соединения. У всех морских бактерий, по Буткевичу, весьма развита способность использовать в качестве источника азота аммонийные соли и нитраты при избирательном использовании отдельными видами углеродистых соединений. Животные, не усваивающие азот (даже в виде солей), получают необходимые им белковые вещества, поедая растения и бактерии или других животных.

Растворенный в морской воде азот, как результат равновесия с атмосферным азотом, а также разложения белкового вещества, в свою очередь, особенно вблизи берегов, усваивается непосредственно особым видом бактерий — азотобактерами, развивающимися в слизи, покрывающей некоторые водоросли, перерабатывается ими в азотистые соединения, которые поглощаются растениями и перерабатываются или в белок или в другие сложные азотистые соединения. Таким образом завершается круговорот азота в океане.

В среднем в открытом океане количество нитратов с глубиной увеличивается приблизительно до 500 мг нитратного азота на  $\text{м}^3$ , а количество аммиака уменьшается, что указывает на идущие на глубине процессы нитрификации.

В табл. 26 приводится среднее (из 143 образцов) содержание нитратного азота в океанических водах по анализам Датской экспедиции 1928—1930 гг. в миллиграммах на  $\text{м}^3$ .

Таблица 26

Глубина (в м)	Атланти- ческий	Индийский	Тихий
0	3	47	5
400	260	367	384
800	333	467	500

Нитриты являются промежуточным звеном в окислении аммиака до нитратов, редко содержатся в количестве большем 10 мг нитритного азота на  $\text{м}^3$ , и их присутствие обычно указывает на процесс образования нитратов.

Весьма своеобразно распределение соединений азота в Черном море. По данным Чигирина и Данильченко, в верхней зоне (0—200 м) содержание нитратного азота около 90 мг, нитритного около 2.5 мг и аммиачного около 80 мг на  $\text{м}^3$ .

С глубиной содержание нитратов увеличивается и достигает максимума

<sup>1</sup> В почвах известны особые нитрифицирующие бактерии. Присутствие нитрифицирующих бактерий в морских грунтах установлено; однако, обнаружить их в морской воде до сих пор не удалось. Одни из них — нитрозные — окисляют аммиак в азотистую кислоту и другие — нитратные — окисляют азотистую кислоту в азотную.



на глубине 200 м. В более глубоких слоях как нитраты, так и нитриты отсутствуют, но зато содержание аммиачного азота возрастает и на глубине 1500—2000 м достигает 1100—1400 мг на м<sup>3</sup>.

В табл. 27 показано, по Чигирину и Данильченко, среднее содержание азота нитратов и аммиака в Черном море в миллиграммах на м<sup>3</sup>.

Таблица 27

Глубина (в м)	Азот нитратов	Азот аммиака	Сумма азота
0	71	69	140
50	99	53	152
100	84	78	162
200	86	225	311
300	8	366	374
500	0	722	722
1000	0	1079	1079
1500	0	1117	1117
2000	0	1212	1262

Повидимому, в Черном море на глубинах имеются два источника аммиака: денитрификация<sup>1</sup> и распад белковых веществ, попадающих с поверхности моря в более глубокие слои. При этом выделяется часть газообразного азота, содержание которого здесь доходит до 700 мг на м<sup>3</sup>, т. е. значительно выше содержания, соответствующего наблюдаемым температурам и соленостям.

Фосфор является элементом безусловно необходимым для всех живых существ, так как он входит в состав белков. Кроме того, фосфорно-кислая соль кальция является основой скелетов позвоночных животных. Фосфор очень легко соединяется с кислородом, образуя с ним окисел P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

На рис. 5 показано среднее вертикальное распределение фосфатов, нитратов и аммиака между Исландией и Гренландией в августе 1929 г. по Ваттенбергу.

В табл. 24 было приведено вертикальное распределение фосфатов по глубине на станции «Дальневосточника» в Беринговом море (59°13' с. ш., 173°17' в. д., глубина 3800 м, 24 июля 1932 г.). В соответствии с местными условиями, по мере увеличения глубины, количество фосфатов неуклонно повышается и у дна достигает почти 300 мг на м<sup>3</sup>.

В табл. 28 показано вертикальное распределение концентрации водородных ионов, фосфатов и нитратов в Атлантическом океане на 37° 44' с. ш., 13° 21' з. д. 12 октября 1925 г.

Таблица 28

p	t°	pH	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	N <sub>2</sub>	p	t°	pH	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	N <sub>2</sub>
0	21.10	8.35	0	15.41	200	13.86	8.11	22	100
50	20.01	8.35	0	6	300	12.25	8.12	44	178; 158
75	17.31	8.31	5	6	500	10.94	8.00	50	200
100	15.10	8.18	8	55	1000	9.55	8.03	74	264; 262
150	15.06	8.16	10	65	2000	4.81	7.94	78	ок. 265

<sup>1</sup> В морской воде во всех слоях обнаружены денитрифицирующие бактерии, т. е. превращающие сложные азотистые соединения в простейшие.

На рис. 6 показано по Сейвеллу вертикальное распределение температуры, относительного содержания кислорода и содержания фосфатов (P мг/л) на 32° 59' с. ш. и 60° 16' з. д.

На рисунке обращает на себя внимание то обстоятельство, что как раз в слое, обедненном кислородом, наблюдается максимальное содержание фосфора.

Еще рельефнее это явление выступает из рис. 7, где, также по Сейвеллу, приведен разрез от экватора до 35° с. ш. по 40 меридиану з. д., выполненный в марте 1932 г. На разрезе ясно выступает обогащенный фосфатами промежуточный слой, заключающийся между горизонтами 500 и 1500 м.

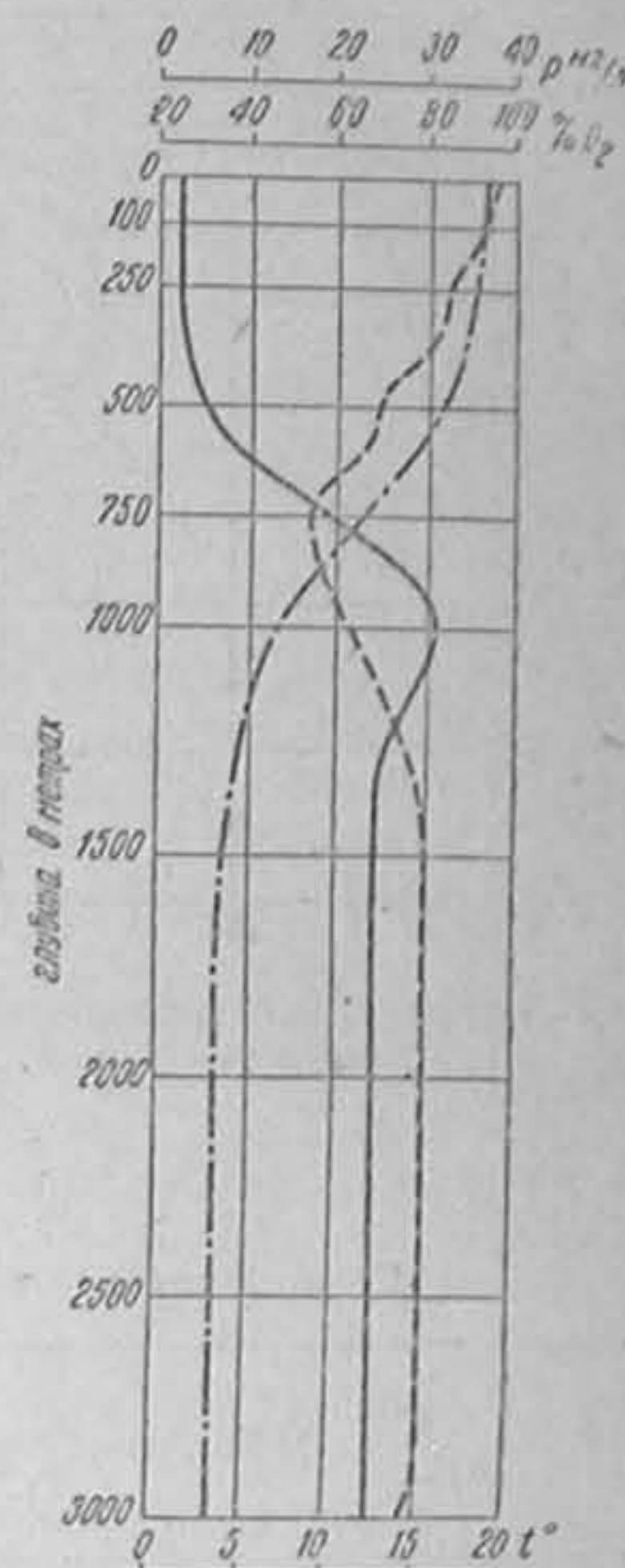
Черное море и в отношении фосфатов представляет исключение.

В табл. 29 показано по Чигирину среднее содержание фосфора в различных слоях Черного моря в миллиграммах на м<sup>3</sup>.

Перешедший в раствор в глубинах Черного моря фосфор, как результат распада непрерывного дождя умерших организмов из верхних слоев, не может уже возвратиться обратно и, таким образом, верхние слои постепенно обедняются фосфором. Возможно, однако, что в глубинах идет процесс восстановления фосфорнокислых солей до менее окисленных соединений, например до PH<sub>3</sub> (газообразный фосфористый водород). Этот газ диффундирует в верхние слои, где окисляется до фосфорной кислоты, замыкая, таким образом, цикл фосфора.

Растворимые силикаты представляют большое значение в жизни океана, так как кремний составляет от 60 до 75% от сухого веса диатомовых водорослей. Кремневые илы являются наиболее распространенными в океане после известковых. Силикаты поступают в морскую воду в результате берегового стока, растворения кремневых пород, скелетов кремневых организмов, вулканической пыли. Расход силикатов определяется потреблением его диатомовыми и созданием донных кремневых отложений.

Содержание кремния в речной воде в 500 раз больше, чем в морской воде. Большая часть взвешенных силикатов отлагается в устьях рек, при соприкосновении с морской водой. Поэтому воды открытого моря в общем беднее силикатами, чем прибрежные.



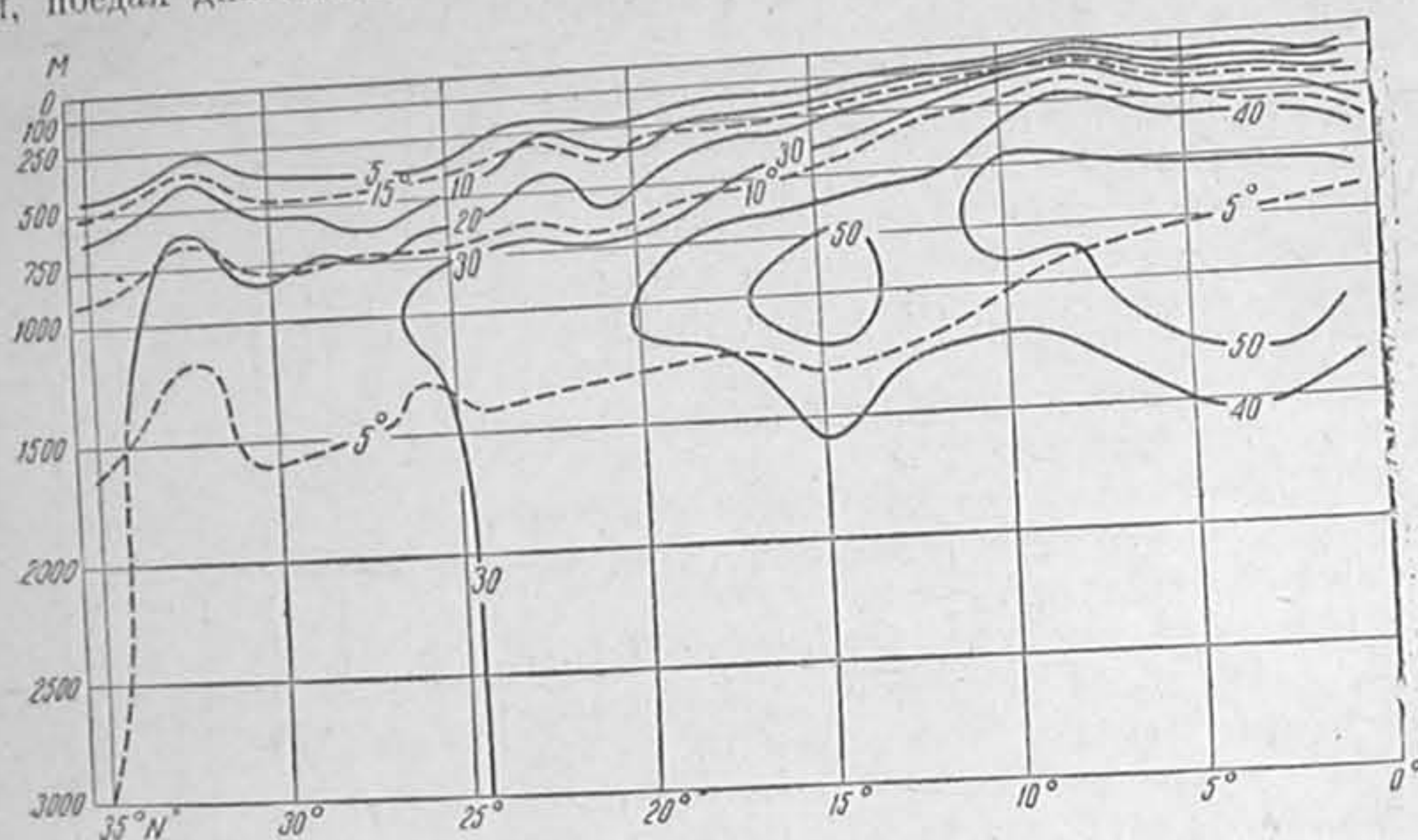
6. Вертикальное распределение температуры, кислорода и фосфора на станции 32° 59' с. ш. и 60° 16' з. д. в феврале — марте 1932 г. по Сейвеллу.

Таблица 29

Глубина (в м)	Содержание фосфора	Глубина (в м)	Содержание фосфора
0	34	175	211
10	33	200	202
25	43	225	205
50	48	300	231
75	60	500	272
100	79	1000	315
125	103	1500	348
150	175	2000	360



Диатомовые водоросли, используя солнечную энергию, разрушают алюмо-силикаты, выносимые речным стоком, и строят свои скелетики из кремнезема и воды. Радиоляриевые и губки получают необходимый им кремнезем, поедая диатомовых.



7. Вертикальное распределение фосфатов (в мг/м³) в Атлантическом океане по 40 меридиану з. д. между экватором и 35° с. ш. в марте 1932 г.

Таблица 30  
Содержание кремния (в мг/л)

Глубина (в м)	Максимум	Минимум	Среднее
0	0.5	0.1	0.3
10	0.9	0.2	0.4
50	1.3	0.8	1.0
200	1.6	1.1	1.2
600	2.4	1.9	2.1

В табл. 30 приводится содержание силикатов в бухте Монтерей по Бигелю и Лесли (1929 г.).

Как показывают многочисленные наблюдения, воды Атлантического океана содержат меньше силикатов, чем воды Тихого океана, но вообще о силикатах в океане известно мало.

## § 6. Коллоиды и взвеси

Если мы начнем путем выпаривания или вымораживания повышать концентрацию морской воды, то в конце концов растворенные в ней вещества начнут выпадать в виде кристаллов. Отсюда растворы, подобные морской воде, получили название кристаллоидных или молекулярных. Но в природе, кроме того, существуют коллоидные и мутные растворы, отличающиеся от молекулярных некоторыми свойствами.

Одно и то же вещество может быть как в кристаллоидном, в коллоидном, так и во взвешенном состоянии, и исследования показали, что между коллоидными растворами и кристаллоидными, с одной стороны, и мутными (суспензиями), с другой стороны, нет резкой грани. Поэтому условно принята классификация растворов, основанная на размерах частиц или на

степени дисперсности вещества, являющейся величиной, обратной размеру частиц<sup>1</sup>.

1. Молекулярные или кристаллоидные растворы. Присутствие частиц растворенного вещества не может быть обнаружено оптическим путем. Их размер меньше  $10^{-7}$  см = 1 мμ. При пересыщении из раствора выделяются кристаллы<sup>2</sup>.

2. Коллоидные растворы. Присутствие частиц, диаметр которых от  $10^{-5}$  см = 100 мμ до  $10^{-7}$  см = 1 мμ, обнаруживается только с помощью ультрамикроскопа. При осаждении образуют хлопья или студни.

3. Мутные растворы или суспензии содержат частицы диаметром более  $10^{-5}$  см = 100 мμ, обнаруживаемые с помощью обыкновенного микроскопа. Раствор представляется не вполне прозрачным. Взвешенные частицы мутного раствора могут быть отделены от жидкости фильтрованием.

Таким образом, коллоидные и мутные растворы отличаются от молекулярных, прежде всего, значительно большими размерами частиц. Они, в противоположность молекулярным растворам, замерзают и кипят почти при той же температуре, что и чистый растворитель. Молекулярные растворы с течением времени не изменяются. Коллоидные растворы более или менее быстро изменяются. При этом отдельные группы молекул как бы слипаются вместе и в конце концов, достигая большой величины, выпадают из раствора в виде осадка или хлопьев, захватывая при этом иногда с собою большие количества воды. Такое выделение коллоида называется коагуляцией<sup>3</sup>.

Коллоидный раствор называют золем, а выпадающий осадок железом, прибавляя впереди название растворителя. Таким образом для водных растворов будем иметь гидрозоль и гидрогель.

Коллоидные частицы и мелкие суспензии, подобно обычным молекулам, находятся в постоянном движении. Если частицы велики, то поступательное движение их невелико и частицы как бы дрожат, оставаясь на месте. При размерах частиц, меньших 4 мμ, их движение начинает походить на движение мошек, толкущейся на солнце в теплые весенние вечера. Это так называемое Броуновское движение.

Все коллоидные растворы, благодаря большой поверхности частиц растворенных веществ по сравнению с их объемом, обладают ярко выраженной способностью адсорбции, т. е. способностью поглощать из раствора различные вещества.

Замечательным свойством коллоидных растворов является электрофорез, заключающийся в том, что при пропускании через раствор электрического тока частицы коллоида начинают передвигаться или к аноду или к катоду, что свидетельствует, что частицы коллоида несут на себе электрические заряды. При этом положительно заряженными являются, например, гидраты окисей металлов; отрицательно заряжены частицы металлов, серы, сернистых металлов и др. Главную роль в этих явлениях играет адсорбция коллоидными частицами или анионов или катионов. Если частица адсорбирует анионы, она становится отрицательно заряженной, и если она адсорбирует катионы, то — положительно заряженной.

<sup>1</sup> Степень дисперсности определяет собою многие свойства веществ. Так, например, пластичность глины зависит не столько от ее химического состава, сколько от степени ее дисперсности.

<sup>2</sup> 1 мμ = 1 микрон = 0.001 миллиметра, 1 мμ = 1 миллимикрон = 0.001 микрона.

<sup>3</sup> Некоторые коллоидные растворы коагулируют несколько иначе. Так, известный раствор желатины при охлаждении образует плотный студень, который при нагревании опять обращается в раствор.



Понятно, что заряженная коллоидная частица может существовать только, если одновременно в растворе находятся равные количества противоположно заряженных ионов. Система, состоящая из заряженной частицы и уравнивающих ее ионов, называется мицеллой.

Более детальное строение мицеллы таково: твердое тело кристаллического или жидкого (случай эмульсий, когда в одной жидкости находятся мельчайшие капли другой не смешивающейся жидкости) строения окружено мономолекулярным адсорбционным слоем, в свою очередь окруженным жидкостной оболочкой, более уплотненной поверхности частицы. Далее с частицей прочно связан электрический заряд того или иного знака в зависимости от вещества частицы, и, кроме того, с той же частицей сравнительно непрочно связана ионная оболочка противоположного знака, легко сдвигающаяся при явлениях электрофореза.

Так как частицы одного и того же коллоида заряжены одноименно, то взаимное отталкивание препятствует образованию более крупных соединений, т. е. коагуляции. Но если смешать два противоположно заряженных коллоидных раствора, то положительно и отрицательно заряженные частицы соединяются вместе, и таким образом происходит взаимная коагуляция растворов.

Явления электрофореза наблюдаются не только у коллоидных, но и у мутных растворов. Так, например, частицы взвешенной глины оказываются заряженными отрицательно, и потому прибавление в раствор солей, заряженных положительно, их осаждают.

Береговым стоком выносятся в океан большое количество глинистой мути. Кроме того на поверхность океана падает значительное количество мелкой пыли континентального происхождения. В качестве примера можно указать, что пыль, сдуваемая ветром из центральной части Австралии, достигает иногда Голландской Индии. Подсчитано, что на Новой Зеландии ежегодно осаждается до 50 тыс. тонн австралийского песка. По Меррею, в открытом океане при температуре 20° находится около 0.3 мг, а при 5—10° около 0.15 мг мути на литр. В столбе воды основанием 1 м<sup>2</sup> и высотой 5000 м общее количество мути составляет около 750 г, что при осаднении на дно моря дало бы отложение толщиной 0.3 мм.

Скорость осаднения этих частиц  $v$ , согласно формуле Стокса<sup>1</sup>, зависит от ускорения силы тяжести  $g$ , радиуса частицы  $r$ , ее плотности  $\rho$ , плотности воды  $s$  и вязкости воды  $\eta$ .

$$v = \frac{2}{9} g (\rho - s) \frac{r^2}{\eta}.$$

По этой формуле при:  $g = 981$ ,  $\eta = 0.1080$  (вязкость воды при  $t^\circ = 0$  и  $S = 0\%$ ),  $\rho = 2.5$  и  $s = 1$  (все в системе CGS) вычислена табл. 31.

Таблица 31

$r$ см	$v$ см/сек	$t$
$10^{-1}$	182	0.005 сек.
$10^{-2}$	1.8	0.5 »
$10^{-3}$	0.02	50 »
$10^{-4}$	0.0002	1 ч. 23 мин.
$10^{-5}$	0.000002	6 суток

В табл. 31  $t$  — время падения дайной частицы на один сантиметр. Из таблицы следует, что практически коллоиды и тонкие суспензии действием

<sup>1</sup> Формула Стокса выведена для падения шаров, размеры которых достаточны для того, чтобы считать воду однородной средой. Рейнгаум и Ж. Перрен доказали применимость этой формулы и для шариков коллоидных размеров.

силы тяжести не осаждаются. Этим и объясняется значительное количество мути, находимое в частях океана, даже наиболее удаленных от континентов и островов. Из формулы Стокса также следует, что органические частицы плотностью около 1.5 даже при больших сравнительно размерах легко остаются во взвешенном состоянии.

Наибольшее количество мути в океане, понятно, находится вблизи берегов и в особенности вблизи устьев больших рек. Если выносимые реками в море частицы все же осаждаются сравнительно быстро, то это надо отчасти объяснять коагуляцией, вызываемой соприкосновением отрицательно заряженных глинистых частиц с положительно заряженными ионами веществ, растворенных в морской воде<sup>1</sup>.

Понятно также, что по мере приближения ко дну океана количество коагулированных и осажденных частиц мути увеличивается, гидрозоль здесь становится гидрогелем и коллоидные явления занимают совершенно особое, хотя пока и не изученное, место. Так, например, вполне возможно, как указывает Буткевич, что здесь мы можем встретиться с явлением Лизеганга<sup>2</sup>, которое может в некоторых случаях объяснить слоистость донных отложений и конкреций. По крайней мере известны случаи, что взболтанные донные отложения при отстаивании в пробирке располагались кольцами.

В связи с представлением о воде океана как о коллоидном и мутном растворе частиц органического и неорганического происхождения, находится вопрос об образовании морской пены.

Квинке еще в 1883 г. доказал, что чистые жидкости пены не образуют. Затем простыми опытами взбалтывания различных растворов в пробирках можно показать, что пена коллоидных растворов значительно устойчивее, чем пена растворов кристаллоидных. Согласно формуле Канта<sup>3</sup>, в каждом пузырьке воздуха, попавшем под поверхность жидкости, создается добавочное давление

$$p = \frac{2\alpha}{r},$$

где

$\alpha$  — поверхностное натяжение жидкости и

$r$  — радиус пузырька.

Из формулы следует, что избыточное давление тем больше, чем меньше размеры пузырька.

Пузырек, поднявшийся к поверхности моря, покрывается: внутренней поверхностной пленкой, внутренним слоем жидкости и внешней поверхностной пленкой. Для образования поверхностных пленок необходимо наличие в жидкости поверхностно-активных веществ, как-то: органические кислоты и их соли, мыла, белки и т. д.

Для морской воды мы можем принять, что прочность поверхностных пленок, а следовательно, и прочность отдельных пузырьков пены, увеличивается с увеличением ее солености и концентрации коллоидных и взвешенных частиц, в особенности если последние органического происхождения.

<sup>1</sup> Как увидим ниже, осаднение взвешенных частиц задерживается турбулентностью потоков, зависящей от градиентов скорости. Скорость речных вод при впадении в море замедляется и благодаря этому осаднение частиц ускоряется.

<sup>2</sup> Явление Лизеганга состоит в следующем. Растворим, например, в пробирке 4 г желатина в 120 г воды, к которой предварительно прибавлен двуххромовый калий. Когда раствор остынет, нальем сверху немного 8%-ного раствора азотно-кислого серебра. Через некоторый промежуток времени в пробирке появятся разной толщины кольца хромовокислого серебра, расположенные на различных расстояниях друг от друга. Явление Лизеганга до сих пор удовлетворительно не объяснено, хотя для этого и предложено не менее шести теорий.



пены с течением времени меняется.

давно подметили явление пены как признак раздела различных вод.

рактены полосы пены, образующиеся в штормовые погоды и в штормовом направлении, перпендикулярном фронту волн.

морской воды и льдов. Как увидим в дальнейшем, ими определены также  
ным образом прозрачность и цвет воды и льдов.

## § 7. Органическое вещество

Под органическим веществом подразумевают сложный комплекс белковых, углеводных, жировых и других углеродистых соединений.

Процессы газообмена и перемещения питательных веществ в море являются фактически процессами созидания и распада органического вещества.

Морские растения в результате фотосинтеза, разлагая углекислоту, выделяют кислород и используют углерод в соединении с другими питательными солями для построения органического вещества. Это органическое вещество создается растениями в избытке, и замечено, что в зоне планктонных водорослей морская вода обогащается растворенным органическим веществом. П ю т т е р считает, что около 80% (?) синтезируемых водорослями веществ переходит в раствор. Другие авторы дают, однако, значительно меньшие цифры.

Растворенное органическое вещество служит пищей бактериям.

Растительноядные животные используют ту же солнечную энергию, поедая растительные организмы, и служат, в свою очередь, пищей хищных животных. Новейшие исследования показывают, что не только некоторые простейшие, но и более развитые организмы, в частности каляниды, питаются почти исключительно бактериями.

Отмирающие организмы опускаются на глубину и частью на пути поедаются крупными животными, а также одноклеточными и бактериями, частью падают на дно и там служат пищей придонным животным и частью переходят в раствор.

Соединения азота, фосфора, кремния, углерода, кальция, магния, железа и других органических элементов (т. е. элементов, идущих на построение организмов) находятся в речных водах в значительно больших количествах, чем в морской воде. В самом океане жизнь развита главным образом в самых поверхностных слоях. Это хорошо видно из данных Гейтшеля (табл. 32), о численности нано-планктона<sup>1</sup> в кубическом литре воды Атлантического океана между 0—10° ю. ш. и 10—20° з. д.

После отмирания морских организмов часть органических веществ, как уже указывалось, растворяется в воде, часть падает на дно. Вертикальная циркуляция, захватывающая придонные слои, выносит их вторично к поверхности моря. Благодаря этому органическая жизнь в океане, как правило, наиболее развита в прибрежных и мелководных районах, где круговорот вещества происходит быстрее, а также в районах поднятия глубинных слоев моря, богатых органическими веществами.

<sup>1</sup> Нанно-планктоном называется мелкий планктон, видимый только под микроскопом.

Т а б л и ц а 32

Органическое вещество в море создается и разрушается главным образом самими же морскими организмами или же приносится в море береговым стоком. Однако органическое вещество может создаваться и в результате действия других факторов.

Глубина (в м)	Количество организмов	Глубина (в м)	Количество организмов
0	10 100	1 000	90
50	9 400	2 000	50
100	2 700	3 000	18
400	260	5 000	15

...исследователи опытами показали, что ультрафиоле...

Так, Б е р т е л о и другие исследователи опытами показали, что ультрафиолетовые лучи, разлагая углекислоту и воду, дают начало органическим соединениям. Но ультрафиолетовые лучи интенсивно поглощаются слоем озона в атмосфере и потому до поверхности моря почти не доходят.

Но, с другой стороны, ультрафиолетовые лучи ионизируют газы. Отрицательные ионы, по сравнению с положительными, обладают повышенной способностью конденсировать водяные пары. Заряженные электричеством капли, попадая в атмосферу, богатую углекислотой и водой, разряжаются (так называемые тихие разряды), чем вызываются самые разнообразные синтезы органических соединений.

Органическое вещество в море находится в трех состояниях: во взвешенном (живые и мертвые организмы), в коллоидном и в растворенном. Определения количества органического вещества, в особенности растворенного, представляют большие затруднения, так как морская вода представляет собой раствор неорганических солей, от которых органическое вещество неотделимо.

Рабен в Балтийском море нашел 3 мг углерода в литре воды. Того же порядка величины получили Гран и Руд в Осло-фиорде, причем по их определениям количество растворенного органического вещества превышало количество органического вещества, заключенного в живых организмах.

Надо отметить, что количество органического вещества, определенного в некоторых пресных озерах, значительно выше. Так, например, в озере Мендота найдено до 5,8 мг углерода на литр воды. К р о г и Л а н г е, исследуя воду озера Фуресо, нашли, что в планктоне содержалось 0,09 мг органического азота на литр, в коллоидальной форме 0,06 мг и в растворе 0,52 мг на литр. После ряда экспериментов они пришли к выводу, что, повидимому, большая часть органического вещества в море происходит не из разного рода выделений, а образуется в результате разрушения отмершего планктона, преобразуясь сначала в коллоидальную форму, а потом переходя в раствор.

Крог, определяя количество органического вещества в Атлантическом океане на различных глубинах (30° с. ш. и 69° з. д., глубина около 5400 м), пришел к следующим выводам:

1. Все слои воды от поверхности и до дна содержат одинаковые количества органически связанного азота, а именно в среднем 0.244 мг на литр, и одинаковые количества органического углерода, а именно в среднем 2.35 мг на литр. Таким образом отношение органического углерода к органическому азоту в морской воде около 10, т. е. близко к тому, что наблюдается в почвах и в морских грунтах.

2. В столбе воды высотой 5400 м и основанием 1 м<sup>2</sup> в среднем содержится 1.3 кг органического азота и 12.7 кг углерода, т. е. по крайней мере в 300, а вероятно больше чем в 1000 раз превышает количество органического вещества, заключенного во всех морских организмах, вместе взятых, находящихся в этом столбе воды.

3. Условный пересчет органического азота и углерода на белковые вещества и углеводы дает, что в литре воды содержится 1.5 мг белковых веществ и 3.9 углеводов.

4. Так как количество органического вещества в организмах составляет менее одной трехсотой от органического вещества в растворе, то отсюда следует, что изменения в количестве растворимых веществ, производимые организмами, являются необычайно медленными и постепенными.

## § 8. Удельный вес, плотность и удельный объем

Плотность морской воды при постоянном давлении зависит и от солености и от температуры. При той же температуре она зависит исключительно от солености и в океанологии называется удельным весом. Выражается удельный вес практически двояко: 1) удельный вес морской воды при  $0^{\circ}$ , отнесенный к дистиллированной воде при  $4^{\circ}$ , ( $s_{\frac{0}{4}}$ ), и 2) удельный вес морской



воды при  $17.5^\circ$ , отнесенный к дистиллированной воде при той же температуре ( $s_{17.5}^{17.5}$ ).<sup>1</sup>

В отличие от удельного веса в океанологии говорится о плотности, когда принимается во внимание температура. Другими словами, плотность есть удельный вес морской воды данной температуры ( $t$ ), отнесенный к дистиллированной воде при  $4^\circ$  ( $s_4^t$ ).

В целях сокращения числа знаков, Кнудсен ввел следующие обозначения:

$$\sigma_0 = (s_4^0 - 1) 1000 - \text{условный удельный вес при } 0^\circ;$$

$$\rho_{17.5} = (s_{17.5}^{17.5} - 1) 1000 - \text{условный удельный вес при } 17.5^\circ \text{ и}$$

$$\sigma_t = (s_4^t - 1) 1000 - \text{условная плотность.}$$

При исследованиях по определению физических постоянных морской воды, произведенных под руководством Кнудсена, были получены следующие соотношения:

$$S = 0.030 + 1.805 Cl,$$

$$\sigma_0 = -0.069 + 1.4708 Cl - 0.00157 Cl^2 + 0.000398 Cl^3,$$

$$\rho_{17.5} = (0.1245 + \sigma_0 - 0.0595 \sigma_0 + 0.0000155 \sigma_0^2) \cdot 1.00129.$$

Как мы видели (что следует и из приведенных формул), величины  $Cl$ ,  $\sigma_0$ ,  $\rho_{17.5}$  суть различные выражения того же количества хлоридов или содержания хлора, и поэтому, определив одну из этих четырех величин, мы тем самым определяем с помощью таблицы соответствия и все остальные (табл. 33).

Таблица 33

Соответствия величин

S	Cl	$\sigma_0$	$\rho_{17.5}$	S	Cl	$\sigma_0$	$\rho_{17.5}$
5.00	2.75	3.97	3.86	33.00	18.26	26.51	25.20
10.00	5.52	8.01	7.68	34.00	18.82	27.32	25.97
15.00	8.29	12.04	11.49	35.00	19.37	28.13	26.73
20.00	11.06	16.06	15.29	36.00	19.93	28.94	27.50
25.00	13.83	20.08	19.10	37.00	20.48	29.74	28.26
30.00	16.61	24.10	22.91	38.00	21.03	30.54	29.03
31.00	17.16	24.91	23.68	39.00	21.59	31.35	29.80
32.00	17.71	25.71	24.44	40.00	22.14	32.16	30.57

<sup>1</sup> Барнес приводит следующие величины плотности чистой воды при атмосферном давлении по Шаппюи (1897):

Температура	Плотность	Температура	Плотность
0°	0.9998674	6°	0.9999691
1°	0.9999272	7°	0.9999294
2°	0.9999692	8°	0.9998760
3°	0.9999923	9°	0.9998085
4°	1.0000000	10°	0.9997272

При тех же исследованиях была также определена зависимость между условной плотностью и условным удельным весом при  $0^\circ$ , а именно

$$\sigma_t = \sigma_0 + D,$$

где

$$D = -\sum_t - 0.1324 + (\sigma_0 + 0.1324) [A_t + B_t(\sigma_0 - 0.1324)],$$

$$\sum_t = -\frac{(t - 3.98)^2}{503570} \cdot \frac{t + 283}{t + 67.25},$$

$$A_t = (4.7867 - 0.098185t + 0.0010843t^2) 10^{-3},$$

$$B_t = (18.030 - 0.8164t + 0.01667t^2) 10^{-6}.$$

По этим формулам составлены, как известно, Гидрографические таблицы Кнудсена, являющиеся в настоящее время основными для всякого рода океанологических работ.

Удельный объем есть величина обратная плотности, т. е.

$$\alpha_t = \frac{1}{\sigma_t},$$

а условный объем по аналогии с условной плотностью

$$v_t = (\alpha_t - 0.9) 1000.$$

В табл. 34 приведены истинные плотности при различных температурах и соленостях по Кнудсену.

Таблица 34

$t^\circ$ \ $S^\circ/_{\text{‰}}$	0	10	20	30	35	40
0	0.99987	1.00801	1.01606	1.02410	1.02813	1.03216
10	0.99973	1.00756	1.01532	1.02308	1.02698	1.03088
20	0.99813	1.00585	1.01341	1.02099	1.02479	1.02860
30	0.99567	1.00314	1.01057	1.01801	1.02176	1.02551

В табл. 35 приведены истинные удельные объемы при различных температурах и соленостях, вычисленные по тем же данным.

Таблица 35

$t^\circ$ \ $S^\circ/_{\text{‰}}$	0	10	20	30	35	40
0	1.00013	0.99205	0.98419	0.97647	0.97264	0.96884
10	1.00027	0.99250	0.98491	0.97744	0.97373	0.97005
20	1.00177	0.99419	0.98677	0.97944	0.97581	0.97220
30	1.00405	0.99687	0.98954	0.98231	0.97877	0.97512

В табл. 36 показаны коэффициенты термического расширения (умноженные на  $10^6$ ) для морской воды различной солености и температуры, вычисленные по таблицам Кнудсена.

В табл. 37 показаны коэффициенты термического расширения (умноженные на  $10^6$ ), вычисленные Хессельбергом и Свердрупом по таблицам Кнудсена и Экмана для воды соленостью  $35^\circ_{\text{‰}}$  при различных температурах на различных глубинах.

Из этих таблиц видно, что коэффициент термического расширения увеличивается с повышением температуры, солености и глубины.



Таблица 36

$S^0_{\text{‰}}$	0	5	10	15	20	25	30	35	40
$t^{\circ}$									
0	-68	-49	-30	-13	0	21	37	53	68
5	16	32	47	61	76	90	103	117	130
10	88	101	113	125	137	149	160	171	177
15	151	161	171	181	191	201	210	219	229
20	212	216	224	232	240	248	256	263	270
25	256	264	271	278	285	292	298	304	309
30	302	309	316	322	328	333	338	342	346

Таблица 37

$t^{\circ}$	-2	-1	0	1	2	3	4	5	10	15	20	25	30
Глубина (в м)													
0	24	40	55	68	80	93	106	118	172	220	263	304	343
500	40	55	70	82	94	107	119	130	181	227	268	308	346
1 000	55	70	84	96	107	119	131	141	190	234	273	311	348
2 000	84	98	110	121	131	142	153	163	207	247			
3 000	112	125	136	144	154	164	174	183	221				
4 000	137	149	159	168	176	185	194	202	237				
5 000	161	171	181	189	197	204							
6 000	183	193	201	208	215	222							
7 000	202	212	220	227	233	238							
8 000	222	231	238	243	248	253							
9 000	240	248	254	258	262	265							
10 000	257	264	269	272	276	279							

Вследствие аномальных свойств воды соотношения между плотностью и удельным объемом и соленостью и температурой выражаются весьма сложными формулами, затрудняющими нахождение этих величин без помощи подробных таблиц. Поэтому для всякого рода выводов и вычислений обычно пользуются введенными в океанологическую практику Гелланд-Гансеном  $TS$ -диаграммами, которые легко могут быть построены как для плотности, так и для удельного объема.

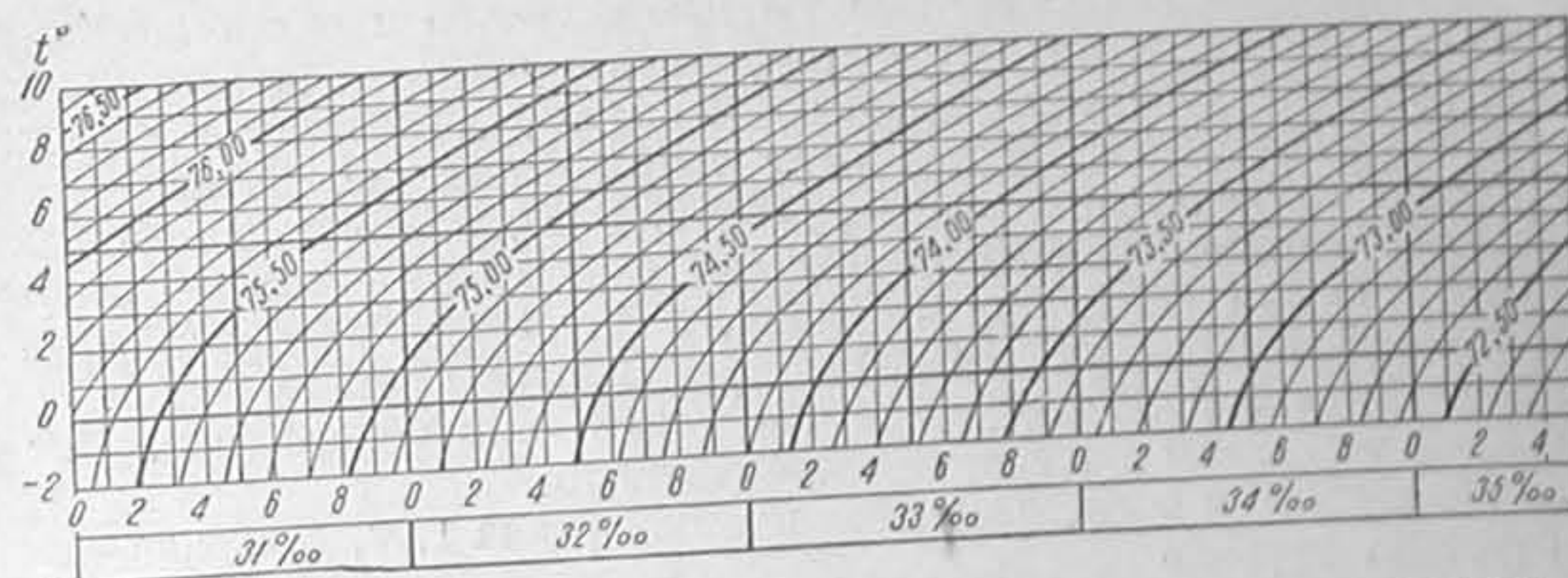
На рис. 8 показана  $TS$ -диаграмма удельного объема для соленостей от  $31^0_{\text{‰}}$  до  $35.5^0_{\text{‰}}$  и для температур от  $-2^{\circ}$  до  $10^{\circ}$ .

Из рассмотрения  $TS$ -диаграмм и таблиц 36 и 37 видно, что при всех температурах и соленостях условная плотность возрастает, а условный удельный объем уменьшается приблизительно на  $0.007$ — $0.008$  своих величин при увеличении солености на  $0.01^0_{\text{‰}}$ .

Зависимость изменения плотности от изменения температуры значительно сложнее. Так, только нагревание воды в пределах выше температуры наибольшей плотности, соответствующей данной солености, уменьшает плотность. При высоких температурах это сказывается больше, чем при низких. Из приведенной  $TS$ -диаграммы также видно, что для морской воды соленостью от  $31^0_{\text{‰}}$  и выше в пределах температур от  $0^{\circ}$  до  $8^{\circ}$  повышение температуры на  $0.1^{\circ}$  оказывает то же влияние на плотность и удельный объем, что и уменьшение солености на  $0.01^0_{\text{‰}}$ .

<sup>1</sup> Понятно, что  $TS$ -диаграмма может быть построена для любых соленостей и температур.

При более низких температурах и в особенности при низких соленостях небольшие изменения температуры воды почти не сказываются на ее плотности, и, наконец, при малых соленостях и низких температурах мы получаем даже уменьшение плотности при понижении температуры. Эти явления объясняются, как мы видели, сложностью строения воды и вытекающим отсюда неправильным изменением коэффициента термического расширения.



8. График для вычисления условного удельного объема по температуре и солености ( $TS$ -диаграмма).

Изменения плотности морской воды в зависимости от изменений температуры и солености во времени и по пространству оказывают существенное влияние на режим вод океана, вызывая морские течения и конвекционные явления, но, кроме того, они оказывают некоторое влияние и на мореплавание. Действительно, при переходе кораблей из воды малой плотности в воду высокой плотности их осадка меняется.

Предположим, что вес корабля в тоннах равен  $D$ . Понятно, что

$$D = \rho V,$$

где

$\rho$  — удельный вес воды и

$V$  — объем погруженной части корабля в  $\text{м}^3$ .

Предполагая, что при переходе из воды удельного веса  $\rho$  в воду удельного веса  $\rho + \Delta\rho$  весовое водоизмещение корабля не меняется, получаем:

$$D = \rho V = (\rho + \Delta\rho)(V + \Delta V).$$

Откуда

$$\Delta V = -\frac{\Delta\rho}{\rho} V.$$

Помня, что  $\frac{\Delta\rho}{\rho}$  не больше 3%, можем написать:

$$\Delta H = \frac{\Delta\rho V}{\rho Q},$$

где

$\Delta H$  — изменение осадки судна в метрах и

$Q$  — площадь грузовой ватерлинии при осадке  $H$ .

Для приближенных расчетов обычно принимается:

$$V = 0.6 LBH,$$

$$Q = 0.75 LB,$$

где

$L$  — длина,

$B$  — наибольшая ширина и

$H$  — углубление судна.

Отсюда получаем:

$$\Delta H = \frac{\Delta\rho}{\rho} \frac{0.6 LBH}{0.75 LB} = 0.8 \frac{\Delta\rho}{\rho} H.$$

Принимая как максимальное  $\frac{\Delta\rho}{\rho} = 0.03$ , получаем:

$$\Delta H_{\text{max}} = 0.024 H.$$

Это для самых больших судов составляет не более 0.3 м.



## § 9. Давление и сжимаемость

Нижние слои воды испытывают давление вышележащих слоев, пропорциональное толщине и плотности последних. В метеорологии и океанологии давление до последнего времени измерялось в атмосферах, причем атмосфера считалась равной давлению 760 мм ртутного столба на широте 45°, или 10 333 кг на м<sup>2</sup>.

Бьеркнес ввел в динамическую метеорологию и океанологию новую систему единиц, а именно систему метр—тонна—секунда. В этой системе единицей давления является давление, оказываемое единицей силы (сила, сообщаящая массе в одну тонну ускорение, равное одному метру в одну секунду) на площадь, равную 1 м<sup>2</sup>. Эта единица давления равна 10 000 единиц давления в системе сантиметр—грамм—секунда или 10 000 *дин* на 1 см<sup>2</sup>. Одну мегадину, равную 1 000 000 *дин* на см<sup>2</sup> и приблизительно равную одной атмосфере, Бьеркнес назвал баром.

Отсюда единица давления в системе метр—тонна—секунда, равная одной сотой мегадины на см<sup>2</sup>, — есть сантибар.<sup>1</sup>

Для океанической воды, плотность которой равна 1.03, давление одного бара будет на глубине

$$\frac{100}{9.8 \cdot 1.03} = 9.907 \text{ м,}$$

т. е. приблизительно на глубине десяти метров. Отсюда давление одного децибара, равное десяти единицам давления в системе *MTS*, будет приблизительно на глубине одного метра. Соотношение между глубиной, выраженной в обыкновенных метрах (*h*), и глубиной, выраженной в децибарах (*p*) выражается формулой:

$$p = \frac{0.1hg}{\alpha},$$

где  $\alpha$  — средний удельный объем столба воды высотой *h* метров.

Существенным отличием децибар от обыкновенных метров является то, что децибарами измеряется давление, производимое столбом воды, а не высота последнего. Кроме того, величина обыкновенного метра есть величина постоянная, в то время как величина децибара зависит от величины ускорения силы тяжести и удельного объема.

В табл. 38 даны величины одного децибара при различных значениях ускорения силы тяжести и удельного объема, выраженные в частях обыкновенного метра, другими словами, высота столба воды в обыкновенных метрах, давление которого при данном ускорении силы тяжести и данном удельном объеме равно одному децибару.

Таблица 38

$\alpha$	0.94	0.95	0.96	0.97	0.98	0.99	1.00
$g$							
9.78	0.961	0.972	0.982	0.992	1.002	1.012	1.022
9.80	0.959	0.970	0.980	0.990	1.000	1.010	1.020
9.82	0.957	0.967	0.978	0.988	0.998	1.008	1.018
9.84	0.955	0.965	0.976	0.986	0.996	1.006	1.016

<sup>1</sup> Соотношение между баром и атмосферой определяется из следующих соображений:  $1 \text{ atm} = ggh = 13.59 \cdot 9.8 \cdot 0.76 = 101.218$  сантибар = 1.01218 бара, где  $g$  — плотность ртути,  $g$  ускорение силы тяжести в м/сек<sup>2</sup> и  $h$  — высота ртутного столба в метрах, соответствующая одной атмосфере.

Из этой таблицы видно, что даже при крайних возможных значениях ускорения силы тяжести и удельного объема глубина, выраженная в децибарах, очень мало отличается от глубины, выраженной в обыкновенных метрах. В крайних случаях разница этих глубин не более 4%, т. е. около той точности, с которой мы можем рассчитывать производить измерения глубин погружения приборов. Таким образом в первом приближении мы можем заменять при измерении глубин обыкновенные метры децибарами и говорить, что на глубине *h* обыкновенных метров давление равно *h* децибар.

Давление столба воды, как мы видели, увеличивается приблизительно на один бар или на одну атмосферу при увеличении глубины на 10 м. Следовательно, на больших глубинах океана господствуют громадные давления порядка нескольких сотен атмосфер, сказывающиеся как на физико-химических свойствах, так и на органической жизни океана.

Действительно, давление увеличивает растворимость веществ. Отсюда по Томпсону на больших глубинах скорость растворения больше скорости растворения того же вещества у поверхности моря. С другой стороны, растворимость понижается с понижением температуры. В окончательном результате повышение давления и понижение температуры на больших глубинах Мирового океана практически уравниваются. Но в некоторых районах, как, например, в Красном море, где наблюдаются высокие температуры вплоть до самого дна, могут получиться значительные различия в скорости растворения. Томпсон предполагает, что именно этим явлением, повидимому, надо объяснить наблюдавшиеся аномалии солевого состава глубинных вод Красного моря.

Несмотря на большие давления, жизнь обнаруживается на всех глубинах океана. Морские организмы приспособлены к большим давлениям тем, что их тела пропитаны водой, препятствующей их сдавливанию. У глубоководных рыб, кроме того, плавательный пузырь отсутствует. Замечательно, что многие морские организмы легко переносят большие изменения давления. Киты, например, уходя от погони, погружаются на глубину до 1000 м. Не имеющая плавательного пузыря треска, выловленная тралом с глубины 200—300 м, легко переносит сравнительно длительное пребывание на поверхности при малом давлении, пока к ее жабрам прикрепляют специальную метку. Выпущенная затем в воду, она вполне оправляется, что доказываются многочисленными ловцами уже помеченных рыб. Однако, пойманные тем же тралом с той же глубины облавающие плавательным пузырем морские окуни погибают от перемены давления. Глаза у них вылезают из орбит, желудок выворачивается наружу через рот, ткани разрываются и т. д.

Громадные давления на глубинах сказываются также на физических свойствах воды. Благодаря давлению, производимому вышележащими слоями, вода несколько сжимается и, следовательно, ее удельный объем уменьшается.

Экман на основании своих опытов<sup>1</sup>, а также опытов Амага дал формулу, позволяющую вычислять удельный объем на глубине, если удельный объем на поверхности моря при той же солености и температуре известен, а именно:

$$\alpha_{pts} = \alpha_{ots} - p\alpha_{ots}\mu = \alpha_{ots} - p\alpha_{ots}10^{-9} \left\{ \frac{4886}{1 + 0.0000183} - (227 + 28.33t - 0.551t^2 + 0.004t^3) + p10^{-4}(105.5 + 9.50t - 0.158t^2) - 1.5p^2t10^{-8} - \frac{c_0 - 28}{10} [147.3 - 2.72t + 0.04t^2 - p10^{-4}(32.4 - 0.87t + 0.02t^2)] + \left( \frac{c_0 - 28}{10} \right)^2 [4.5 - 0.1t - p10^{-4}(1.8 - 0.06t)] \right\}.$$

<sup>1</sup> Формула Экмана основана на исследованиях воды соленостью 31.13 и 38.53. Поэтому возможно, что для воды, соленость которой меньше 31‰ и больше 38.5‰, формула несколько неточна. Кроме того опыты производились при температурах не выше 20°, так что при высоких температурах формула также менее точна.



В этой формуле:

$\alpha_{pts}$  — удельный объем воды, соленость которой равна  $S$ , температура  $t$ , на глубине, где давление равно  $p$  децибар,

$\alpha_{ots}$  — удельный объем воды той же солености и температуры на поверхности моря,

$\sigma_0$  — условный удельный вес воды той же солености при  $0^\circ$  и

$\mu$  — средний коэффициент сжимаемости морской воды данной солености и температуры от поверхности и до глубины  $p$  децибар.<sup>1</sup>

Как это видно из формулы Экмана и таблиц сжимаемости, истинный коэффициент сжимаемости уменьшается с увеличением температуры, солености и глубины, колеблясь от  $5107 \cdot 10^{-10}$  до  $3614 \cdot 10^{-10}$  единиц  $MTS$  (метр-тонна-секунда).

В табл. 39 показан условный глубинный удельный объем для воды, соленость которой равна  $35\text{‰}$  и температура  $0^\circ$ , а также истинный коэффициент сжимаемости (в единицах  $MTS$ ) для той же воды, вычисленные по таблицам Бьеркнеса и Экмана.

Таблица 39

Глубина	$V_{pts}$	$k, 10^{10}$
0	72.64	4 659
500	70.40	4 592
1 000	68.19	4 527
2 000	63.88	4 401
3 000	59.70	4 283
4 000	55.66	4 172
5 000	51.73	4 064
6 000	47.91	3 963
7 000	44.21	3 870
8 000	40.60	3 780
9 000	37.09	3 695
10 000	33.67	3 614

Как видим из приведенных формул и таблиц, сжимаемость воды очень невелика, но все же если бы вода была абсолютно несжимаема, именно благодаря большому глубинам океана его уровень был бы на 30 м выше настоящего.

Если мы частицу воды перенесем с поверхности моря на некоторую глубину, то благодаря сжимаемости морской воды ее удельный объем уменьшится, а ее температура адиабатически<sup>2</sup> повысится.

Адиабатическое изменение температуры воды вычисляется по формуле Кельвина:

$$\Delta t = 10^{-4} \int_{z_1}^{z_2} \frac{T_{eg}}{E c_p} dz,$$

где  $T$  — абсолютная температура,

$e$  — коэффициент теплового расширения,

$g$  — ускорение силы тяжести,

$c_p$  — теплоемкость при постоянном давлении,

$z$  — глубина и

$E$  — механический эквивалент теплоты.

Диаграмма адиабатических поправок для воды соленостью  $34.85\text{‰}$  показана по Гелланд-Гансену на рис. 9. Из диаграммы видно, что если с глубины 3000 м поднять к поверхности моря воду, соленость которой  $34.85$ , а температура  $2^\circ.50$ , то благодаря адиабатическому процессу ее

<sup>1</sup> Понятно, что если средний коэффициент сжимаемости известен, то истинный коэффициент может быть вычислен по формуле

$$k = \frac{\mu + p \frac{d\mu}{dp}}{1 - p\mu}.$$

<sup>2</sup> Адиабатическим изменением состояния вещества называется изменение, при котором нет никакого обмена с окружающей средой и которое происходит исключительно за счет внутренней энергии вещества.

температура понизится до  $2^\circ.25$ . Вода той же солености и температуры, поднятая на поверхность с глубины 10 000 м, охладится до  $1^\circ.13$ .

Глубинная температура, исправленная адиабатической поправкой, исчисленной от данной глубины до поверхности моря, называется потенциальной температурой. Если вертикальное распределение температур таково, что при поднятии или опускании частицы адиабатически изменяющаяся ее температура как раз равна температуре окружающей воды, то такое распределение температуры и соответствующий вертикальный температурный градиент называются адиабатическими.

Адиабатический температурный градиент для воды соленостью  $35\text{‰}$  на различных глубинах показан в табл. 40, составленной Хессельбергом и Свердрупом по формуле Экмана.

Адиабатический градиент несколько изменяется в зависимости от солености, но эти изменения настолько малы, что, как указывает Гелланд-Гансен, отклонения солености, встречающиеся на больших глубинах океана, не изменяют адиабатическое охлаждение более, чем на  $0^\circ.001$ .

Плотность воды данной солености при ее потенциальной температуре Гелланд-Гансен называет потенциальной плотностью.

Таблица 40

Адиабатический градиент  $10^6 \frac{d\eta}{dz}$  для воды  $S = 35\text{‰}$  (в системе  $MTS$ )

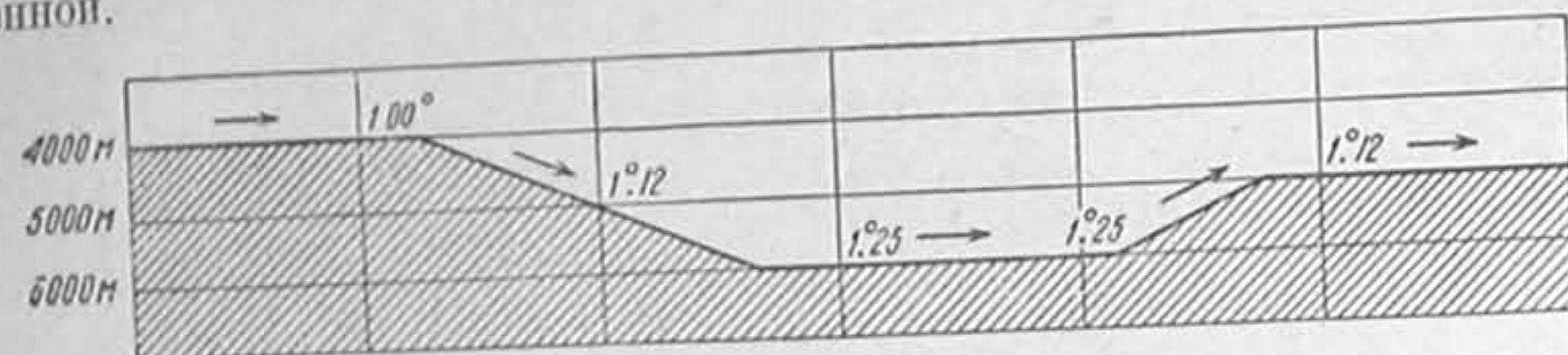
Глубина (в м) \ $t^\circ$	-2	-1	0	1	2	3	4	5	10	15	20	25	30
0	16	26	35	44	53	62	70	78	118	155	190	223	251
1 000	36	45	54	63	71	78	87	95	132	166	199	231	262
2 000	56	65	73	81	89	97	104	111	146	177	207		
3 000	75	83	91	99	106	113	120	127	159	188			
4 000	93	101	108	115	122	128	135	141	170				
5 000	110	117	124	131	137	143	149						
6 000	127	134	140	146	152	158	163						
7 000		150	155	160	165	170	175						
8 000		164	169	174	178	183	187						
9 000		177	182	187	191	195	198						
10 000		190	194	198	202	206							

Знание потенциальной температуры необходимо для решения вопроса о происхождении глубинных вод океана. Действительно, последние всегда



зарождаются на поверхности океана, затем опускаются на глубины и здесь морскими течениями переносятся через подводные хребты и долины, адиабатически изменяя свою температуру. Это положение хорошо иллюстрируется примером, заимствованным у В ю с т а (рис. 10).

Как видно из рисунка, температура придонного течения, то поднимающегося на подводную возвышенность, то опускающегося во впадину, соответственно меняется, но его потенциальная температура остается неизменной.



10. Адиабатическое изменение температуры придонного течения в связи с изменением глубины океана. Потенциальная температура при этом остается неизменной и равной 0°68.

Адиабатическими процессами объясняется, в частности, тот факт, что повсюду на больших глубинах океана изотермы весьма точно следуют рельефу дна: опускаются в глубоких ложбинах и поднимаются над подводными возвышенностями.

## § 10. Температура наибольшей плотности и заморзания

Температура наибольшей плотности для дистиллированной воды равна 4°. Для морской воды она понижается при увеличении концентрации ее раствора. Точные определения этой температуры были произведены во время классических работ по определению основных постоянных морской воды, выполненных под руководством Кнудсена.

Зависимость между температурой наибольшей плотности и условным удельным весом морской воды при 0°, по К н у д с е н у и К р ю м м е л ю, выражается следующей простой формулой:

$$\theta = 3^{\circ}.95 - 0.266 \sigma_0,$$

где  $\sigma_0$  — условный удельный вес морской воды при 0°<sup>1</sup>.

Та же формула, выраженная через соленость, принимает вид:

$$\theta = 3^{\circ}.95 - 0.2S - 0.0011S^2 + 0.00002S^3,$$

причем точность вычисления 0°01.

Температура заморзания морской воды (понижающаяся, как у всякого раствора с увеличением концентрации), по Г а н з е н у, равна:

$$\tau = -0.0086 - 0.064633 \sigma_0 - 0.0001055 \sigma_0^2.$$

Перечисляя эту формулу на соленость, получаем:

$$\tau = -0.003 - 0.0527S - 0.00004S^2 - 0.0000004S^3$$

<sup>1</sup> Как указывает Крюммель, эта формула не совсем точна. При  $\sigma_0 = 10$  температура наибольшей плотности, получаемая по ней, на 0°04 ниже и при  $\sigma_0 = 24$  на 0°04 выше истинной.

<sup>2</sup> Из приводимых формул следует, что температура заморзания и температура наибольшей плотности при  $S = 0\text{‰}$ , отличается от температуры наибольшей плотности и заморзания дистиллированной воды. Объясняется это тем, что в речной воде имеется избыток карбонатов, изменяющих эти температуры.

В таблице 41 показана температура наибольшей плотности  $\theta$ , температура заморзания  $\tau$  и условные плотности морской воды при этих температурах.

Таблица 41

$S$	$\theta^{\circ}$	$\sigma_{\theta}$	$\tau^{\circ}$	$\sigma_{\tau}$	$S$	$\theta^{\circ}$	$\sigma_{\theta}$	$\tau^{\circ}$	$\sigma_{\tau}$
0	3.95	0.00	0.00	0.00	20	-0.31	16.07	-1.07	16.07
5	2.93	4.15	-0.27	3.96	25	-1.40	20.10	-1.35	20.10
10	1.86	8.18	-0.53	8.00	30	-2.47	24.15	-1.63	24.15
15	0.77	12.13	-0.80	12.02	35	-3.52	28.22	-1.91	28.21

Из приводимого графика (рис. 11) видно, что обе температуры с увеличением солености понижаются почти линейно, причем температура наибольшей плотности понижается быстрее, чем температура заморзания. В результате при некоторой солености обе кривые пересекаются.

В этой точке, очевидно, обе температуры равны. Определяя при последнем условии соответствующую соленость, получаем:

$$\theta = \tau = -1.332^{\circ},$$

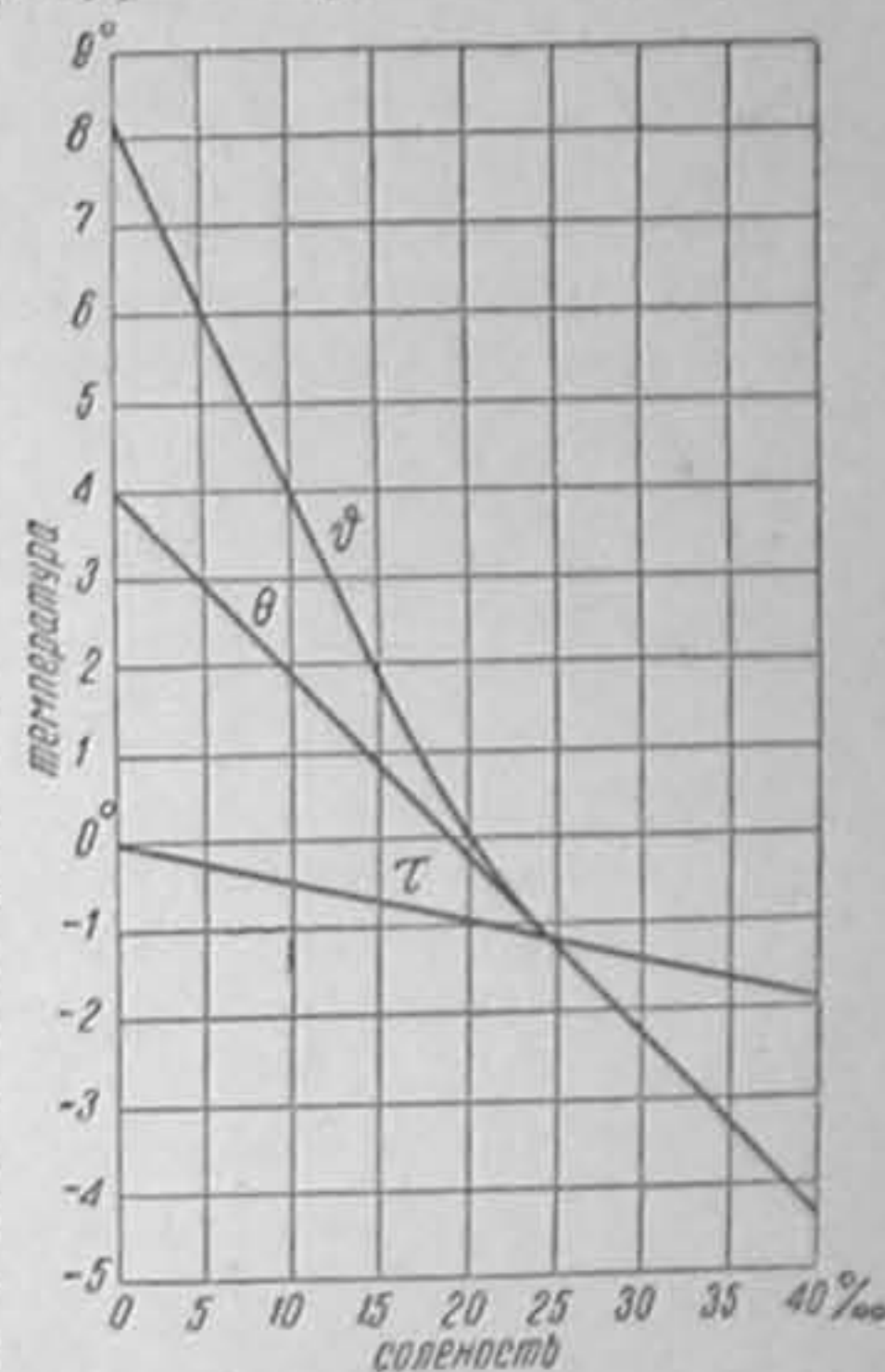
$$S_{\theta} = S_{\tau} = 24.695,$$

$$\sigma_{\theta} = \sigma_{\tau} = 19.852.$$

Из этого следует, что соленость  $S = 24.695$  является переходной в том отношении, что при меньших соленостях температура наибольшей плотности лежит выше температуры заморзания, т. е. мы здесь имеем те же явления, что и для пресной воды. Такие воды называются солоноватыми или распресненными. Только при соленостях больших, чем 24.695, вода приобретает характерный признак морской воды: температура заморзания (если исключить явления переохлаждения) является в то же время и температурой наибольшей плотности.

На рис. 12 показана разность между наибольшей плотностью и плотностью при температуре заморзания при различных соленостях. Разность эта невелика и, как видно из графика, достигает максимума при солености, равной 6—7‰.

Вследствие несовпадения температур наибольшей плотности и заморзания, около температуры наибольшей плотности для воды, соленость которой меньше 24.695, создается область температур, где вода одной и той же солености может иметь одну и ту же плотность при двух различных температурах. Так, например, плотность дистиллированной воды при 0°0 и 8°2 одна и та же. Кривая  $\theta$  на рис. 11 является кривой температур, лежащих выше температуры наибольшей плотности, при которых плотность воды равна плотности при температуре заморзания воды той же солености.

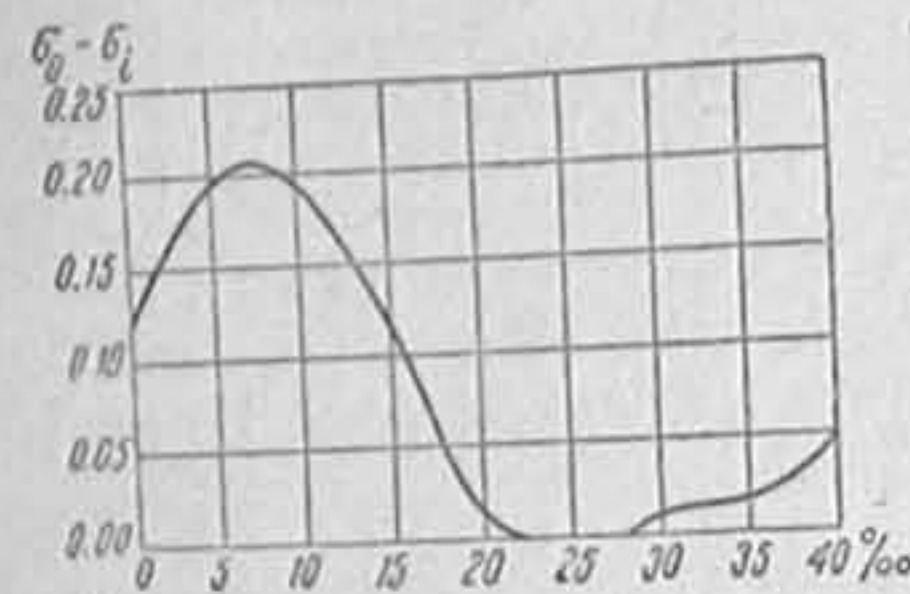


11. Температура заморзания морской воды, температура наибольшей плотности и температура плотности, равной плотности при температуре заморзания.



Это свойство распресненной морской воды обуславливает интересное явление «уплотнения при смешивании».

Смешаем две равные части пресной воды: с температурой  $8^{\circ}.2$  и с температурой  $0^{\circ}$ . Плотность как той, так и другой равна  $0.99987$ . После смешения температура смеси будет  $4^{\circ}.1$ , а плотность около  $1.00000$ , т. е. больше, чем плотность каждой из смешиваемых частей в отдельности. Уплотнение при смешивании вод той же солености возможно для морской воды соленостью меньшей  $24.695$  в пределах между температурой замерзания и температурой, определяемой кривой 8 рис. 11.



12. Разность между максимальной плотностью и плотностью при температуре замерзания для морской воды различной солености.

Но, кроме того, как это видно из рис. 8, для морских вод любой солености и температуры плотность после смешения всегда, и особенно при низких температурах, больше плотности, вычисленной по формулам смешения.

Уплотнение при смешивании имеет особое значение в опресненных районах Мирового океана и особенно в районе льдов, где этими явлениями могут быть вызваны вертикальные и горизонтальные токи.

Температура плавления изменяется с изменением давления по следующей формуле Томсона<sup>1</sup>:

$$\frac{dT}{dp} = T \frac{\alpha_w - \alpha_i}{E_p},$$

где

- $dT$  — изменение температуры замерзания,
- $dp$  — изменение давления,
- $E$  — механический эквивалент теплоты,
- $T$  — абсолютная температура,
- $\alpha_w$  — удельный объем чистой воды,
- $\alpha_i$  — удельный объем чистого льда и
- $\rho$  — теплота плавления льда.

Из этой формулы следует, что для таких тел, как вода, у которых плотность твердой фазы меньше плотности жидкой фазы, температура замерзания понижается с увеличением давления, другими словами, образовавшийся лед при увеличении давления тает.

Произведя подсчеты, получаем, что при увеличении давления на один децибар температура замерзания понижается на  $0.00074$ , или что температура замерзания понижается на  $1^{\circ}$  при увеличении давления на  $132.8 \text{ atm}$  ( $134.4$  бара).

Опытные данные для дистиллированной воды дают результаты, указанные в табл. 42.

Таблица 42			
Давление (в atm) . . . . .	1	500	1000
» (в барах) . . . . .	1.01	506.09	1012.18
Температура замерзания . .	0.0	$-4^{\circ}.1$	$-8^{\circ}.7$

<sup>1</sup> Формула Томсона является общей для изменения температуры перехода любого тела из одной фазы в другую при изменении давления и является одной из основных в термодинамике.

Для морской воды понижение температуры замерзания при увеличении давления не определялось. Надо считать, что оно того же порядка, что и для пресной воды.<sup>1</sup>

Температура наибольшей плотности дистиллированной воды по Амага понижается на  $0^{\circ}.0025$  на atm или на  $1^{\circ}$  при увеличении давления на  $40 \text{ atm}$  ( $40.5$  бара). При давлении  $144.8 \text{ atm}$  ( $146.6$  бара) она равна  $0^{\circ}.6$ .

Таким образом, если принять во внимание давление, то формулы для температуры замерзания и температуры наибольшей плотности приобретут вид:

$$\theta = 3^{\circ}.95 - 0.266\sigma_0 - 0.0025p$$

$$\tau = -0.0086 - 0.0064633\sigma_0 - 0.0001055\sigma_0^2 - 0.00074p,$$

где  $p$  — глубина в децибарах.

## § 11. Свойства морской воды высокой солености

Соленость океанической воды в среднем равна  $35\text{‰}$  и только в морях, где испарение превышает осадки и приток береговых вод, несколько повышается. Так, в Персидском заливе соленость около  $37\text{—}38\text{‰}$ , в Средиземном море —  $37\text{—}39\text{‰}$  и в Красном море —  $37\text{—}41\text{‰}$ . Осолонение при испарении объясняется тем, что при этом только весьма незначительная часть растворенных в морской воде солей улетучивается в атмосферу. Другой возможностью осолонения морской воды является льдообразование, так как соленость льда всегда значительно меньше солености морской воды, из которой лед образовался.

В природе значительное осолонение, благодаря льдообразованию, мы можем встретить в небольших бухтах Северного полярного бассейна, сообщаемых узким проливом с открытым морем. Как увидим ниже, те же явления имеют место и в ячейках рассола морского льда.

Классическим примером сильного осолонения благодаря испарению является залив Кара-Богаз-Гол, соединяющийся с Каспийским морем только узким и мелким проливом.

Допустим в первом приближении, что из морской воды выделяется совершенно чистый, лишенный всяких солей лед, и проследим явления при охлаждении некоторого изолированного количества морской воды.

После того как температура воды при охлаждении достигнет температуры замерзания, из нее начнет выделяться лед, что вызовет осолонение остального объема морской воды. Для дальнейшего льдообразования понадобится новое понижение температуры. Таким образом, как мы видим, понятие о температуре замерзания морской воды отличается от привычного понятия о температуре замерзания пресной воды. Действительно, если какой угодно по величине объем пресной воды мы в течение достаточного промежутка времени будем держать при постоянной температуре несколько ниже  $0^{\circ}$ , то в конце концов этот объем замерзнет весь без остатка. Если же мы возьмем

<sup>1</sup> Понижением температуры замерзания при увеличении давления объясняется пластичность льда, являющаяся не чем иным, как текучестью под давлением. Для этого явления, однако, есть свои пределы. Так, по Таманну, при температуре ниже  $-22^{\circ}$  лед невозможно заставить таять, какому бы он давлению ни подвергался.

<sup>2</sup> Верещагин, используя эмпирические данные Ребука, дает следующие температуры наибольшей плотности пресной воды на различных глубинах:

Глубина в м	0	100	200	500	1000	1500	1700
Температура наибольшей плотности	3.96	3.83	3.62	3.18	1.87	0.49	— 0.13

Цифры эти дают изменения температуры наибольшей плотности по кривой, а не по прямой, как это следует из опытов Амага.



морскую воду, то мы можем выдерживать ее при постоянной температуре ниже температуры замерзания сколько угодно. При этом из нее выделится лишь вполне определенное количество чистого льда, которое повысит соленость остального ее объема как раз настолько, чтобы дальнейшее льдообразование было при данной температуре невозможным. Понижая температуру, мы будем только повышать выделение льда и соленость оставшегося объема раствора. В результате длительного охлаждения и льдообразования соленость морской воды может увеличиться настолько, что в растворе начнутся эвтектические явления.

Предположим, что мы имеем раствор какой-нибудь одной соли, например поваренной, и подвергнем этот раствор охлаждению. При некоторой температуре ниже  $0^\circ$  (в зависимости от концентрации раствора) начнет образование чистого льда и от этого концентрация раствора начнет постепенно повышаться, причем каждой температуре будет соответствовать вполне определенная концентрация раствора. Образование чистого льда будет продолжаться, таким образом, до тех пор, пока температура не достигнет  $-21^\circ.9$ , а концентрация раствора не станет равной  $22.4\%$ . После этого при дальнейшем охлаждении весь раствор затвердеет как одно целое в конгломерат, представляющий собою смесь кристаллов льда и солей и называемый криогидратом или эвтектической смесью. Если в начальный момент концентрация соли при высокой температуре была больше  $22.4\%$ <sup>1</sup>, то при охлаждении соль начнет выпадать из раствора опять таки таким образом, что каждой температуре будет соответствовать вполне определенное количество соли, насыщающее раствор при данной температуре. Это явление опять таки будет продолжаться до тех пор, пока концентрация раствора не станет равной  $22.4\%$  и температура не достигнет  $-21^\circ.9$ , когда весь раствор затвердеет как криогидрат. Концентрация раствора  $22.4\%$  и температура  $-21^\circ.9$  для поваренной соли являются эвтектическими. Как указывает Нернст, эвтектическую температуру мы можем легко получить, смешав данную соль с чистым льдом в эвтектической пропорции.

Эвтектические температуры некоторых солей, входящих в состав морской воды, приводятся ниже:

CaO	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	KCl	NaCl	NaI	MgCl <sub>2</sub>	CaCl <sub>2</sub>
$-0^\circ.15$	$-0^\circ.7$	$-11^\circ.1$	$-21^\circ.9$	$-30^\circ.0$	$-33^\circ.6$	$-55^\circ$

Отмеченное различие в эвтектических температурах растворов солей, входящих в состав морской воды, вызывает сложность химических процессов при сильном осолонении, вызываемом льдообразованием.

Лабораторное исследование этих процессов было произведено Рингером. Для своих опытов он брал воду соленостью  $35.05$ , температура замерзания которой равна  $-1^\circ.91$ . Уже при этой температуре из морской воды выпадает углекислая известь ( $\text{CaCO}_3$ )<sup>2</sup>.

При дальнейшем охлаждении вплоть до температуры  $-8^\circ.2$ , когда начинает выпадать глауберова соль ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ), выделяется лишь чистый лед. Выпадение глауберовой соли при дальнейшем понижении температуры идет так быстро, что уже при  $-20^\circ$  только  $0.1$  начального количества сульфатов остается в растворе. При  $-23^\circ$  начинает выпадать  $\text{NaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , при  $-36^\circ$  выпадает  $\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{KCl}$  и т. д. При  $-55^\circ$  начинает выпадать  $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ , а при более низких температурах застывает вся масса.

В табл. 43 показан по Рингеру в граммах на  $1000 \text{ г}$  раствора ход

<sup>1</sup> Насыщенный раствор поваренной соли при  $0^\circ$  около  $27 \text{ г}$  на  $100 \text{ г}$  воды.

<sup>2</sup> Это доказывает, что углекислая известь в морской воде находится в состоянии, близком к насыщению.

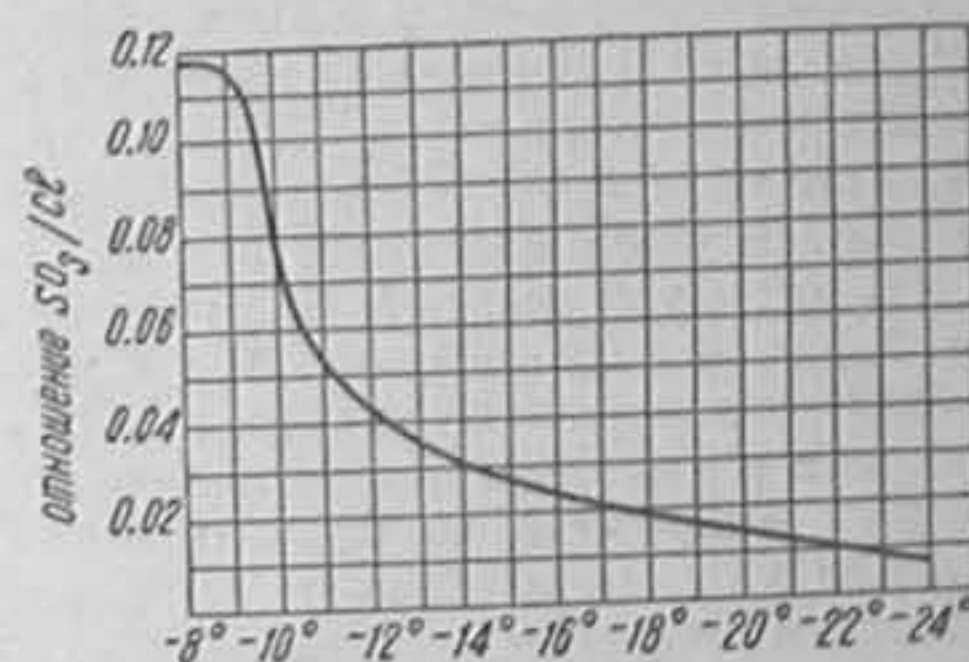
процесса льдообразования и выпадения солей при охлаждении морской воды начальной солености  $35.05\%$  ( $\text{Cl} = 19.40\%$ ) до  $-30^\circ$ .

Таблица 43<sup>1</sup>

$t^\circ$	Жидкая фаза	Твердая фаза	Сульфат натрия в твердой фазе	Поваренн. соль в твердой фазе	Чистый лед
$-5$	429.5	570.5	0	—	570.5
$-8.2$	281.5	718.5	0	—	718.5
$-10$	234.0	766.0	1.84	—	764.16
$-15$	186.1	813.9	3.09	—	810.81
$-20$	147.9	852.1	3.58	—	848.52
$-23$	134.6	865.4	3.68	—	861.72
$-30$	43.95	956.05	3.95	20.23	931.87

Таким образом, в морской воде при низких температурах (ниже температуры начала льдообразования) состав солей зависит от температуры. Он для каждой данной температуры постоянен, но отличается от состава солей при любой другой температуре. На рис. 13 показаны по Рингеру отношения  $\text{SO}_3/\text{Cl}$  в морской воде, из которой образовался лед, при различных ее температурах.

По формуле Ганзена для температуры замерзания морской воды и по данным опытов Рингера можно вычислить приближенно солености морской воды высокой концентрации, соответствующие различным температурам замерзания, а также изменение этих соленостей ( $dS_z$ ) при различных температурах при изменении температуры на  $1^\circ$ . Результаты этих вычислений приводятся в табл. 44.



13. Отношение  $\text{SO}_3/\text{Cl}$  в рассоле морской воды, из которой образовался лед, при различных температурах по Рингеру.

Таблица 44

Соленость  $S_z$  морской воды при различных температурах и изменение солености  $dS_z$  при изменении температуры на  $1^\circ$

$t^\circ$	$S_z$	$dS_z$	$t^\circ$	$S_z$	$dS_z$
1	0	19.0	-12	165	9.5
-1	19	18.5	-13	175	9.5
-2	37	16.5	-14	184	9.0
-3	54	15.0	-15	193	9.0
-4	69	14.0	-16	202	9.0
-5	82	13.0	-17	211	9.0
-6	95	13.0	-18	220	8.5
-7	108	12.5	-19	229	8.5
-8	120	12.0	-20	237	8.0
-9	132	11.5	-21	245	8.0
-10	144	11.0	-22	253	7.5
-11	155	10.5	-23	260	7.0

<sup>1</sup> Последний столбец таблицы получен вычитанием числа граммов сульфатов натрия и поваренной соли из общего числа граммов твердой фазы.



По этой таблице, зная соленость раствора, мы можем определить температуру начала льдообразования. Наоборот, задаваясь некоторой температурой ниже  $0^\circ$ , мы получим соленость, до которой (путем выделения чистого льда) повысится соленость любого раствора морской воды.

Такие же сложные явления происходят и при выпаривании морской воды. Действительно, если в растворе содержится только одна соль, то она начинает выпадать в виде кристаллов, как только раствор, благодаря выпариванию, станет при данной температуре насыщенным. Если в растворе несколько солей, то обычно в первую очередь отлагаются наименее растворимые соли<sup>1</sup>. Оказывается, при выпаривании в первую очередь также выпадает углекислая известь, затем осаждаются глауберова соль и очень трудно выпадает хлористый калий.

В Кара-Богаз-Голе — этой замечательной естественной лаборатории по испарению, наблюдаются следующие явления:

Вода, вливающаяся в залив через узкий пролив на пополнение испарившейся, имеет соленость  $12-15\text{‰}$ . Летом на поверхности залива соленость доходит до  $140\text{‰}$  и идет осаждение гипса ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ). Зимой, когда температура раствора понижается, выпадает глауберова соль ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ), которой покрыто все дно залива, причем мощность слоя достигает 2 м. Общее количество ежегодно выпадающей глауберовой соли достигает 5 млн. т.

Характерной чертой Кара-Богаз-Гола являются трупы рыб, погибших вследствие высокой солености его вод и находящихся как на дне, так и на берегах.

Свойство морских солей откладываться в известном порядке в зависимости от концентрации и температуры раствора используется для добывания различного рода химических продуктов из морской воды. Таковы, например, кроме Кара-Богаз-Гола, промысла в Сакском озере на западном берегу Крыма, где ежегодно добывается около 50 тысяч т поваренной соли, бром, глауберова соль и др. Не менее замечателен залив Сиваш, расположенный на северо-восточном берегу Крыма. Площадь его около 200 тыс. га, причем глубина 50% этой площади не превышает 1.5 м. Так как испарение на Сиваше свыше 1 м в год, то понятно, что Сиваш, как и Кара-Богаз-Гол, представляет гигантскую естественную испарительную установку, в которой отложение солей проходит в громадных размерах. По подсчетам, в рапе (рассоле) Сиваша содержится свыше 4 млн. т хлористого калия, до 150 млн. т поваренной соли, свыше 300 тыс. т бромистого магния, 17—18 млн. т хлористого магния, 13 млн. т сернистого магния, свыше 4 млн. т сернистого кальция, до 400 тыс. т углекислого кальция, 7.6—7.8 млн. т элементарного магния, до 300 тыс. т элементарного брома и т. д.

## § 12. Теплоемкость, теплота плавления и теплота испарения

Под удельной теплоемкостью понимается количество теплоты, необходимое для повышения температуры 1 г вещества на  $1^\circ$ . За единицу теплоемкости принята 1 г-кал, равная количеству тепла, которое надо затратить для повышения температуры 1 г дистиллированной воды от  $14^\circ.5$  до  $15^\circ.5$ . Средняя теплоемкость воды от  $0^\circ$  до  $100^\circ$  также приблизительно равна теплоемкости при  $15^\circ$ . Такое уточнение понятия об одной калории вызвано тем обстоятельством, что при изменении температуры молекулы воды изменяют свое строение. На эти изменения требуется дополнительная энергия, что и вызывает аномалию теплоемкости.

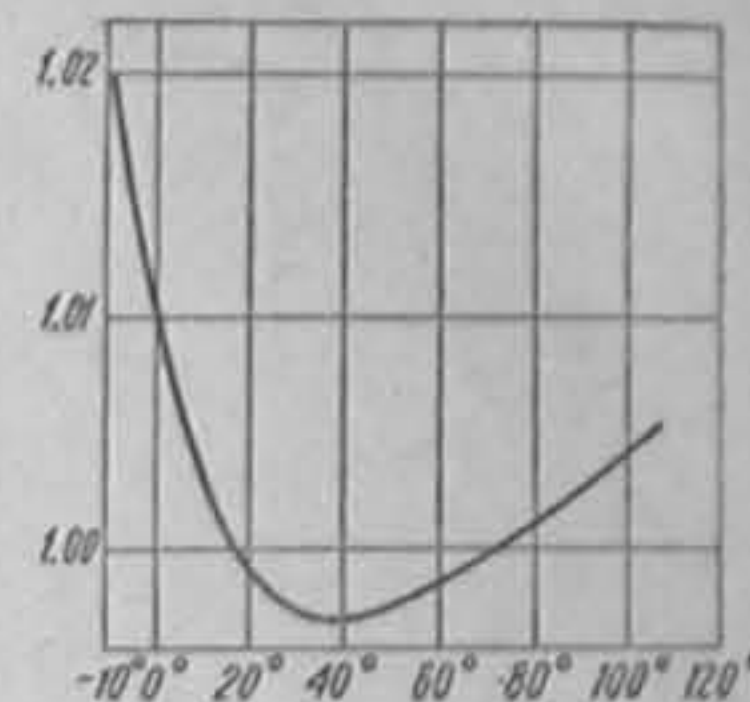
Для газов различают  $c_p$  — теплоемкость при постоянном давлении и  $c_v$  — теплоемкость при постоянном объеме. Для жидкостей и твердых тел теплоемкость при постоянном объеме имеет меньшее значение и может быть определена только теоретически, так как вряд ли можно нагревать эти тела при условии, что их объем не меняется.

<sup>1</sup> Растворимость соли в растворе других солей отличается от ее растворимости в чистой воде и обычно меньше.

Теплоемкость воды при постоянном давлении при различных температурах, в виду ее практического значения как единицы теплоты, изучалась многими исследователями, но цифры различных авторов значительно отличаются друг от друга. Эти расхождения относятся не только к теплоемкости при различных температурах, но и к определению температуры, при которой теплоемкость воды становится минимальной, а также и к определению величины минимальной теплоемкости.

На рис. 14 показано по Барнесу изменение теплоемкости дистиллированной воды при различных температурах. На рисунке обращает внимание то обстоятельство, что теплоемкость переохлажденной воды ложится на продолжении кривой теплоемкости при температурах выше нуля.

Теплоемкость при постоянном давлении для морской воды различной солености, вычисленная Крюммелем на основании непосредственных измерений Туле и Шевалье и данных Кнудсена, приводится в табл. 45.



14. Изменение удельной теплоемкости дистиллированной воды при различных температурах по Барнесу.

Таблица 45

$S^\circ/\text{‰}$	0	5	10	15	20	25	30	35	40
$c_p$	1.000	0.982	0.968	0.958	0.951	0.945	0.939	0.932	0.926

Замечательно, как указывает Крюммель, что теплоемкость морской воды ниже, чем можно было бы ожидать по ее солевому составу. Так, теплоемкость кристаллического хлористого натра равна 0.213, хлористого магния — 0.191, сульфата магния — 0.225, сульфата кальция — 0.175, сульфата калия — 0.196, карбоната кальция — 0.203. Если принять среднюю теплоемкость солей морской воды равной 0.209, то для воды соленостью  $35\text{‰}$  вычисленная теплоемкость равна 0.972, в то время как по непосредственным измерениям Туле она равна 0.932.

Пользуясь величинами теплоемкости для дистиллированной воды по Каллендеру и для морской воды по Крюммелю, Чигири и составил таблицу теплоемкости морской воды при атмосферном давлении, точность которой вполне достаточна для практического пользования (табл. 46).

Таблица 46

$S^\circ/\text{‰}$	0	5	10	15	20	25	30	35	40
$t^\circ$									
0	1.009	0.991	0.977	0.966	0.959	0.953	0.947	0.941	0.935
5	1.005	0.987	0.973	0.963	0.956	0.950	0.944	0.938	0.932
10	1.002	0.984	0.970	0.960	0.953	0.947	0.941	0.935	0.929
15	1.000	0.982	0.968	0.958	0.951	0.945	0.939	0.932	0.926
20	0.999	0.981	0.967	0.957	0.950	0.944	0.938	0.932	0.926
25	0.998	0.980	0.966	0.956	0.949	0.943	0.937	0.931	0.925
30	0.998	0.980	0.966	0.956	0.949	0.943	0.937	0.931	0.925

С увеличением давления теплоемкость при постоянном давлении уменьшается по следующей формуле Кельвина:

$$\frac{\partial c_p}{\partial p} = -\frac{T\alpha}{E} \left( \frac{\partial e}{\partial t} + e^2 \right) 10^{-6},$$



где

$T$  — абсолютная температура,  
 $E$  — механический эквивалент теплоты,  
 $\alpha$  — удельный объем и

$c$  — коэффициент термического расширения.

Экман по этой формуле вычислил теплоемкость морской воды соленостью 34.85‰ на различных глубинах, считая теплоемкость той же воды при атмосферном давлении равной 0.935 (табл. 47).

Таблица 47

$t^\circ$	0	2	4	7	13	20
Глубина (в м)						
0	0.935	—	—	—	0.929	0.930
1 000	0.926	0.927	0.927	0.928	0.923	0.925
2 000	0.918	0.919	0.920	0.921	0.918	0.920
3 000	0.910	0.912	0.914	0.915		
5 000	0.897	0.900	0.903			
10 000	0.872	0.877	0.883			

Как уже указывалось, невозможно определить теплоемкость воды при постоянном объеме, так как практически нельзя нагревать жидкость при условии неизменности ее объема. Поэтому теплоемкость при постоянном объеме определяют по следующей формуле термодинамики:

$$\gamma = \frac{c_p}{c_v} = \frac{c_p}{c_p - \frac{Tc^2\alpha}{kE}}$$

где

$T$  — абсолютная температура,  
 $E$  — механический эквивалент теплоты,  
 $c$  — коэффициент термического расширения,  
 $\alpha$  — удельный объем и

$k$  — истинный коэффициент сжимаемости.

Из этой формулы следует, что около температуры наибольшей плотности, когда с изменением температуры плотность воды почти не меняется ( $c = 0$ ),  $\gamma = 1$ , т. е. теплоемкость при постоянном объеме равна теплоемкости при постоянном давлении. С увеличением температуры для дистиллированной воды  $\gamma$  увеличивается, а теплоемкость при постоянном объеме правильно уменьшается и при 90°  $\gamma$  равна 1.022, а  $c_v$  равна 0.91.

Для морской воды соленостью 34.85‰ по Экману  $\gamma = 1.0004$  при 0° и  $\gamma = 1.0207$  при 30°. Таким образом, отношение  $\gamma$  увеличивается с повышением температуры и для морской воды.

При давлении 100 децибар, т. е. приблизительно на глубине 100 м,  $\gamma = 1.0009$  при 0°, а при давлении 1000 децибар при той же температуре  $\gamma = 1.0126$ , т. е. при увеличении давления отношение  $\gamma$  также повышается.

Если к твердому телу непрерывно притекает теплота, то его температура непрерывно подымается до температуры плавления и затем остается неизменной до тех пор, пока все вещество не перейдет в жидкую фазу. При обратном переходе из жидкой фазы в твердую понижение температуры жидкости с достижением температуры замерзания прекращается до тех пор, пока вся жидкость не перейдет в твердую фазу.

Теплота, поглощаемая при плавлении 1 г вещества и равная ей теплота, выделяемая 1 г вещества при замерзании, при условии постоянства темпе-

ратуры, называется соответственно или теплотой плавления, или теплотой кристаллизации.

Теплота плавления дистиллированной воды, как наиболее вероятное из определений многих исследователей, по Роту равна 79.67 г-кал при 0°. Барнес считает, что сейчас эта величина известна с точностью по крайней мере до 0.2%.

Теплоемкость и теплота плавления морского льда, отличающегося от пресного льда своей соленостью, будут рассмотрены в главе 6 отдельно.

То количество теплоты, которое надо сообщить жидкости для поддержания ее температуры, неизменной при испарении или конденсации одного грамма жидкости, называется соответственно или теплотой испарения, или теплотой конденсации.

Теплота испарения, по сказанному выше, равна всей работе, затрачиваемой на переход 1 г вещества из жидкой фазы в газообразную. Одна часть этой энергии ( $d_1$ ) идет на повышение внутренней энергии молекул для возможности перехода через пограничный слой и, главным образом, на соответствующую внутреннюю перестройку молекул, другая часть ( $d_2$ ) идет на преодоление давления пара при увеличении объема, сопровождающем испарение. Первая часть называется внутренней, а вторая внешней энергией испарения.

Внешняя энергия испарения равна

$$d_2 = \frac{p(v-a)}{E},$$

где

$p$  — давление,  
 $v$  — удельный объем пара,  
 $a$  — удельный объем воды,  
 $E$  — механический эквивалент теплоты.

Теплота испарения как сумма  $L = d_1 + d_2$  для дистиллированной воды показана в табл. 48.

Таблица 48

$t^\circ$	$d_1$	$d_2$	$L$
0	565	31	596
50	532	36	568
100	499	40	539

Из этой таблицы видно, что при 100° только 8% теплоты испарения, или 17 кдж работы на 1 г воды, тратится на механическое передвижение водных частиц и 92% теплоты испарения, или 210 кдж работы, тратится при испарении на перестройку молекул.

В табл. 49 даны осредненные значения теплоты испарения дистиллированной воды по Диттерици, Гриффицу, Джоли, Хеннигу, Смиту, Ричарду и Матьюзу.

Таблица 49

$t^\circ$	$L$	$t^\circ$	$L$	$t^\circ$	$L$	$t^\circ$	$L$
0	596	25	582	50	568	75	554
5	593	30	579	55	565	80	551
10	590	35	576	60	562	85	548
15	588	40	573	65	559	90	545
20	585	45	571	70	556	95	542
						100	539



На практике часто пользуются следующей формулой Клаузиуса, вычисления по которой дают несколько большие величины теплоты испарения:

$$L = 607 - 0.708 \, t^{\circ}.$$

Теплота испарения льда или снега обычно считается как сумма теплоты плавления льда (79.67 кал) и теплоты испарения воды при  $0^{\circ}$  (596 г-кал).

Для проверки этого положения Барнес и Випонд в 1909 г. поставили специальные опыты, причем оказалось, что теплота испарения льда приблизительно равна 600 г-кал, т. е. теплоте испарения воды. По мнению Барнеса, это указывает на то, что лед испаряется, как полимерный пар. Другими словами, испарение идет, минуя жидкую фазу. Пар льда, отделившись от поверхности льда, переходит в обыкновенный пар (сублимация). Минуя жидкую фазу, проходит и конденсация водяного пара на сильно охлажденных предметах (ресублимация).

Температуры плавления и кипения изменяются при изменении давления. Естественно, с этим изменяются теплота плавления, теплота испарения и теплота сублимации.

Изменение теплоты перехода тела из одной фазы в другую при изменении температуры перехода определяется следующим уравнением:

$$\frac{dL_{ab}}{dT} = c_b - c_a + \frac{L_{ab}}{T_{ab}},$$

где

$L_{ab}$  — теплота перехода тела из фазы  $a$  в фазу  $b$ ,

$T_{ab}$  — температура перехода,

$c_a$  — теплоемкость фазы  $a$ ,

$c_b$  — теплоемкость фазы  $b$ .

Так как теплоемкость вещества в твердой фазе больше теплоемкости того же вещества в газообразной фазе и меньше теплоемкости того же вещества в жидкой фазе, то, если в приведенной выше формуле пренебречь сравнительно малым последним членом, получится следующее простое правило:

Теплота плавления возрастает при повышении температуры плавления, т. е. при повышении давления, а теплота испарения и сублимации повышается при понижении температуры испарения и сублимации.

Основные тепловые свойства воды: теплоемкость, теплота плавления и теплота испарения резко отличают воду от всех других жидкостей на земле и объясняются сложностью ее строения.

Теплоемкость воды выше, чем у всех веществ на земле, за исключением водорода, у которого она равна 3.4, и жидкого аммиака, у которого она равна 1.2<sup>1</sup>.

Как отмечает Гендерсон, высокая теплоемкость воды «есть бесспорно в высшей степени благоприятный фактор для регуляции тела самого организма и всего окружающего мира, воздуха и воды, суши и моря».

Прямыми следствиями высокой теплоемкости воды являются:

1. Смягчение крайних температур воздуха. Действительно, для морской воды, соленость которой 35‰, температура  $0^{\circ}$  и плотность 1.02813, теплоемкость равна 0.932 г-кал, в то время как для воздуха, плотность которого при той же температуре равна 0.00129, теплоемкость равна 0.237 г-кал. Отсюда получаем, что для того, чтобы нагреть единицу объема воды, необходимо затратить количество тепла, достаточное для нагревания

<sup>1</sup> Согласно правилу Дюлонга и Пти произведение теплоемкости вещества на средний атомный вес есть величина более или менее постоянная, колеблющаяся около 6.

$$\frac{1.02813 \cdot 0.932}{0.00129 \cdot 0.238} = 3134 \text{ объема воздуха.}$$

2. Возникновение общей циркуляции гидросферы и атмосферы.

3. Большая равномерность температуры пресных и морских водоемов и, в особенности, океана.

Это имеет большое значение для всякого рода химических и биологических процессов. Океан, в особенности его глубинные слои, является громадным и совершенным термостатом, что обеспечивает правильное течение реакций. Морские организмы, в большинстве чутко реагирующие на всякие, а тем более на резкие колебания температуры окружающей их среды, в океане, главным образом благодаря малым колебаниям его температуры, находят весьма благоприятные условия для своего существования.

Тела живых организмов состоят по крайней мере на 60% из воды. У некоторых морских организмов этот процент повышается до 99. Значение воды для органической жизни настолько велико, что дало повод Дюбуа назвать жизнь «одушевленной водой».

У всех морских организмов, за исключением млекопитающих, температура их крови или равна или весьма близка к температуре окружающей их среды и в точности следует за изменениями последней. Многие организмы являются приспособленными к вполне определенному промежутку температуры, причем у некоторых этот промежуток расположен в сравнительно высоких, у других в сравнительно низких температурах и иногда доходит всего только до  $6^{\circ}$ . У других организмов промежуток благоприятных для жизни температур гораздо больше и может достигать нескольких десятков градусов. Чем более отходит температура среды от этой оптимальной, тем более сокращается жизнедеятельность организмов в том или ином отношении, и когда температура выходит за определенные пределы, организм погибает. Отсюда районы с большими амплитудами температуры вообще неблагоприятны для организмов. В районах соприкосновения теплых и холодных течений, несущих в себе соответственно приспособленные формы, могут создаваться температуры, одинаково непереносимые как для теплолюбивых, так и для холоднолюбивых форм. В результате следует массовая гибель организмов.

Наиболее характерными в этом отношении являются крошки ярко выраженных по температуре течений — Гольфстрима, Куро-Сиво и других. Это явление рождает в таких районах богатое население, специально приспособленное к большим амплитудам температуры и питающееся за счет гибели неприспособленных организмов. В отдельных случаях резкие изменения температуры влекут за собой гибель даже таких крупных и подвижных животных, как рыбы. Так, например, в 1879 г. Баренцево море было покрыто массой умирающей пикши и сайды, возможно в результате похолодания, вызванного притоком вод с севера. Весной 1882 г. у восточных берегов Соединенных Штатов в результате непрерывных бурь, перемешавших воды Гольфстрима с водами Лабрадорского течения, погибла масса рыбы тайль-фини. В течение следующих 10 лет этой рыбы не встречалось вовсе. В 1921 г. в Северном море, благодаря необычайно высоким температурам, погибло много сельди.

В Черном море у берегов Крыма хамса-анчоус не выдерживает температур ниже  $5^{\circ}$  и заблаговременно отходит от берегов. Если она не успевает этого сделать, то гибнет в массовом количестве. Как указывает Зернов, в Балаклаве известны случаи, когда при таких условиях вся бухта оказывалась заваленной мертвой хамсой, и приходилось принимать искусственные меры для обезвреживания образовавшихся и гниющих залежей рыбы.

В сентябре — октябре 1937 г. в Азовском море была отмечена массовая гибель рыб: хамсы, сельди и др. и даже дельфинов. Температура моря была при этом на  $5-6^{\circ}$  выше обычной для этого сезона. После того как благодаря холодным штормам температура моря понизилась почти на  $10^{\circ}$ , гибель организмов прекратилась.

Замечательно, что отношение организмов к предельным высоким и низким температурам различно. В то время как при предельных высоких температурах организмы погибают окончательно, большинство организмов, попавших в очень низкие температуры, вплоть до температур ниже температуры замерзания, при постепенном повышении температуры возвращаются к жизни. Это явление имеет чрезвычайное значение для жизни замерзающих водоемов и в частности для полярных областей океана. Жизнь вмерзает в лед во время его образования и в нем как бы застывает (анабиоз). Как только лед начинает таять, жизнь возрождается.

Аналогично теплоемкости, теплота плавления воды также исключительно высока и за исключением аммиака, у которого она равна 108 г-кал, больше, чем у всех других веществ на земле.



Теплота испарения у воды больше, чем у какого-либо другого вещества на земле, и это имеет огромное значение.

Наибольшая часть солнечной энергии в море тратится именно на испарение. Действительно, в океане ежегодно испаряется слой воды высотой около 100 см. Другими словами, на каждый  $\text{см}^2$  поверхности ежегодно на испарение затрачивается около 60 ккал из солнечной энергии, падающей на поверхность океана.

Таким образом, высокие теплоемкость, теплота замерзания и теплота испарения воды в соединении с относительно высокой температурой замерзания, являются основными факторами, определяющими условия жизни на земле.

### § 13. Осмотическое давление и температура кипения

Вследствие того, что в слабых растворах молекулы растворенного вещества ведут себя подобно молекулам газов, т. е. находятся в постоянном движении и стремятся занять возможно больший объем, при соприкосновении двух растворов разной концентрации молекулы растворенного вещества, а также молекулы растворителя непрерывно переходят из одного раствора в другой и, в конце концов, концентрации обоих растворов выравниваются. Этот процесс выравнивания концентраций называется диффузией.

Стремление к равномерно-хаотическому распределению вещества проявляется в растворах и иным путем. Если отделить раствор от чистой жидкости так называемой полупроницаемой пленкой,<sup>1</sup> пропускающей молекулы растворителя, но не пропускающей молекулы растворенного вещества, то в стремлении выровнять концентрации молекулы растворителя начнут переходить в раствор и в результате уровень раствора подымется до некоторой высоты равновесия. Это явление носит название осмоса, а гидростатическое давление, определяемое разностью уровней раствора и растворителя и уравновешиваемое стремлением раствора к диффузии в чистую жидкость, называется осмотическим давлением.

Как показали исследования Пфеффера, на основании которых Вант-Гофф построил свою теорию растворов, осмотическое давление пропорционально концентрации и увеличивается на  $1/273$  своей величины при увеличении температуры на один градус.

Таким образом,

$$P_t = \frac{(273+t)}{273} P_0 = (1 + 0.00367t) P_0,$$

где

$P_t$  — осмотическое давление при температуре  $t^\circ$  и

$P_0$  — осмотическое давление при  $0^\circ$ .

Осмотическое давление пропорционально температуре замерзания ( $\tau$ ), и по Стивенсу:

$$P_0 = 12.08 \tau \text{ atm.}$$

Далее, повышение температуры кипения пропорционально осмотическому давлению и по Нернсту для водных растворов:

$$\Delta t = 0.0176 P_t = 0.0176 (1 + 0.00367t) P_0,$$

где  $P_t$  и  $P_0$  выражены в atm.

<sup>1</sup> Такие пленки существуют у некоторых организмов, а также могут быть приготовлены искусственно.

Так как температура кипения морской воды почти равна  $100^\circ$ , то

$$\Delta t = 0.0176 (1 + 0.367) P_0 = 0.02407 P_0.$$

Подставляя вместо  $P_0$  его значение, получаем:

$$\Delta t = 0.2908 \tau.$$

Отсюда, зная температуру замерзания морской воды различной солености, нетрудно вычислить как осмотическое давление, так и повышение точки кипения.

В таблице 50 приведены для морской воды различной солености:

$P_0$  — осмотическое давление при  $0^\circ$  в atm и

$t^\circ$  — температура кипения.

Таблица 50

$S^\circ/\text{‰}$	0	5	10	15	20	25	30	35	40
$P_0$	0	3.25	6.44	9.69	12.98	16.32	19.67	23.12	25.59
$t^\circ$	100	100.08	100.16	100.23	100.31	100.39	100.47	100.56	100.64

Как диффузия, так и осмотическое давление в море имеют главным образом биологическое значение. Благодаря диффузии и осмосу обеспечивается подток и проникновение в морские организмы необходимых им для питания и построения их тел веществ из морской воды. Непрерывным потреблением этих веществ поддерживается разность их концентрации в крови или соках организма и в морской воде, обеспечивающая диффузию и осмос. С другой стороны, после выравнивания концентраций не усваиваемых организмами веществ их подток прекращается. Таким образом, осуществляется избирательная способность усвоения веществ из моря, усиливающаяся тем, что отдельные пленки являются полупроницаемыми в одну или в другую сторону, а также тем обстоятельством, что соли, проникая в организм и вступая там в органические соединения, переходят в коллоидальную форму и потому обратно выйти не могут.

По отношению к осмотическому давлению все морские организмы разбиваются на три группы.

К первой группе принадлежат почти все морские беспозвоночные. Осмотическое давление, температура замерзания и химический состав их крови и жидкостей весьма близки к тем же свойствам морской воды, в которой они обитают. Более того, при пересадке этих организмов из воды большей солености в воду с меньшей соленостью «соленость» их крови соответственно изменяется за счет перехода молекул воды в более концентрированный раствор. Отсюда при переносе животного из соленой воды в пресную вес его увеличивается и наоборот. Таким образом, многие морские беспозвоночные, анатомически закрытые для морской воды, осмотически для нее открыты.

Ко второй группе принадлежат акулы и скаты. Осмотическое давление их крови также равно осмотическому давлению окружающей воды, но выравнивание частично идет за счет ее солей и частично за счет мочевины.

К третьей группе принадлежат организмы, у которых осмотическое давление отличается от морской воды.

У морских костистых рыб осмотическое давление несколько ниже, чем в морской воде. Млекопитающие и некоторые рыбы являются осмотически от морской воды совершенно независимыми.

У растений осмотическое давление (тургор) всегда выше осмотического давления окружающей среды, причем замечательно, что у тех же видов, живущих в менее соленом море, осмотическое давление меньше, чем у видов, живущих в более соленом море, причем разница давлений приблизительно равна разнице осмотического давления вод, в которых они обитают.

В общем, как правило, можно сказать, что чем выше развит данный организм, тем более развита его осмотическая, химическая и термическая независимость от окружающей среды.



## § 14. Поверхностное натяжение

Простые опыты обнаруживают у жидкостей, и, в частности, у воды, особое свойство, называемое поверхностным натяжением и заключающееся в том, что поверхность воды ведет себя так, как будто бы она покрыта тонкой упругой пленкой.

Если положить на поверхность воды плавающим тонкую стальную иглу, смазанную жиром, то она не тонет. Но достаточно той же иглой проколоть поверхность воды, как игла проходит через образовавшееся отверстие и погружается. Отсюда следует, что указанное свойство ограничено только поверхностью воды, не завися от толщины слоя, находящегося под поверхностью.

Возникновение поверхностного натяжения по молекулярной теории представляется следующим образом:

Расстояние, вплоть до которого на каждую данную частицу действуют силы молекулярного притяжения, приблизительно равно  $5 \cdot 10^{-6}$  см и называется радиусом сферы молекулярного действия. Каждая находящаяся внутри жидкости частица оказывает одновременно во все стороны одинаковое действие и так же равномерно притягивается со всех сторон окружающими ее частицами. Отсюда притягивающие силы взаимно уравниваются. Но если частица находится от поверхности воды на расстоянии, меньшем радиуса действия, то она испытывает притяжение не по всей сфере молекулярного действия. В крайнем случае, когда частица находится на самой поверхности жидкости, она испытывает притяжение только со стороны молекул, расположенных внутри нижней полусферы молекулярного действия.

Таким образом, равнодействующая сил молекулярного притяжения для всех частиц, расположенных в поверхностном слое, толщиной, равной радиусу действия, направлена вертикально вниз и достигает максимума у самой поверхности жидкости. Эта равнодействующая, рассчитанная на единицу поверхности, называется внутренним давлением жидкости и для воды равна  $11\,000 \text{ atm/cm}^2$ .

При переносе частицы изнутри жидкости на ее поверхность производится некоторая работа против внутреннего давления. Следовательно, все частицы, находящиеся в поверхностном слое толщиной, равной радиусу действия, обладают запасом свободной потенциальной энергии или поверхностной энергии. Поверхностная энергия, отнесенная к единице поверхности, или, другими словами, работа, которую надо затратить, чтобы увеличить поверхность жидкости на  $1 \text{ cm}^2$ , называется поверхностным натяжением. Отсюда размерность поверхностного натяжения  $\text{эрг} \cdot \text{см}^{-2} = \text{дин} \cdot \text{см}^{-1} = \text{г} \cdot \text{сек}^{-2}$ . Таким образом, если обозначить поверхностное натяжение через  $\alpha$ , то сила  $F$ , действующая на линию длиной  $l \text{ см}$ , будет равна  $F = \alpha l \text{ дин}$ .

Величина поверхностного натяжения зависит от свойств соприкасающихся сред. Обычно, когда вторая среда не оговорена, ею считается воздух.

По Ягеру поверхностное натяжение для дистиллированной воды (вода — воздух) равно:

$$\alpha = 77.09 - 0.1788 t,$$

где  $t$  — температура.

Для морской воды поверхностное натяжение определялось Крюммелем, дополнив формулу Ягера, а именно:

$$\alpha = 77.09 - 0.1788 t + 0.0221 S,$$

где  $S$  — соленость.

В табл. 51 показано поверхностное натяжение в  $\text{дин/см}$  для морской воды различной температуры и солености (вода — воздух) по Ягеру и Крюммелю.

Таблица 51

$S^{\circ}/_{\infty}$ $t^{\circ}$	0	10	20	30	35	40
0	77.09	77.31	77.53	77.75	77.86	77.97
10	75.30	75.52	75.74	75.96	76.07	76.18
20	73.51	73.73	73.95	74.17	74.28	74.39
30	71.73	71.95	72.17	72.39	72.50	72.61

Из формулы и таблицы видно, что поверхностное натяжение морской воды линейно увеличивается с понижением температуры и повышением солености, что вытекает из приведенного выше объяснения поверхностного натяжения.

Из всех жидкостей, кроме ртути, поверхностное натяжение воды является наибольшим.

Для сравнения приводятся некоторые величины поверхностного натяжения при комнатной температуре (табл. 52).

Таблица 52

Ртуть — воздух . . . . .	500
Вода » . . . . .	73
Глицерин » . . . . .	66
Оливковое масло — воздух . . . . .	32
Терпентинное » . . . . .	28
Прованское » . . . . .	33
Вода — оливковое масло . . . . .	18
Вода — терпентинное » . . . . .	13
Вода — прованское » . . . . .	21
Ртуть — вода . . . . .	418

Высокая величина поверхностного натяжения воды имеет большое биологическое значение. Действительно, поверхностное натяжение и плотность определяют высоту, на которую может подняться жидкость в капиллярной системе. Кроме того, в некоторых случаях поверхностное натяжение является единственной причиной явления, называемого адсорбцией (прилипанием).

В море главными проявлениями поверхностного натяжения является образование и уничтожение капиллярных волн на поверхности моря.<sup>1</sup>

Так как устойчивое положение какой-либо системы достигается при условии, что потенциальная энергия системы является наименьшей, то, следовательно, поверхность жидкости, благодаря поверхностному натяжению, стремится стать возможно меньшей.

На рис. 15 представлены три частицы жидкости  $M_1$ ,  $M_2$  и  $M_3$ , расположенные на том же расстоянии (меньшем радиуса сферы молекулярного действия) от плоской, вогнутой и выпуклой поверхности жидкости. Действия всех частиц, находящихся внутри заштрихованных частей сфер, по

<sup>1</sup> Поверхностным натяжением обуславливается образование капель. При разбрызгивании и распылении поверхность воды сильно увеличивается и, наоборот, при конденсации и соединении капель в облаках уменьшается. Отсюда в первом случае поглощается и во втором случае освобождается большое количество работы, проявляющейся в тепловых явлениях.



симметрии равны нулю. Так как объемы оставшихся незастрихованными сегментов сфер действия для частицы  $M_1$  меньше, чем для частицы  $M_3$ , и больше, чем для частицы  $M_2$ , то внутреннее давление во втором случае будет уменьшено и в третьем увеличено. Таким образом, кривизна поверхности вызывает силы, изменяющие величину внутреннего давления жидкости.

Влияние кривизны поверхности на величину внутреннего давления по Лапласу определяется следующей формулой:

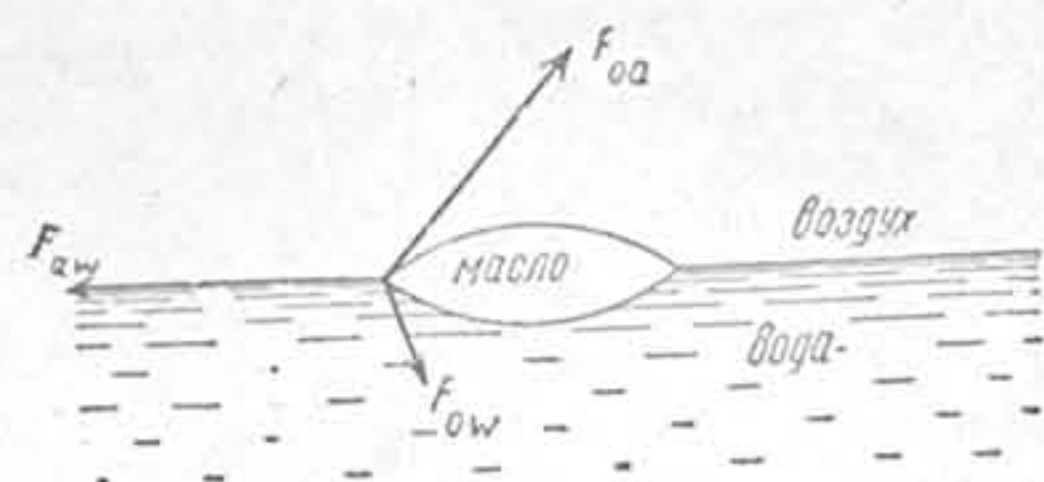
$$P = K + \alpha \left( \frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right),$$

где  $P$  — общее внутреннее давление жидкости,  
 $K$  — внутреннее давление жидкости при условии, что ее поверхность плоская,  
 $\alpha$  — поверхностное натяжение,  
 $r_1$  и  $r_2$  — радиусы кривизны жидкости в двух взаимно перпендикулярных плоскостях.

Второй член представляет собой изменение внутреннего давления за счет изогнутости поверхности жидкости.



15. Влияние кривизны поверхности жидкости на величину ее внутреннего давления.



16. Растекание капли масла по поверхности воды под влиянием сил поверхностного натяжения.

Это явление, как уже указывалось, имеет решающее значение для образования капиллярных волн. Действительно, благодаря неравномерному давлению ветра, на поверхности моря образуются вдавленности. В этих вдавленностях сейчас же возникает соответствующее уменьшение внутреннего давления, стремящееся выровнять поверхность моря. Последняя, переходя при этом через положение равновесия, изгибается в противоположную сторону, чем вызывается увеличение внутреннего давления. Таким образом, создаются постепенно затухающие колебания. Чем больше поверхностное натяжение, тем круче образующиеся капиллярные волны.

В параграфе 6 уже приводилась формула Кантора:

$$p = \frac{2\alpha}{r},$$

где  $\alpha$  — поверхностное натяжение,  
 $p$  — давление, сжимающее каплю, и  
 $r$  — радиус капли.

Как показывает теория, благодаря наличию в капельках этого давления, упругость пара у капелек тем больше, чем меньше их размеры. Поэтому маленькие капли в присутствии больших испаряются и получившийся пар конденсируется на больших капельках, увеличивая этим их размер. Так как поверхностное натяжение существует и у твердых тел, то отсюда большие кристаллы снега или льда должны расти за счет поглощения малых кристаллов. К последнему вопросу мы еще вернемся.

Свойства поверхностного натяжения проявляются особенно наглядно при соприкосновении трех поверхностей, например, воды, масла и воздуха. В этом случае в точке  $O$  (рис. 16) соприкосновения трех сред будут действовать силы поверхностного натяжения:  $F_{aw}$  (вода — воздух),  $F_{ow}$  (вода — масло) и  $F_{oa}$  (масло — воздух). Для равновесия необходимо, чтобы эти силы взаимно уравновешивались. Но если одна из сил больше суммы двух остальных, то равновесие вообще невозможно. В нашем случае натяжение вода — воздух всегда больше суммы натяжений: вода — масло (например, прованское) плюс масло — воздух.

$$F_{aw} = 77 \text{ дин/см} > F_{ow} = 21 \text{ дин/см} + F_{oa} = 33 \text{ дин/см}.$$

Поэтому капли масла на воде растягиваются и растекаются до тех пор, пока толщина слоя не станет меньше радиуса молекулярного действия и масло не распадется на молекулы, когда его нельзя уже рассматривать как жидкость.

Свойство масла растекаться тонким слоем по поверхности воды используется в море кораблями для успокоения волнения. Как показывает опыт, достаточно сравнительно небольшого количества масла для того, чтобы придать штормовым волнам гладкую поверхность.

Это явление объясняется, однако, не только тем, что поверхностное натяжение воды в два с лишком раза больше поверхностного натяжения растительных и животных масел и поэтому волны, образующиеся на поверхности масла, менее круты, чем на поверхности воды. Кроме того, вязкость воды во много раз меньше вязкости масла. Например, глицерин обладает вязкостью 42.2 при 2°.8 и 7.78 при 20°.3 и т. д., а вода при 0° только 0.018, а чем больше вязкость, тем скорее погашаются образовавшиеся волны. Таким образом, на поверхности масла при большей его вязкости и меньшем поверхностном натяжении не так легко образуются первичные капиллярные волны и в дальнейшем легко гасятся. Поэтому, после применения масла, поверхности склонов больших ветровых волн сглаживаются, гребни не образуются, и волны приобретают вид спокойной зыби. Этим же предотвращается срывание ветром гребней у волн, между тем как именно гребни волн, сорванные ветром и обрушивающиеся всей своей массой на судно или шлюпку, как раз и представляют собой наибольшую опасность, от которой мореплаватели в случае необходимости стараются избавиться прежде всего.

Масло по поверхности моря разливается очень быстро. Вычислено, например, что 50 см<sup>3</sup> масла в 20 мин. растекается по площади около 15 000 м<sup>2</sup>. Толщина слоя масла перед распадом уменьшается до 0.0002 мм. Таким образом, считается, что для средней величины корабля достаточно вылить за борт около 3 литров масла в час для того, чтобы сглаживать вблизи себя поверхность даже штормовых волн и иметь возможность производить такие операции, как спуск и подъем шлюпок и т. д.

Возможно, что в успокоении волн также играет роль растяжение масляной пленки до предела ее толщины. Дальнейшее увеличение этого растяжения, необходимое при образовании новых волн, влечет за собой разрыв масляной мономолекулярной пленки и отсюда резкое увеличение сопротивления этому разрыву.

Как показывает опыт, наилучшее действие оказывают животные масла (рыбий и тюлений жир), затем идут растительные масла; минеральные масла (нефть и керосин) дают худшие результаты. Более густые масла действуют хуже, чем более жидкие (медленное растекание).



## § 15. Электропроводность

Вода и водные растворы проводят электрический ток, что обусловливается наличием свободных ионов, переносящих заряды электричества с характерной для каждого отдельного иона скоростью.

Скорость ионов под влиянием электрического тока при условии, что ион движется в поле с падением потенциала, равным одному вольту на один см, называется абсолютной подвижностью иона. Как правило, подвижность ионов, т. е. произведение абсолютной подвижности на величину заряда уменьшается с увеличением концентрации раствора.

Концентрация ионов связана с концентрацией раствора следующей формулой:

$$c_1 = ca,$$

где  $c_1$  — концентрация катиона и аниона,  
 $c$  — концентрация электролита,  
 $a$  — степень диссоциации, т. е. отношение числа молекул, распавшихся на ионы, к общему числу молекул растворенного вещества.

Удельная электропроводность равна:

$$\chi = ac(u^+ + u^-),$$

где  $u^+$  и  $u^-$  — подвижности положительно и отрицательно заряженных ионов.

И теория и опыт показывают, что электропроводность тем меньше, чем меньше диэлектрическая постоянная.

Если перенести из пустоты в диэлектрик два точечных электрических заряда, то действующая между ними сила упадет в определенное для каждого диэлектрика число раз. Эта характерная для каждого диэлектрика величина называется диэлектрической постоянной. Диэлектрическая постоянная воды равна 81.7 и больше, чем для любой другой жидкости. Отсюда и электролитическая диссоциация в воде очень велика. Действительно, стремление электрически заряженных ионов соединиться и образовать электрически нейтральные молекулы должно быть тем меньше, чем больше диэлектрическая постоянная.

Это обстоятельство имеет очень важное значение.

Как указывает Гендерсон, «Ионы повышают разнообразие химических веществ и химических реакций и образуют группу исключительно подвижных химических действующих начал. Кроме того ионы вызывают электрические явления. Водные растворы представляют собою лучший источник для ионов.»

Таким образом, значение электрических свойств воды для жизни моря несомненно, хотя пока и недостаточно выявлено.

На практике удельная электропроводность любого раствора выражается формулой:

$$\chi = \frac{l}{z \cdot q} \text{ ом}^{-1} \text{ см}^{-1},$$

где

$l$  — длина столбика раствора в см,

$q$  — поперечное сечение столбика в см<sup>2</sup> и

$z$  — сопротивление в омах.

Как показывают опыты, электропроводность растворов электролитов увеличивается с повышением температуры и концентрации раствора. Однако даже в чистой воде она заметна.

Так, у дистиллированной воды:

$$\chi = 20.010^{-6} \text{ ом}^{-1} \text{ см}^{-1},$$

и у абсолютно чистой воды:

$$\chi = 0.038410^{-6} \text{ ом}^{-1} \text{ см}^{-1}.$$

Изменение электропроводности морской воды в зависимости от ее солености исследовалось Руппиным, который дал следующие эмпирические формулы зависимости электропроводности от солености:

$$\begin{aligned}\chi_0 &= 0.000978 S - 0.00000596 S^2 + 0.0000000547 S^3 \\ \chi_{15} &= 0.001465 S - 0.00000978 S^2 + 0.0000000876 S^3 \\ \chi_{25} &= 0.001823 S - 0.00001276 S^2 + 0.0000001177 S^3\end{aligned}$$

где  $\chi_0$ ,  $\chi_{15}$  и  $\chi_{25}$  — электропроводности при температурах 0°, 15° и 25°. В этих формулах предполагается, что электропроводность чистой воды равна нулю.

Зависимость электропроводности от температуры определяется следующей формулой Кнудсена:

$$\lg \chi_t = \lg \chi_{15} + \epsilon(t - 15^\circ),$$

где  $\epsilon$  — температурный коэффициент, несколько меняется. Так, по Руппину, при 0°,  $\epsilon = 0.01135$  и при 25°,  $\epsilon = 0.00928$ , так что при повышении температуры на 1° он меняется на 0.0000832.

По формулам Руппина и Кнудсена Крюммель вычислил таблицу электропроводности морской воды (табл. 53).

Таблица 53

Электропроводность морской воды (в обратных омах на см), умноженная на 10<sup>4</sup>

$S^\circ/\text{‰}$	10	20	30	35	40
$t^\circ$					
0	92	176	254	293	331
10	122	231	332	382	430
20	154	292	420	482	543
30	187	354	510	585	660

Значительные изменения электропроводности морской воды в зависимости от изменения ее солености позволяют применять электрические методы для определения последней, причем получаемая точность не меньше точности, которую дает титрование на хлор. Кроме того применение электрических методов определения солености дает возможность устройства соответствующих самописцев.

Диэлектрическая постоянная для льда близка к диэлектрической постоянной воды.

Удельное сопротивление льда велико и по Джонсону при 0° равно 0.367 · 10<sup>8</sup>, а при — 19°.3 равно 3.86 · 10<sup>9</sup> ом. Малая электропроводность сухого снега и льда позволяет при работе с низкими напряжениями укладывать на них неизолированные проводники.

## § 16. Радиоактивность

Вопрос о том, присутствии каких именно радиоактивных элементов обуславливается радиоактивность морской воды, окончательно еще не решен. Можно указать, например, что калий и рубидий, входящие в состав морской воды, слегка радиоактивны. Выражают радиоактивность морской воды в граммах радия на 1 л.

Что касается содержания тория в морской воде, то по Джолино в среднем равно 10<sup>-8</sup> г/см<sup>3</sup>, а по Максвеллу от 8 до 48 · 10<sup>-8</sup> г/см<sup>3</sup>.



В табл. 54 приводится сводка определений радия. Из приведенных таблиц видно, что данные различных авторов отличаются друг от друга, но все же, повидимому, более холодные воды океана радиоактивнее, чем теплые,

Таблица 54

Исследователь	Район	Среднее содержание радия (в $g \cdot 10^{-12}$ на 1 л)
Струтт	Сев. Атлантический океан	2.3
Ив	Гольфстрим	0.9
Джоли	Средиземное море	14
»	Черное море	14
»	Индийский океан	7
»	У берегов Англии	4—7
Саттерли	У берегов Уругвая и Чили	1
Мналок	Атлантический и Тихий океаны	2.9—42.3
Гьюлетт	вдали от берега	0

Результаты определения концентрации эманации радия приведены в табл. 55.

Таблица 55

Исследователь	Район	кюри/литр
Кнох	Атлантический океан у м. Горн	$44 \cdot 10^{-12}$
»	Тихий океан	18
Лау	Атлантический океан	29—51 <sup>1</sup>

и прибрежные воды радиоактивнее, чем воды вдали от суши. Последнее дало повод Джоли предположить, что радиоактивность океана обязана своим происхождением береговому стоку, выносящему в океан радиоактивные элементы.

Наиболее удивительным и пока недостаточно объясненным является высокое содержание радия в донных отложениях. Действительно, в то время как в гранитах в среднем содержание радия равно 2.5 так называемых единиц радия ( $10^{-12} g$  на 1 g вещества), в базальтах 1.0, а в осадочных породах на материке еще меньше, чем в породах изверженных, — в 68 образцах, собранных различными экспедициями в различных частях Мирового океана на глубинах от 1000 до 8000 м и проанализированных Джоли и Петтерсоном и Пигго, среднее содержание радия оказалось равным 11.76, а в отдельных случаях достигало значительно большей величины. В табл. 56 приведены максимальные величины, полученные указанными авторами.

Таблица 56

Широта	Долгота	Глубина (в м)	Грунт	Содержание радия в ед. радия	Кем определялось
7°25' ю.	152°15' з.	5 030	Радиол. или	50.3	Джоли
37°38' с.	39°36' з.	5 303	Кр. глина	49.5	Петтерсоном
42°40' с.	137°32' з.	4 918	Кр. глина	21.4	Пигго

По Пигго в среднем из позднейших определений содержалось в 27 образцах красной глины 12.1, в 13 образцах глобигеринового ила 4.1 ед. радия.

Из этих же определений видно, что количество радия в отложениях увеличивается с удалением от материка и с увеличением глубины и достигает максимальной величины там, где наиболее развиты железо-марганцевые конкреции.

<sup>1</sup> Для сравнения можно указать, что в наиболее активном из всех известных источников — Обершлема в Германии (холодный железистый источник) — по данным Фридриха, содержится  $2 \cdot 10^{-6}$  кюри/литр.

Для объяснения столь высокой концентрации радия в донных отложениях высказывались различные предположения. Так, предполагалось (Джоли), что эта концентрация обусловлена мельчайшими организмами, которые обладают избирательной способностью при жизни впитывать в свой организм соли урана и радия и затем после их смерти эти соли откладываются на дне.

По мнению Петтерсона это накопление связано с подводными вулканическими извержениями, с сопутствующими исключительными и специальными гидролитическими процессами, происходящими при соприкосновении раскаленной породы и воды. Последнее объяснение слишком сложно, хотя Петтерсону и удалось некоторые эксперименты.

Пигго считает, что при этих объяснениях упускалось из виду, что в донных отложениях главную роль играет не химизм радия, а химизм урана.

То обстоятельство, что содержание радия падает в прибрежных донных отложениях, показывает, что его концентрация не является результатом скопления детрита, т. е. продуктов распада. Далее, то обстоятельство, что наибольшая концентрация наблюдается в красной глине, образующейся весьма медленно и в которой почти нет остатков организмов, показывает, что остатки организмов, повидимому, уменьшают концентрацию.

Таким образом, по Пигго, уран, который в морской воде несомненно получается из изверженных пород, у берегов и на мелководьях, где много органического материала, сохраняется в растворе. Глубинные же воды, где содержание кислорода, согласно последним исследованиям, почти то же, что и на поверхности моря, создают благоприятную окисляющую обстановку.

Химически же уран, железо и марганец подобны, так как их окислы наименее растворимы, и так как количество радия выше всего там, где часто встречаются железо-марганцевые конкреции, то Пигго считает, что главное значение для высокой концентрации радия имеет процесс окисления.

Но по Буткевичу процесс образования марганцевых конкреций является большей частью процессом бактериальным. Отсюда возникает проблема о бактериальном происхождении высоких концентраций радия.

Курбатов исследовал железо-марганцевые конкреции, собранные в различных морях (табл. 57).

Таблица 57

Район	Широта	Долгота	Глубина (в м)	Содержание радия в ед. радия	Эманационная способность (в %)
Карское море	76°55' с.	70°03' в.	512	5.5	67.3
Баренцево море	74°00' с.	33°30' в.	274	1.8	31.0
Белое море	66°37'15" с.	33°43'5" в.	181	5.4	66.6
Финский залив	59°58'4" с.	28°49'1" в.	26	15.4	70.1
Черное море	—	—	—	31.8	63.2
Каспийское море	—	—	20	1.2	—
Тихий океан	9°57' с.	137°47' в.	4 919	146.6	—
»	32°36' ю.	137°43' в.	4 343	47.4	72.2

Эти исследования, кроме установления значительного содержания радия в железо-марганцевых конкрециях, показали, что это содержание достигает своей наибольшей величины в поверхностных и наименьшей в центральных частях конкреций.

Радий, как известно, обладает многими замечательными свойствами. Так, он разлагает воду, хлористый водород, а кислород превращает в озон и т. д.; радий разрушает ткани живых организмов, убивает бактерии и т. д., но особенно поразительным является свойство радия выделять энергию. Один грамм радия дает в час около 130 млн. кал, испуская при этом лучи:  $\alpha$  — являющиеся атомами гелия,  $\beta$  — лучи, представляющие собой поток частичек, заряженных отрицательным электричеством, и  $\gamma$ -лучи, подобные рентгеновским лучам. Вместе с испусканием лучей радий постепенно превращается в другие радиоактивные элементы, атомный вес которых последовательно становится все меньше и меньше. Конечным продуктом распада радия является свинец.

Постепенные превращения радия и, как следствие, уменьшение с течением времени



его содержания, позволили Курбатову сделать попытку определения возраста исследованных им конкреций. Для исследования была взята конкреция, найденная «Седовым» в 1934 г. в Карском море на  $76^{\circ}2' \text{ с. ш.}$  и  $86^{\circ}13' \text{ в. д.}$  на глубине 58 м.

Конкреция правильной дископодобной формы с камешком в середине по химическому составу оказалась вполне однородной. Конкреция была разделена на три концентрических слоя и каждый слой исследовался на радий отдельно. Полученные результаты приведены в табл. 58.

Рассматривая уменьшение содержания радия от периферии к центру конкреции как результат распада, Курбатов дает следующие промежутки времени, протекающие между образованиями отдельных слоев:

от I слоя до II 4100 лет,  
от II слоя до III 4200 лет.

Таким образом, по Курбатову, возраст исследованной конкреции был от 5300 до 5500 лет. Кроме того, Курбатов обращает внимание на то, что, судя по содержанию радия, в жизни этой конкреции были периоды, когда ее развитие останавливалось или сильно замедлялось.

В Мировом океане в общем содержится около 20 тыс. т радия. Других радиоактивных веществ еще больше. Таким образом, как в самом океане, так и особенно на его дне, сосредоточены колоссальные запасы энергии.

По Джоли один грамм гранита со средним содержанием радиоактивных элементов выделяет  $30.0 \cdot 10^{-14} \text{ г-кал}$  в сек. Понятно, что в тепловом балансе океана радий может иметь большое значение, и уже сейчас высказываются предположения, что высокие глубинные температуры океанических впадин отчасти обязаны своим происхождением высокому содержанию радия в глубинных донных отложениях.

Таблица 58

Слой	Толщина слоя (в мм)	Содержание радия в ед. радия	% к первому слою
I	8	49.3	100.0
II	10	12.1	62.7
III	14	3.1	16.1

## ГЛАВА II

## СВЕТОВЫЕ И ЗВУКОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ В МОРЕ

## § 17. Освещенность поверхности моря

Освещенность морских глубин зависит от освещенности поверхности моря солнцем. Источники света, находящиеся внутри самой воды, а именно светящиеся организмы, играют в световом режиме моря слишком незначительную роль.

Прямые солнечные лучи, проходя через атмосферу, частью поглощаются, частью рассеиваются во все стороны, и таким образом освещенность<sup>1</sup> поверхности моря складывается из освещенности этой поверхности прямыми солнечными лучами и освещенности рассеянным светом атмосферы. Количество лучистой энергии, падающей на горизонтальную поверхность моря, зависит от угла падения этой энергии. Таким образом для прямых солнечных лучей имеем:

$$I_s = I_p \sin \alpha,$$

где

$I_s$  — количество энергии, падающей на единицу поверхности моря,  
 $I_p$  — количество энергии, падающей на единицу площади, перпендикулярной солнечным лучам, и

$\alpha$  — высота солнца над горизонтом.

Далее при различных высотах солнца солнечным лучам приходится проходить большие или меньшие «массы» атмосферы, как это видно из рис. 17 и таблицы 59.

Таблица 59

Относительные «массы» атмосферы, проходимые солнечными лучами при различных высотах солнца над горизонтом

$\alpha^{\circ}$	90	80	70	60	50	40	30	20	10	5	3	1	0
$m$	1.00	1.01	1.06	1.15	1.30	1.55	2.00	2.90	5.60	10.40	15.4	26.96	35.4

Предположим, что световой луч, длина волны<sup>2</sup> которого равна  $\lambda$ , падает на землю отвесно. При прохождении через единицу «массы» атмосферы энергия луча несколько уменьшится и станет равной:

$$I_1 = I_0 q$$

<sup>1</sup> Освещенность измеряется в люксах. Один люкс равен освещенности поверхности шара радиусом 1 м, в центре которого помещен источник света силой, равной одной международной свече. Одна международная свеча по силе света равна  $\frac{1}{25}$  вольта-свету, издаваемому 1 см<sup>2</sup> платины при температуре плавления.

<sup>2</sup> По длине волны лучи спектра различаются на:  
инфракрасные, длина волны от 300 до 0.76  $\mu$  (микрона)  
видимые, длина волны от 0.76 до 0.36 «  
ультрафиолетовые, длина волны от 0.36 до 0.2 «  
крайние ультрафиолетовые, длина волны от 0.2 до 0.1 микрона



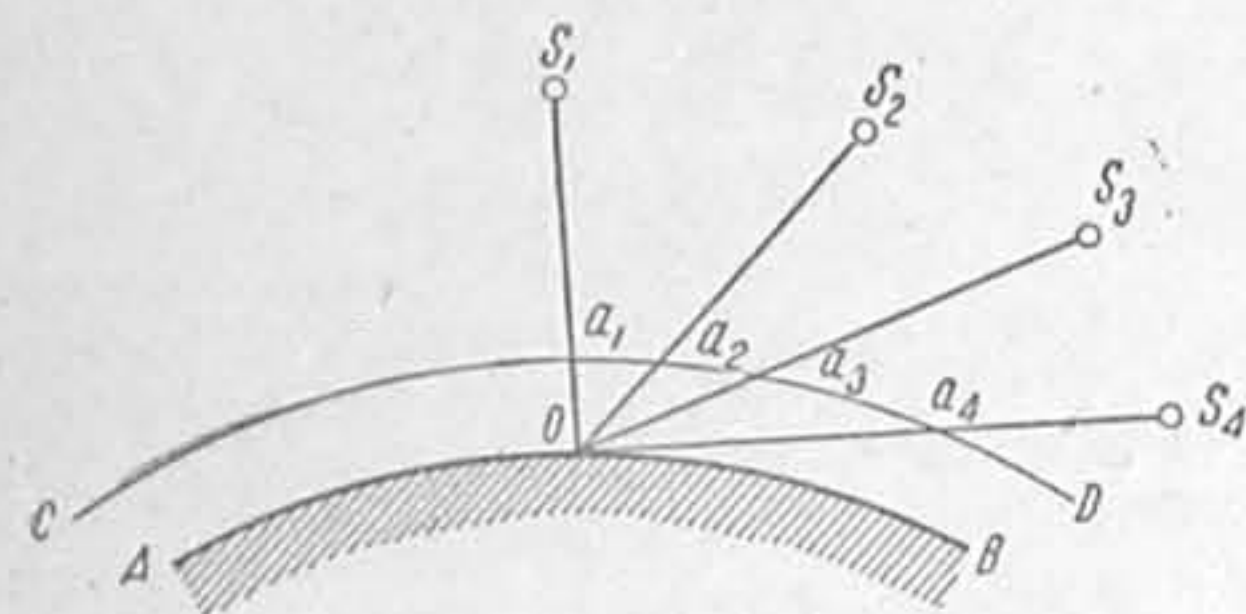
где  $q$  — некоторый постоянный для данной длины волны множитель, меньший единицы.

Если бы тот же луч прошел еще через одну массу атмосферы, обладающую теми же оптическими свойствами, то, понятно, мы бы имели

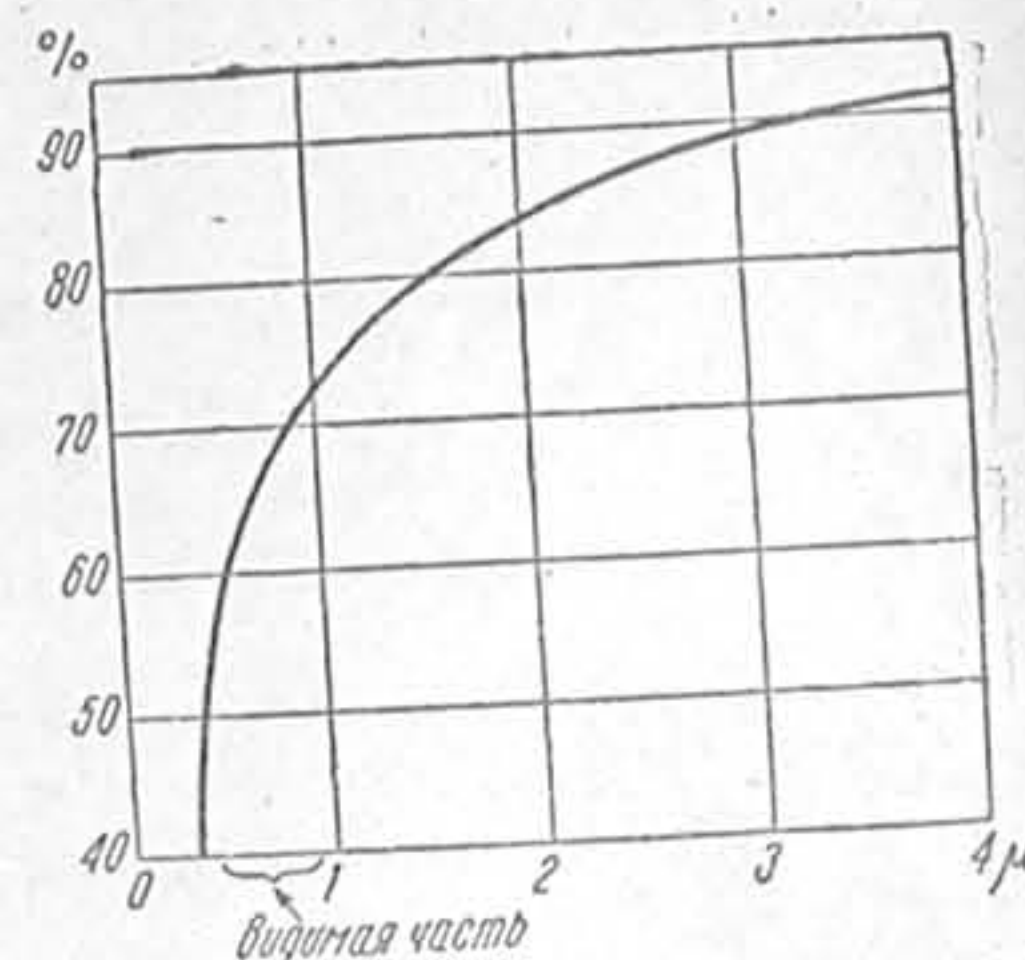
$$I_2 = I_1 q = I_0 q^2,$$

а при прохождении через  $m$  масс атмосферы —

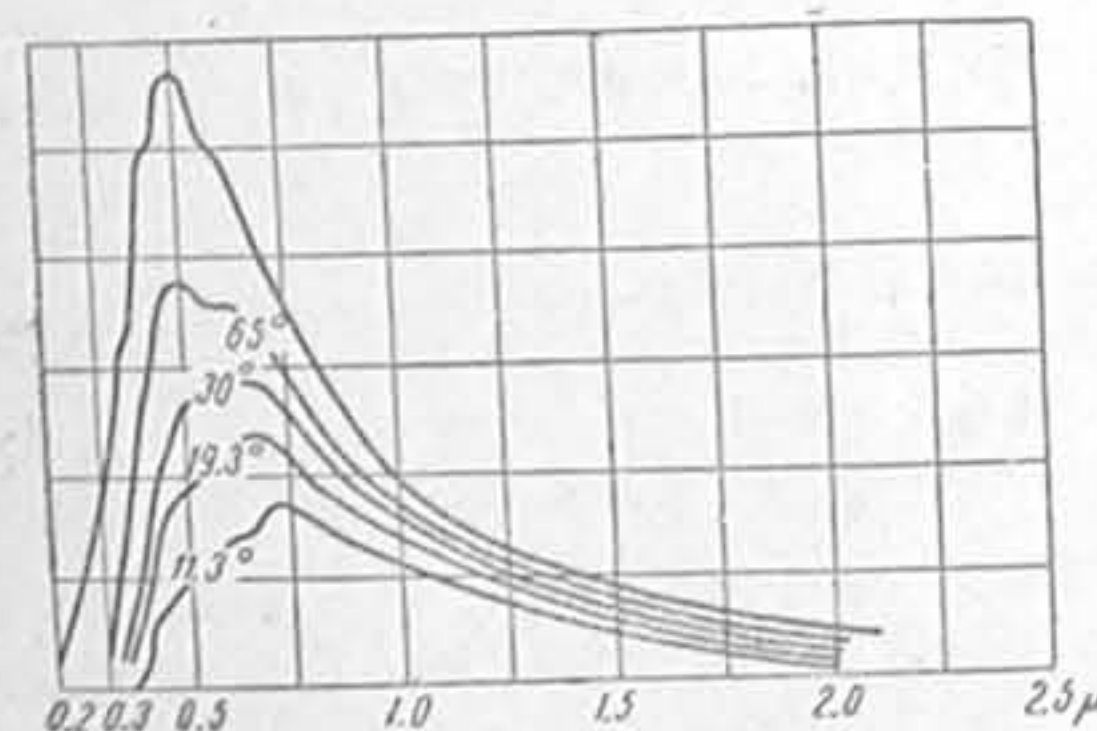
$$I_m = I_0 q^m.$$



17. Зависимость между высотой солнца и длиной пути солнечного луча в атмосфере.



18. Коэффициент прозрачности чистой сухой атмосферы для волн лучистой энергии различной длины (в микро-нах).



19. Распределение лучистой энергии в солнечном спектре при чистом сухом воздухе.

В этой формуле Бугера коэффициент  $q$  называется коэффициентом прозрачности и представляет собою долю лучистой энергии солнца, доходящую до земной поверхности при отвесном падении солнечных лучей.

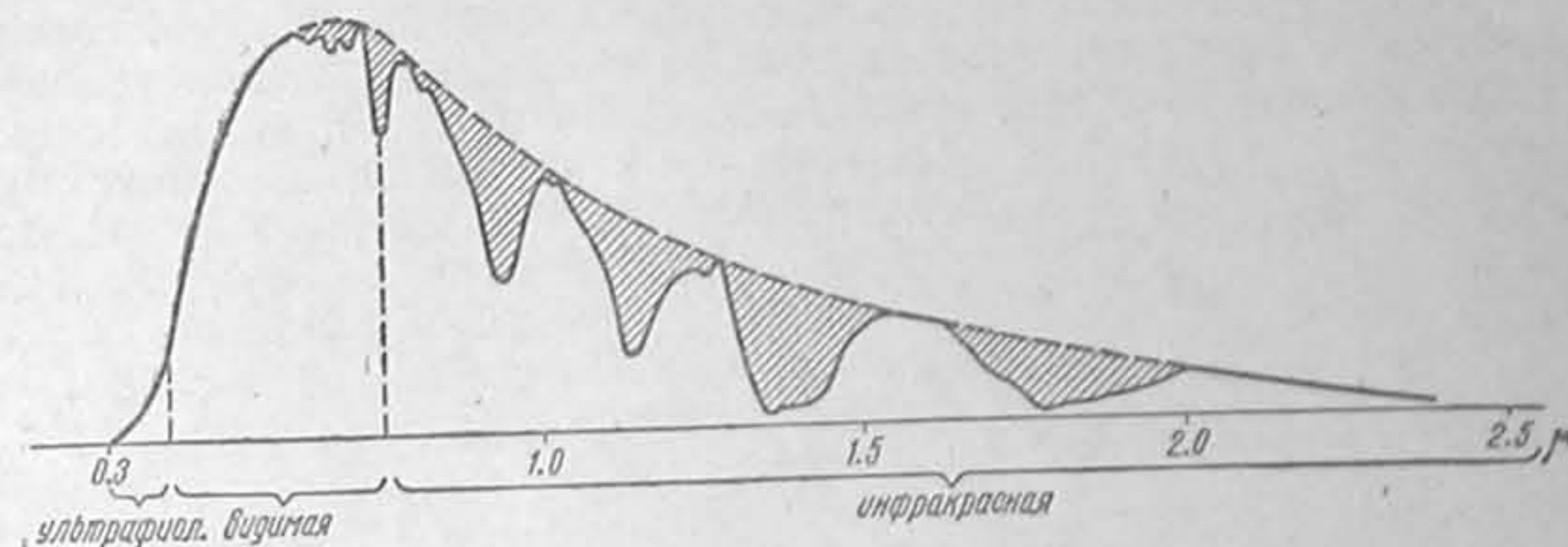
На рис. 18 показан коэффициент прозрачности чистой сухой атмосферы для волн различной длины. Как видно, атмосфера наименее прозрачна для коротких и наиболее прозрачна для длинных волн лучистой энергии.

Прохождение солнечными лучами при различных высотах солнца больших или меньших масс атмосферы, а также различные значения коэффициента прозрачности для различных длин волн влекут за собою количественное и качественное изменение солнечного спектра, как это показано на рис. 19, где вычерчены спектральные кривые для высот солнца  $65^\circ$ ,  $30^\circ$ ,  $19.3^\circ$  и  $11.3^\circ$  при чистом и сухом воздухе.

Из этого рисунка видно, что на границе атмосферы спектр на ультрафиолетовом конце начинается при длине волны равной  $0.200 \mu$  и достигает максимума при длине волны  $0.475 \mu$ . При высоте солнца  $30^\circ$  спектр начинается лишь при  $\lambda = 0.300 \mu$  и достигает максимума при  $\lambda = 0.675 \mu$ . Таким образом, чем больше «масса» атмосферы, проходимая солнечными лучами, тем больше передвигается максимум солнечной энергии в область

длинноволновых лучей спектра. Этим между прочим объясняется белый свет солнца при больших его высотах и красный при восходе и заходе.

На состав солнечной энергии большое влияние оказывают водяные пары в атмосфере, поглощающие, как это видно из рис. 20, главным образом длинноволновые лучи. Некоторое влияние на состав спектра солнечных лучей, доходящих до поверхности моря, оказывает также запыленность атмосферы твердыми частицами, избирательно поглощающими и рассеивающими солнечный свет. Чем меньше эти частицы, тем более избирателен процесс рассеяния и тем сильнее рассеиваются короткие лучи. Наоборот, чем



20. Поглощение лучистой энергии водяными парами.

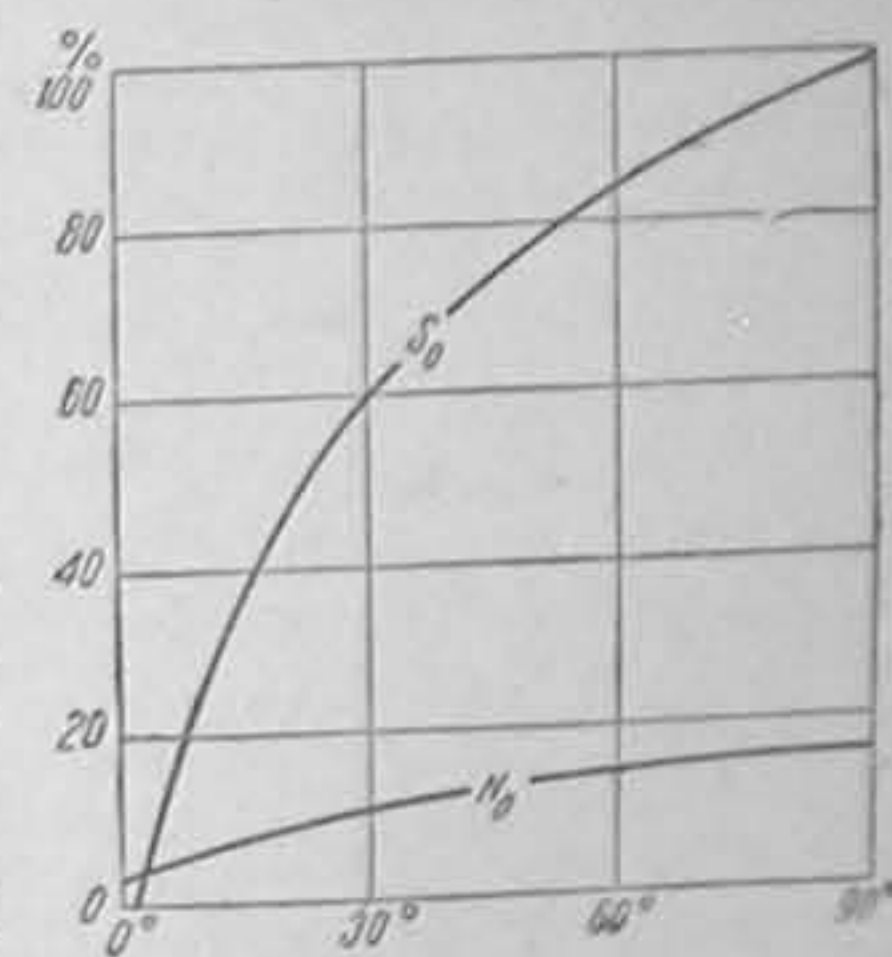
больше частицы, тем безразличнее идет процесс рассеяния. Поэтому, чем чище атмосфера, тем более синим представляется нам цвет неба. Облака, состоящие из крупных капель или снежинок, кажутся нам белыми потому, что они рассеивают солнечный свет, не изменяя его спектра.

На рис. 21 представлена, по Шулейкину, освещенность поверхности моря:  $S_0$  — прямыми солнечными лучами и  $N_0$  — рассеянным светом абсолютно безоблачного неба при различных высотах солнца  $\alpha^\circ$  над горизонтом.

На рисунке за единицу принята освещенность поверхности моря солнцем, находящимся в зените. Принимая последнюю равной 140 000 люксов, легко получить освещенность горизонтальной поверхности моря как прямыми, так и рассеянными лучами, умножая ординаты рисунка на 140 000.

Как это видно из рисунка, при малых высотах солнца рассеянная радиация преобладает над прямой (некоторое освещение поверхности моря рассеянным светом имеет место и до восхода солнца), затем хотя и увеличивается, но в значительно меньшей степени, чем освещенность прямым светом.

Большое влияние на освещенность оказывают облачность и снеговой покров. Если небо покрыто облаками и в то же время видно солнце, то полное освещение больше, чем при совершенно ясном небе. Это повышение освещения облачностью особенно сказывается при малых высотах солнца. Так, например, для Слупска, благодаря облачности, общее годовое количество рассеянного света повышается почти на 40%, причем это повышение приходится главным образом на весну и осень. По исследованиям К а л и



21. Относительная освещенность поверхности моря.



ти на в среднем все облака увеличивают освещенность рассеянным светом. Чем больше облаков, тем интенсивнее освещение. Исключения представляют только низкие плотные кучево-дождевые облака при малых высотах солнца. Снеговой покров и лед в море при безоблачном небе увеличивают освещенность до 30% и более и тем больше, чем больше высота солнца.

## § 18. Отражение и преломление

Падая на поверхность моря (рис. 22) по направлению  $AB$ , солнечный луч в точке  $B$  частью отражается и уходит по направлению  $BC$ , частью, преломляясь, уходит в воду по направлению  $BD$ . Понятно, что отражение и преломление проходят по общим законам, а именно все три луча: падающий, отраженный и преломленный лежат в одной плоскости, угол падения равен углу отражения, отношение синусов углов падения ( $i$ ) и преломления ( $r$ ) равно коэффициенту преломления ( $n$ ) по формуле:

$$\sin i = n \sin r$$

и, наконец, падающий и преломленный лучи обратимы, т. е. луч, падающий на поверхность по направлению от  $D$  к  $B$ , в воздухе пойдет по направлению от  $B$  к  $A$ .

Коэффициенты преломления<sup>1</sup> для различных фразифероидов линии в воде по Соре и Сарасину приводятся в табл. 60.

В табл. 61 приведены коэффициенты преломления для линии  $D$  по Ворабургу для морской воды различных температур и соленостей.

Таблица 60

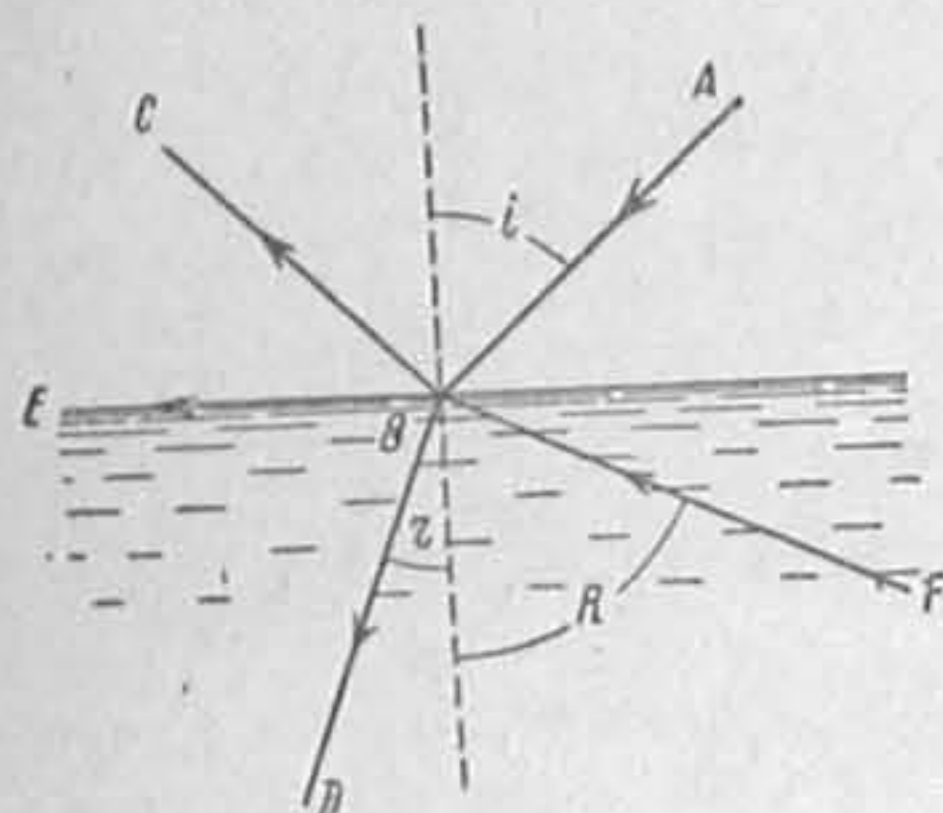
Фразифероид	Длина волны (в $\mu$ )	$S = 37\text{‰}$		
		$t = 20^\circ$	$t = 20^\circ$	$t = 10^\circ$
C	0.6563	1.33120	1.33816	1.33906
D	0.5896	1.33305	1.34011	1.34092
F	0.4861	1.33718	1.34437	1.34518
h	0.4102	1.34234	1.34973	1.35064

Коэффициент преломления увеличивается с повышением солености и с понижением температуры.

Кроме того по Ворабургу коэффициент преломления изменяется с давлением. Так, для дистиллированной воды он увеличивается на 0.000017 на атмосферу при  $0^\circ$  и на 0.000015 при  $15^\circ$ . Такого же порядка увеличение коэффициента преломления возможно и для морской воды.

Из приведенных таблиц видно, что коэффициент преломления в воде для всех волн видимого спектра приблизительно равен 1.34.

<sup>1</sup> У всех прозрачных тел коэффициенты преломления для красных лучей меньше, чем для синих. Скорость света обратно пропорциональна коэффициенту преломления. Майкельсон непосредственными измерениями показал, что скорость красных лучей в воде на 1.4% больше, чем синих.



22. Отражение, преломление и угол полного внутреннего отражения в воде.

Из физики известно, что при переходе луча из среды с большим показателем преломления (в нашем случае из воды) в среду с меньшим показателем преломления (в воздухе) существует такой угол (рис. 22), при котором преломившийся луч идет параллельно поверхности ( $i = 90^\circ$ ).

Понятно, что при этом

$$\sin R = \frac{1}{n} = \frac{1}{1.34}$$

Откуда

$$R = 48^\circ.3.$$

Этот угол для воды будет предельным углом преломления.

Таким образом, получаем, что от каждой точки в воде только лучи, проходящие внутри конуса с вертикальной осью и с углом раствора, равным  $97^\circ$ , частично уходят в атмосферу. Все остальные лучи полностью отражаются от водной поверхности, уходят обратно в воду и потому, если смотреть из воды, то водная поверхность представляется серебристо-блестящей.

Световой поток, падающий на водную поверхность, как мы видели, частью отражается, и частью после преломления поглощается.

Зависимость между интенсивностью отраженного ( $I_r$ ) и падающего света ( $I_0$ ) по Френелю выражается следующей формулой:

$$\frac{I_r}{I_0} = \frac{1}{2} \left[ \frac{\sin^2(i-r)}{\sin^2(i+r)} + \frac{\tan^2(i-r)}{\tan^2(i+r)} \right],$$

где величина в правой части называется коэффициентом отражения.

Понятно, что количество преломленного (ушедшего в воду) света  $I$ , легко получается по формуле

$$I_r = I_0 - I.$$

По этим формулам вычислена табл. 62, в которой даны: высота солнца ( $\alpha$ ) и соответствующие углы падения ( $i$ ) и преломления ( $r$ ), а также процентное отношение отраженной ( $I_r$ ) и преломленной энергии ( $I$ ) к энергии падающей ( $I_0$ ).

Таблица 62

$\alpha^\circ$	0	5	10	15	20	25	30	40	50	60	70	80	90
$i^\circ$	90	85	80	75	70	65	60	50	40	30	20	10	0
$r^\circ$	48.3	48.0	47.3	46.1	44.5	42.6	40.3	34.9	28.7	21.9	14.8	7.4	0
$I_r/I_0\%$	100.0	58.5	35.0	19.5	13.5	8.8	6.0	3.5	2.5	2.2	2.1	2.1	0
$I/I_0\%$	0	41.5	65.0	80.5	86.5	91.2	94.0	96.5	97.5	97.8	97.9	97.9	100

По последней строке этой таблицы построен график (рис. 23), наглядно показывающий, насколько быстро уменьшается количество отраженной энергии и возрастает количество энергии, вошедшей в воду, с увеличением высоты солнца.



Насколько верна формула Френеля, доказывается непосредственными измерениями Шмидта. Сопоставление полученных им данных с вычислениями дает расхождение менее одного процента.

При вычислениях табл. 62 принималось, что поверхность моря горизонтальна. В действительности в море почти всегда наблюдается волнение большей или меньшей крутизны, и потому даже при малых высотах солнца угол

падения прямых солнечных лучей уменьшается за счет крутизны волны, благодаря чему количество отраженного света также уменьшается. Так, при высоте солнца  $21^\circ.6$  Шмидт получил, что интенсивность отраженного света при взволнованной поверхности моря равна  $9.5\%$ , в то время как для невзволнованной поверхности при данной высоте солнца вычисления дали  $11.5\%$ .

Формула Френеля выведена для отдельного луча, падающего на поверхность моря. Но поверхность моря освещается не только прямыми солнечными лучами, но и рассеянной радиацией, благодаря которой каждая точка поверхности моря одновременно освещается лучами, падающими на нее со всех возможных направлений и частично отражающимися также по всевозможным направлениям.

Для учета отражаемой таким образом энергии введено понятие об «альбеде», под которым понимается отношение отраженной энергии к рассеянной энергии, падающей на данную поверхность, выраженное в процентах, или иначе коэффициент отражения рассеянной энергии, выраженный в процентах. Понятие об альбеде для таких полупрозрачных сред, какой является вода, должно быть дополнено. Действительно, как указывает Калитин, альбеде моря складывается, во-первых, из солнечной радиации, отраженной и рассеянной поверхностью моря, и, во-вторых, из радиации, излучаемой морем в атмосферу и обусловленной молекулярным рассеянием самой массы воды и взвешенных в ней частиц (см. § 20).

Если радиация, отраженная и рассеянная поверхностью моря, легко учитывается по формуле Френеля, то радиация, излучаемая самим морем, зависит от размеров и количества взвешенных частиц, находящихся в морской воде, и связана с прозрачностью моря.

Наблюдения Калитина в глубине Ялтинского порта с 2 по 23 мая 1937 г. в околополуденные часы приблизительно при одних и тех же высотах солнца дали результаты, приведенные в табл. 63.

Анализируя свои наблюдения, а также сопоставляя их с производившимися одновременно (но в некотором отдалении) наблюдениями над прозрачностью моря, Калитин приходит к следующим выводам:

1. Максимум альбеда приходится на синие-зеленую часть спектра, а к более коротким и длинным волнам альбеде резко уменьшается.
2. При уменьшении прозрачности альбеде сильно увеличивается и при увеличении прозрачности уменьшается, причем наименьшие изменения приходятся на синие-зеленую часть спектра.

Надо заметить, что в районе наблюдений Калитина вода была очень загрязнена. Одновременные наблюдения прозрачности с помощью диска Секки у выходящего в

открытое море конца мола не давали прозрачности больше, чем  $4.5$  м, тем не менее выводы, полученные Калитиным, весьма показательны.

Таблица 63

## Спектральное альбеде воды

Выводы	Часть спектра				
	Ультра-фиолетовая	Синяя	Зеленая	Красная	Темно-красная
Среднее из всех наблюдений	5.4	19	20	16	4.9
Максимальное	7.7	28	29	23	7.7
Минимальное	3.7	9.0	10	9.0	2.3
Изменение в %	52	32	34	39	39

Чем чище и прозрачнее вода океана, тем альбеде меньше и тем больше оно приближается к получаемому по формуле Френеля.

Применяя же последнюю формулу, мы получаем, что даже для прямой солнечной радиации, при высотах солнца более  $25^\circ$ , альбеде моря меньше  $9\%$ .

Отсюда следует, что альбеде океана мало по сравнению с альбеде всех других видов земной поверхности. Действительно, в среднем альбеде обнаженной почвы в зависимости от ее цвета колеблется от  $10\%$  (темные почвы) до  $35\%$  (пески, меловые почвы). Альбеде травянистого покрова равно  $18-33\%$ , древесной растительности  $10-15\%$ . Альбеде влажных почв и растительности всегда меньше, чем сухих. Альбеде старого лежалого снега колеблется от  $30$  до  $50\%$ , а для белой гладкой поверхности свежеснеженного снега доходит от  $70$  до  $90\%$ . Таким образом из всех естественных поверхностей Земли океан является наиболее совершенным поглотителем, а снег и льды, наоборот, наиболее совершенными отражателями солнечной энергии.

Прямое следствие альбеде океана является разница в освещенности самой поверхности океана и слоя, расположенного сразу под этой поверхностью. Понятно, что потеря в освещенности теоретически должна быть равна альбеде. Однако непосредственные измерения дают несколько большие величины. Так, Пуль и Аткинс считают среднюю потерю света непосредственно под поверхностью воды равной  $5-25\%$  освещенности поверхности моря. Трофимов на 13 станциях в Белом море определял потерю света равной  $14-29\%$ , что сам Трофимов приписывал некоторому несовершенству приборов.

Большое значение для режима замерзающих морей имеет значительное альбеде снега, всегда более или менее толстым слоем покрывающего поверхность морского льда. Даже при очень тонком снеговом покрове и при идеальной прозрачности самого льда только  $10-50\%$  падающего на поверхность снега света может проникнуть под лед. Но с количеством света связана фотосинтетическая деятельность растений, и отсюда вытекает, что, например, в полярных условиях, несмотря на круглосуточное освещение в летнее время, жизнь подо льдом может развиваться только в ограниченных пределах.

Благодаря высокому альбеде снежного покрова получается, что даже в умеренных широтах освещенность достигает своей наибольшей величины в весеннее время (когда воздух наиболее прозрачен), при наличии еще не тронутого талым снегового покрова (большое альбеде), при небольшой



облачности и при небольшой метели (большая рассеянная радиация). Этим объясняется между прочим, что так называемая снежная слепота в полярных странах проявляется особенно резко также в весеннее время.

## § 19. Поглощение и рассеяние лучистой энергии

Предположим, что поток лучистой энергии проходит через слой воды бесконечно малой толщины  $dp$ , теряя при этом некоторое количество энергии  $dI$  на нагревание воды.

Понятно, что потеря энергии будет пропорциональна энергии падающего потока и толщине слоя, так что мы можем написать

$$dI = -mI dp,$$

где  $m$  — коэффициент поглощения.

Откуда

$$\frac{dI}{I} = -m dp.$$

Если среда оптически однородна (коэффициент поглощения постоянен), то, интегрируя, получаем

$$\ln I = -mp + C,$$

где  $C$  — произвольная постоянная, определяемая из условия, что на поверхности моря, где  $p = 0$

$$\ln I_0 = C,$$

где  $I_0$  — энергия, падающая на поверхность моря.

Отсюда

$$\ln I = \ln I_0 - mp.$$

Или, избавляясь от логарифмов

$$I_p = I_0 e^{-mp}.$$

Из этой формулы вытекает физический смысл коэффициента поглощения:

$\frac{1}{m}$  — есть глубина, на которой интенсивность данного луча уменьшается в  $e$  раз.

Коэффициент поглощения меняется в зависимости от длины волны и для чистой дистиллированной воды приводится в табл. 64.

Таблица 64

Длина волны (в $\mu$ )	Коэффициент поглощения	Длина волны (в $\mu$ )	Коэффициент поглощения
2.08	4 600	0.658	0.320
1.96	10 800	0.643	0.291
1.66	700	0.622	0.239
1.44	2 940	0.617	0.244
1.26	117	0.612	0.233
1.22	128	0.607	0.200
1.08	15	0.558	0.038
0.98	42.4	0.522	0.002
0.80	2.43	0.470	0.002
0.70	0.82	0.300	0.152

В этой таблице коэффициент поглощения выражен в обратных метрах (в предположении, что глубина измеряется в метрах) и взят для инфра-

красных лучей (длина волны от 0.70 до 2.08  $\mu$ ) из определений Коулисса, и для видимой части спектра (длина волны от 0.470 до 0.658  $\mu$ ) по Ауфзессу.<sup>1</sup>

Надо отметить, что коэффициенты поглощения, даваемые различными авторами, весьма отличаются друг от друга. Для сравнения приводим новейшие определения Хельберта (табл. 65).

Таблица 65

Длина волны (в $\mu$ )	0.20	0.24	0.27	0.32	0.36	0.40	0.54	0.59	0.67
Коэффициент поглощения	8.0	1.35	0.77	0.43	0.19	0.08	0.04	0.14	0.34

В приведенных таблицах обращает на себя внимание следующее:

1) Величина коэффициента поглощения даже для мало отличающихся одна от другой по длине волн лучистой энергии колеблется в очень широких пределах. Таким образом процесс поглощения водой лучистой энергии является процессом крайне избирательным.

2) Наибольшей величины коэффициенты поглощения достигают в инфракрасной части спектра. Значительно меньше поглощение в ультрафиолетовой части спектра. Наименьшие значения коэффициента поглощения приходятся на видимую часть спектра.

3) В видимой части спектра более интенсивно поглощаются длинные лучи.

Световая энергия, проходя через бесконечно малый слой воздуха или воды, не только поглощается, но и рассеивается по формуле

$$dI = -kI dp,$$

где

$dp$  — толщина слоя,

$I$  — падающая энергия и

$k$  — коэффициент рассеяния.

Рассуждая так же, как при выводе формулы поглощения, получаем

$$I_p = I_0 e^{-kp},$$

где  $I_p$  — часть световой энергии, дошедшая до глубины  $p$ .

Рассеяние света наблюдается как в чистых однородных средах, так и в особенности в средах неоднородных.

Рассеяние света мутными средами изучалось Релеем<sup>2</sup>, который для бесцветных золь с частицами, не проводящими электрический ток, дал формулу:

$$k_1 = \frac{a_1}{\lambda^4},$$

где

$\lambda$  — длина волны,

$a_1$  — модуль рассеяния, зависящий от показателя преломления вещества и от числа частиц этого вещества в 1 см<sup>3</sup>. Чем больше число частиц в единице объема, тем больше рассеяние.

То же явление в химически однородных средах по Сمولуховскому объясняется тем, что вследствие беспорядочного теплового движения молекул плотность среды в известных пределах меняется. Эти колебания плотности или тепловые флуктуации проходят тем интенсивнее, чем выше температура и чем больше сжимаемость. Вместе с изменением физической плотности меняются и коэффициенты преломления, и химически

<sup>1</sup> Так, например, для длины волны 1.08  $\mu$  коэффициент поглощения равен 15. Это означает, что на глубине  $1/15$  м энергия этой волны уменьшается в  $e$  раз.

<sup>2</sup> Рассеяние света мутными средами впервые изучалось Тиндалем и носит название явления Тиндала.

<sup>6</sup> Морские воды и льды.



однородная среда становится оптически неоднородной. Таким образом, благодаря флуктуациям плотности, луч света преломляется и рассеивается. Для коэффициента рассеяния Смолуховский дает формулу вида

$$k_2 = \frac{a_2}{\lambda^4},$$

где  $\lambda$  имеет прежнее значение,  $a_2$  — модуль рассеяния, пропорциональный абсолютной температуре и коэффициенту сжимаемости и увеличивающийся при увеличении показателя преломления.

Таким образом в обеих формулах коэффициент рассеяния обратно пропорционален четвертой степени длины волны. Отсюда, чем длиннее волна, тем она меньше рассеивается, т. е. обратное тому, что мы имели для поглощения в световой части спектра.

С увеличением крупности взвешенных в среде частиц показатель степени при длине волны в формуле Релея уменьшается и при достаточно больших размерах частиц, когда луч света и отражается от поверхности частиц и поглощается ими, становится равным нулю, т. е. рассеяние становится независимым от длины волны. Рассеянный свет в последнем случае имеет ту же окраску, что и прямой. Формула Релея по опытам Мекленбурга применима для частиц радиусом не больше 0.47  $\mu$ . Теоретически уменьшил этот предел до 0.20—0.30  $\mu$ .

Шулейкин в своих теоретических выводах пришел к несколько другим цифрам, а именно: в полном рассеянном потоке закон рассеяния четвертой степени не применим при диаметрах частиц больших 0.35  $\mu$ , а для отраженного света уже при частицах больших 0.2  $\mu$ . Частицы с диаметрами от 0.35  $\mu$  до 0.42  $\mu$  рассеивают свет в соответствии с их диаметром обратно пропорционально третьей, второй и первой степени длины волны, а частицы с диаметрами от 0.42  $\mu$  до 1.2  $\mu$  интенсивнее рассеивают длинноволновую часть спектра. Частицы с диаметром больше 1.2  $\mu$ , по Шулейкину, одинаково рассеивают все лучи.

Рассеянием света в атмосфере и воде объясняются многие явления в природе. Так как при чистых или замутненных малыми частицами средах сильнее всего рассеиваются короткие лучи, то обычно рассеянные лучи отличаются синеватым цветом. Чем чище среда, чем меньше частицы и чем меньше число частиц в единице объема, тем среда кажется более синей. Этим объясняется цвет неба, воды, дыма и т. д. С другой стороны, с увеличением размеров инородных включений, рассеянный свет не меняет окраски. Этим, как мы видели, объясняется белый цвет облаков и туманов, размер капелек которых значителен по сравнению с размерами световых волн.

При проникновении света в глубины моря идут два одновременных процесса: поглощение и рассеяние, причем более интенсивно поглощаются длинные световые лучи, а рассеиваются более интенсивно, наоборот, короткие лучи. Этими явлениями определяется световой и цветовой режим морских глубин.

Мы видели, что если принимать во внимание только поглощение света, то световая энергия, пройдя через слой  $dp$ , уменьшится на величину  $dI = -mIdp$ . Кроме того, при проходе через тот же слой потеряется некоторое количество рассеянной энергии, равное  $dI = -kIdp$ . В результате суммарного действия поглощения и рассеяния мы будем иметь для каждой волны:

$$dI = -(m + k)Idp.$$

Интегрируя, получаем:

$$I_p = I_0 e^{-(m+k)p},$$

где  $m$  — коэффициент поглощения и  $k$  — коэффициент рассеяния.

Если взвешенные частицы, определяющие интенсивность рассеяния света, как это обычно имеет место в море, не особенно велики, то можно положить согласно формуле Релея

$$k = \frac{a}{\lambda^4},$$

где  $a$  — модуль рассеяния, характеризующий рассеяние в зависимости от оптической чистоты среды.

Отсюда

$$I_p = I_0 e^{-\left(m + \frac{a}{\lambda^4}\right)p},$$

где  $\left(m + \frac{a}{\lambda^4}\right)$  — коэффициент ослабления света.

В этой формуле наиболее трудно определяемым является модуль рассеяния. Для приблизительного определения этого модуля Шулейкин сопоставил коэффициенты рассеяния, определенные различными авторами для вод различного происхождения, с глубинами исчезновения диска Секки, измеренными в тех же водах, и получил следующую эмпирическую формулу:

$$a = \frac{0.15}{z},$$

где  $z$  — глубина исчезновения диска Секки в м.

В табл. 66 приведены коэффициенты ослабления света и рядом показаны соответствующие глубины исчезновения диска Секки по Шулейкину.

Таблица 66

Коэффициент ослабления света  $\left(m + \frac{a}{\lambda^4}\right)$  в зависимости от длины волны ( $\lambda$ ), прозрачности моря ( $z$ ) и модуля рассеяния ( $a$ )

$z$	$\lambda$ $a$	0.660	0.6563	0.650	0.630	0.600	0.589	0.550	0.530	0.527	0.500	0.486	0.460
$\infty$	0.000	0.320	0.316	0.304	0.256	0.155	0.086	0.029	0.014	0.008	0.002	0.002	0.002
50	0.003	0.336	0.332	0.321	0.275	0.178	0.110	0.062	0.049	0.047	0.050	0.056	0.069
20	0.007	0.357	0.354	0.343	0.300	0.209	0.143	0.105	0.100	0.099	0.114	0.128	0.158
15	0.010	0.373	0.370	0.360	0.320	0.232	0.168	0.138	0.138	0.138	0.162	0.181	0.225
10	0.015	0.399	0.396	0.388	0.351	0.271	0.210	0.193	0.202	0.204	0.242	0.271	0.337
7.5	0.020	0.425	0.423	0.416	0.383	0.309	0.254	0.247	0.265	0.268	0.322	0.360	0.448

По мере углубления в воду в результате избирательного поглощения и избирательного рассеяния, интенсивность освещения быстро уменьшается, сумерки все более сгущаются, из зеленых становятся голубыми, синими, фиолетовыми и на больших глубинах сменяются полным мраком.

Весьма характерна табл. 67, Горчинского, в которой показана энергия волн различных длин, фактически проходящая через слой воды различной толщины, в процентах от энергии, падающей на поверхность моря.

Из этой таблицы видно, что длинноволновые лучи, в которых сосредоточено наибольшее количество тепловой энергии, поглощаются в самых верхних слоях океана.

Освещенность водной поверхности в каждой отдельной точке моря, завися от высоты солнца над горизонтом, меняется в течение суток. Кроме



того, благодаря избирательному поглощению солнечных лучей атмосферой, вместе с изменением высоты солнца меняется и самый состав солнечного спектра, падающего на поверхность моря, а именно: при малых высотах солнца максимум энергии перемещается к более длинным волнам.

Далее, если принимать во внимание освещение поверхности моря только прямыми солнечными лучами, то при малых высотах солнца световому лучу приходится в воде проходить до той же глубины значительно больший путь.

Таблица 67

Толщина слоя (в см)	0	0.01	0.1	1.0	10	100	1000
Длина волны (в м)							
0.2—0.6	24	24	24	24	24	23	17
0.6—0.9	36	36	36	36	30	13	1
0.9—1.2	19	18	17	12	1	—	—
1.2—1.5	9	8	6	2	—	—	—
1.5—2.1	10	7	3	—	—	—	—
2.1—3.0	2	2	—	—	—	—	—
	100%	95	86	74	55	36	18

Действительно, из рис. 24 следует:

$$\Delta/h = \cos r = \frac{n}{\sqrt{n^2 + \sin^2 a}},$$

где

$h$  — глубина проникновения луча от поверхности моря,  
 $r$  — угол преломления,  
 $\Delta$  — путь наклонного луча в воде,  
 $a$  — высота солнца над горизонтом и  
 $n$  — коэффициент преломления вода-воздух.

В табл. 68 показано отношение пути наклонного луча к глубине его проникновения при различной высоте солнца и при  $n = 1.34$ .

Таблица 68

$a^\circ$	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
$\Delta/h$	1.50	1.47	1.40	1.31	1.22	1.14	1.08	1.03	1.01	1.00

В связи с указанными зависимостями день на морских глубинах значительно короче, чем на поверхности моря. Так, по наблюдениям Реньяра с помощью фотометрографа, в марте 1879 года у о-ва Мадейры продолжительность дня при почти безоблачном небе показана в табл. 69.

Таблица 69

На глубине	0 м — 15 час.
»	» 20 » — 11 »
»	» 30 » — 7 »
»	» 40 » — 15 мин.

На рис. 25 схематически представлены линии одинаковой интенсивности света на разных глубинах летом в умеренных широтах. Кривые эти приблизительно симметрично располагаются около полдня.

Но высота солнца над горизонтом меняется от сезона к сезону.

В табл. 70 приведены данные измерений силы света, произведенных Пулем и Аткинсом у берегов Англии, принимая, что 21 июня в полдень световая энергия, падающая на поверхность моря, равна 100%.

Из этой таблицы следует, что на поверхность моря у берегов Англии в полдень в декабре падает только 18% света, падающего в полдень в июне. Далее из этой же таблицы видим, что зимой непосредственно в воду посту-

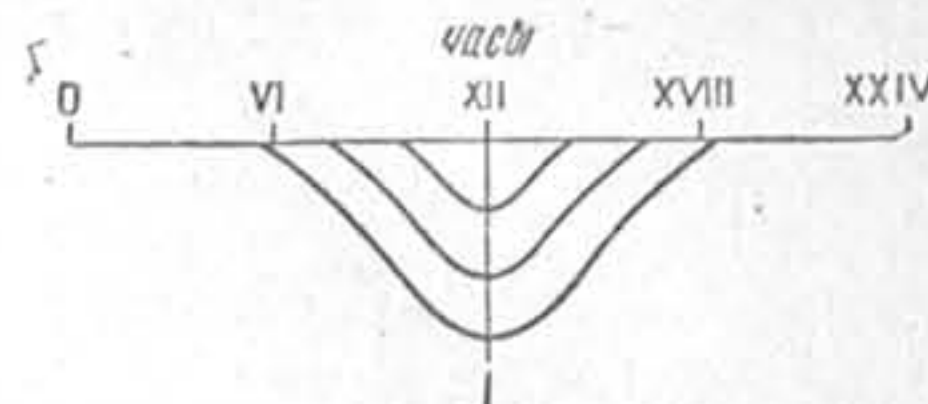
Таблица 70

Относительная освещенность (в %)

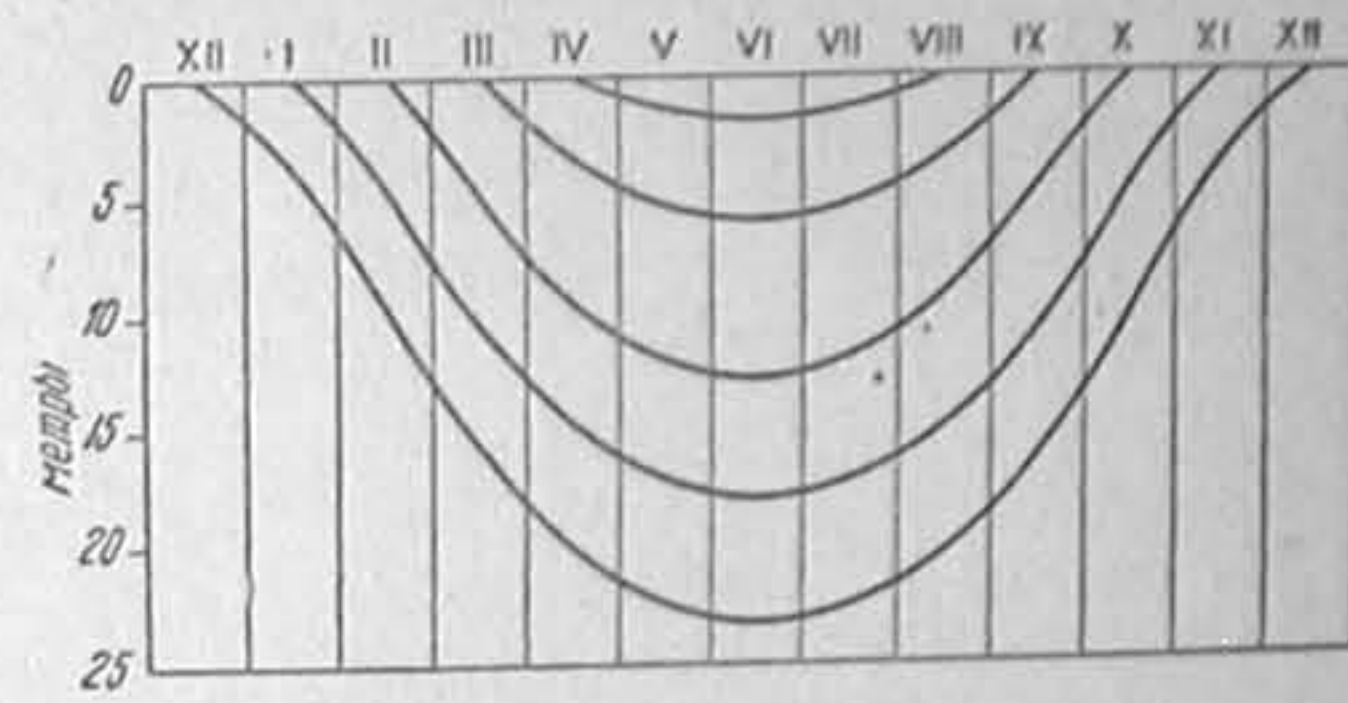
Д а т а	В воздухе	В воде под самой по- верхностью	В воде на глубине				
			5 м	10 м	15 м	25 м	35 м
21.VI	100.0	93.0	51.9	29.0	14.5	2.71	0.65
21.XII	18.1	5.8	2.6	1.3	0.48	0.05	0.01

пает только 32% падающего света, в то время как летом 93%, и что зимой на глубине 5 м господствует то же освещение, что и летом на глубине 25 м и т. д.

Кривые, подобные кривым рис. 25, могут быть построены и для времен года. На рис. 26 показаны по Пулю и Аткинсу для берегов Англии линии



25. Схематические изолинии интенсивности света на разных глубинах в течение суток.



26. Изолинии интенсивности света на различных глубинах в течение года у берегов Англии по Пулю и Аткинсу.

одинаковой интенсивности света для разных глубин. Из рисунка видно, что на глубине 20—25 м летом господствует та же интенсивность света, что и зимой на поверхности моря.

Понятно также, что количество света, поступающего в воду в высоких широтах, меньше, чем в низких. Так, например, в полдень освещенность под 33° широты на глубине 800 м та же, что под 50° на 500 м и под 67° на 200 м.

## § 20. Цвет моря

Б у н з е н, повидимому, был первым, отметившим то, что вода обладает собственным синим цветом.

В 1883 г. Ш п р и н г рассматривал дистиллированную воду в трубках длиной до 5 м. Трубки были заключены в светонепроницаемые футляры. Смотря на свет через воду в трубках, можно было наблюдать, что вода обладает замечательно чистым и нежным голубым цветом. Это явление становится понятным в связи с избирательным поглощением водой световых лучей и носит название собственного цвета воды.



Объяснение цвета моря совокупным действием избирательного поглощения водой и избирательного рассеяния световых лучей мелкими частицами, взвешенными в воде, впервые дано Тиндалем.

В дальнейшем приводятся теоретические формулы и выводы Шулейкина. Свет, упавший на поверхность моря, проникая в глубины, отчасти поглощается, отчасти рассеивается, и таким образом создается вполне определенная освещенность каждой глубинной горизонтальной поверхности. Световая энергия, упавшая на каждую из этих поверхностей, в свою очередь распространяется кверху, также поглощаясь и рассеиваясь на своем пути.

Учитывая все доли падающей, поглощаемой и рассеиваемой энергии, Шулейкин дает следующую формулу:

$$\frac{M_o}{S_o + N_o} = \frac{\frac{1}{2} \frac{a}{\lambda^4}}{m + \frac{1}{2} \frac{a}{\lambda^4}},$$

где

$M_o$  — освещенность поверхности моря внутренним рассеянным светом моря,  
 $S_o$  — освещенность поверхности моря прямыми солнечными лучами и  
 $N_o$  — освещенность той же поверхности рассеянным светом неба.

Если  $a$  очень мало, как это имеет место при оптически чистой воде, то в знаменателе величины  $\frac{1}{2} \frac{a}{\lambda^4}$  можно пренебречь, и тогда из общей формулы Шулейкина получается формула Рамана.

$$\frac{M_o}{S_o + N_o} = \frac{a}{2m\lambda^4},$$

На рис. 27 показаны спектральные кривые, вычисленные Шулейкиным, для различных значений модуля рассеяния, а именно:

- 1)  $a = 0.008$ , 2)  $a = 0.04$  и 3)  $a = 0.14$ .

Из рисунка видно, что в первом случае спектральная кривая в зеленой части спектра резко падает вниз, и красная часть спектра сильно поглощена. Цвет моря при этом будет сине-зеленым. Вторая и третья кривые более пологи, и цвет моря приобретает более зеленый оттенок.

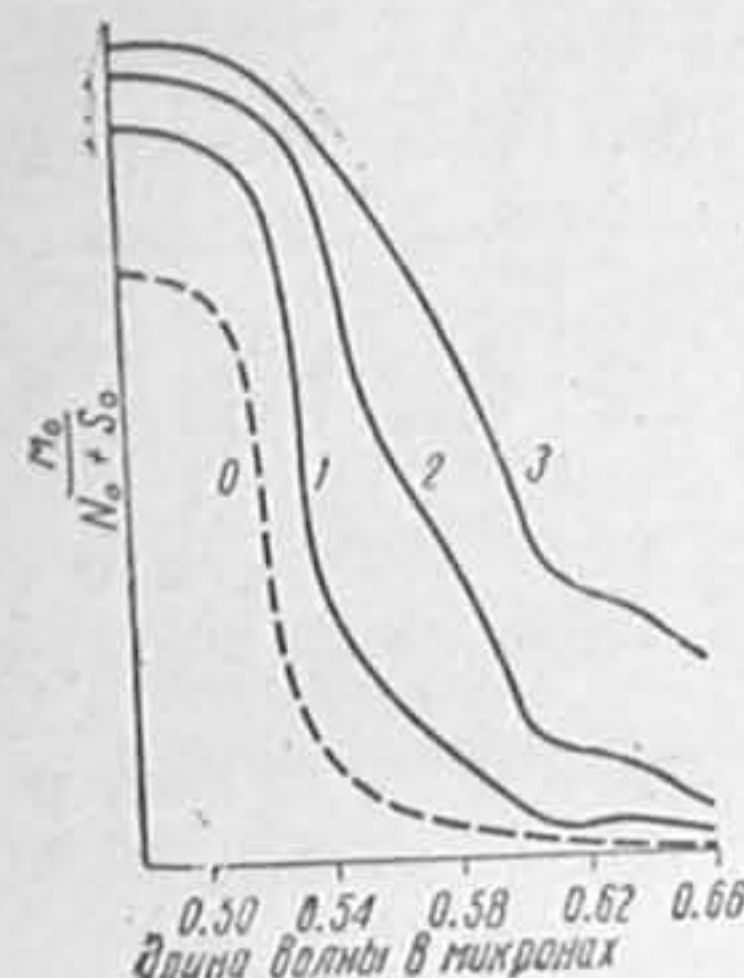
Приведенная формула Шулейкина относится к случаю малых взвешенных частиц. Если же в море имеются более крупные частицы, то на первый план выступает поглощение света. В таком случае Шулейкин дает следующую формулу.

$$\frac{M_o}{S_o + N_o} = \frac{(1 - \beta) \frac{1}{2} \frac{a}{\lambda^4} + \beta \varphi(\lambda)}{(1 - \beta) \left[ m + \frac{1}{2} \frac{a}{\lambda^4} \right] + \beta \left[ 1 - \frac{1}{2} \varphi(\lambda) \right]},$$

где

$\beta$  — вероятность встречи светового луча с частицей на расстоянии 1 м, зависящая от размеров частиц и от их числа в 1 м<sup>3</sup> и

$\varphi(\lambda)$  — отражательная способность крупной частицы для волны, длина которой равна  $\lambda$ .

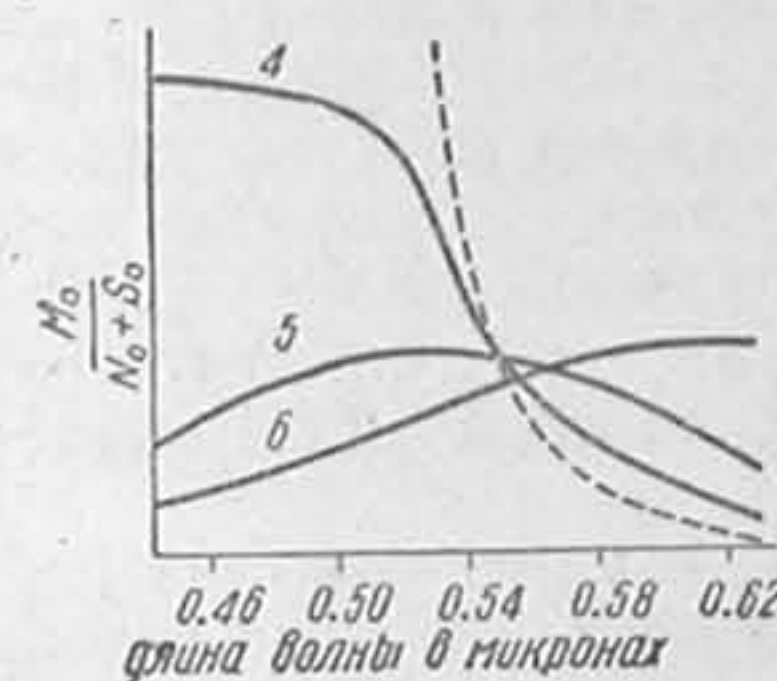


27. Спектральные кривые для различных модулей рассеяния.

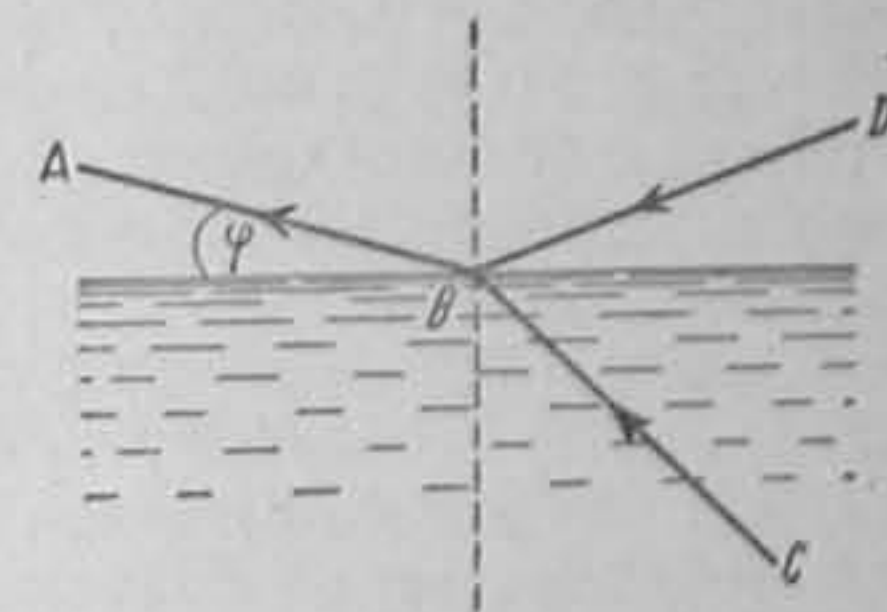
Определив для примера непосредственным спектрофотометрированием отражательную способность коричневой глины, Шулейкин по приведенной формуле построил спектральные кривые для значения  $a = 0.008$  и для следующих значений вероятности встречи луча с частицей:

- 4)  $\beta = 0.02$  5)  $\beta = 0.2$  и 6)  $\beta = 1$ .

Из рис. 28 видно, что на четвертой кривой преобладают синяя и зеленая части спектра и, следовательно, цвет моря — сине-зеленый. На пятой кривой максимум энергии лежит в зеленой части спектра и цвет моря — зеленый. Наконец, на шестой кривой, т. е. при большом количестве взвешенных крупных частиц, максимум энергии приходится на красную часть спектра и цвет моря коричневый.



28. Спектральные кривые для различных вероятностей встречи луча с частицей.



29. Сложение отраженного рассеянного света неба и преломленного рассеянного света моря, создающее видимую окраску поверхности моря.

Таким образом, цвет моря обуславливается явлением поглощения и рассеяния и определяется большим или меньшим количеством больших и меньших по размерам взвешенных частиц, переходя при этом через все оттенки цветов от чисто синего до коричневого. Этими же явлениями объясняется и позеленение моря над мелководьями.

Как известно, цвет взволнованного моря резко отличается от цвета моря в штиль. Ниже приводятся объяснения этого явления по Шулейкину.

В глаз наблюдателя, находящийся в точке А (рис. 29) и смотрящий на точку В поверхности моря, попадают два складывающихся луча. Один луч является отражением луча DB рассеянной радиации неба и другой является преломленным лучом рассеянного света моря, приходящим по направлению от С к В.

Применяя для вычисления относительной энергии, воспринимаемой глазом, формулы Френеля, получаем:

$$\frac{N}{N_o} = \frac{1}{2} \left[ \frac{\sin^2(i-r)}{\sin^2(i+r)} + \frac{\tan^2(i-r)}{\tan^2(i+r)} \right]$$

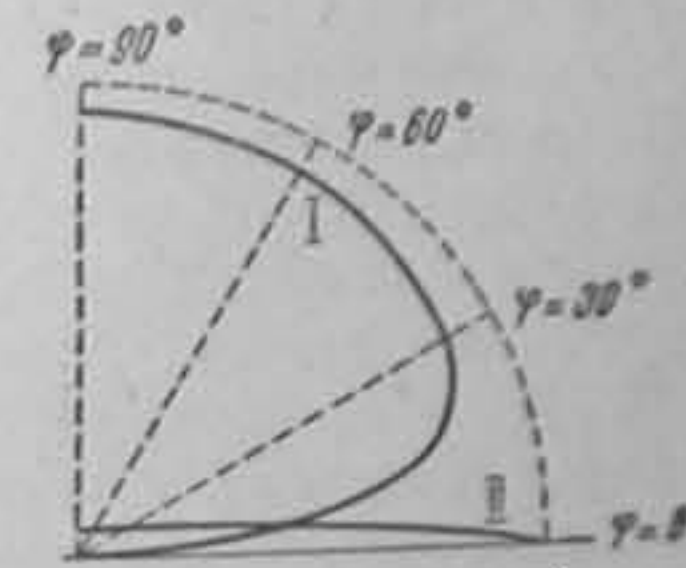
$$\frac{M}{M_o} = 1 - \frac{1}{2} \left[ \frac{\sin^2(i-r)}{\sin^2(i+r)} + \frac{\tan^2(i-r)}{\tan^2(i+r)} \right],$$

где

$N_o$  и  $M_o$  — освещенность поверхности моря рассеянным светом неба и рассеянным светом моря, а

$N$  и  $M$  — интенсивность доходящего до глаза света.

По этим формулам Шулейкин построил полярные диаграммы, воспроиз-



30. Диаграмма для объяснения окраски моря.



водимые на рис. 30 и дающие отношения  $N/N_0$  и  $M/M_0$  при различных углах зрения (рис. 29) между поверхностью моря и лучом зрения.

Из диаграммы ясно, что чем меньше угол зрения, тем большее значение приобретает в окраске моря рассеянный свет неба. Поэтому в штилевую погоду, чем ближе к горизонту, тем бледнее окраска моря. Но с увеличением угла зрения, т. е. вблизи наблюдателя, в окраске моря начинает преобладать собственный рассеянный свет моря, и окраска моря становится более интенсивной. При волнении луч зрения встречает поверхность моря под значительными углами даже на значительном расстоянии от наблюдателя, и поэтому взволнованное море всегда представляется более окрашенным. Понятно, что чем круче волна, тем интенсивнее окраска. Так как в ветровых волнах наветренный склон волны положе, чем подветренный, то наблюдателю море на ветре всегда представляется более окрашенным, чем под ветром. Наиболее крутыми являются мелкие капиллярные волны, крутизна которых доходит до  $30^\circ$ . Зарождаясь как на поверхности спокойного, так и на поверхности взволнованного моря, они, главным образом, и обуславливают окраску моря. В полный штиль, в особенности если солнце закрыто облаками, море кажется белесоватым и горизонт недостаточно ярко очерченным. Отдельные моря при штиле в отношении окраски как бы теряют свою индивидуальность. Но стоит задуть небольшому ветерку и появиться небольшой ряби, как картина совершенно меняется. Окраска моря становится интенсивной и горизонт очерчивается ярко.

На поверхности моря, в особенности вблизи берегов, всегда имеются скопления пыли, органических веществ и пены. Эти скопления волнением, а при штиле внутренними волнами разных периодов и длины, сбиваются в полосы по линиям сходимости движущихся частиц воды. В дальнейшем, когда ветер подымает на поверхности моря рябь, эти скопления, как всякие мелкие предметы на воде, или препятствуют образованию ряби или же ее видоизменяют, уменьшая крутизну капиллярных волн. Благодаря этому во время легкого ветра спокойное до того море приобретает пятнистый вид: полосы и пятна, покрытые рябью, чередуются с полосами и пятнами спокойной воды. Явление это особенно характерно при окончательном растаивании отдельных полос льда, а также в начальные моменты льдообразования, когда начальные ледяные иглы зыбью сбиваются в полосы.

Цвет моря определяется в основном избирательными процессами поглощения и рассеяния лучистой энергии в воде. Однако в некоторых случаях световые лучи одного периода не только поглощаются, но и преобразуются в световые же лучи, но другого периода. Такое преобразование лучистой энергии называется флюоресценцией. По закону Стокса в большинстве случаев более короткие лучи преобразуются в более длинные.

Флюоресценция моря была открыта Раманатханом, причем оказалось, что при флюоресценции происходит интенсивное поглощение синих и фиолетовых лучей, которые при этом преобразуются в зеленые. Таким образом флюоресцирующее море приобретает зеленый оттенок.

Флюоресценция в море может быть вызвана несколькими факторами:

1. Мутью органического и неорганического происхождения, способной флюоресцировать в водном растворе. Такою мутью могут быть заполнены прибрежные воды, а также воды над мелководьями после сильных штормов, перемешивающих воду от поверхности и до дна.

2. Пузырьками воздуха и газов, попадающими в воду при разбивании волн, а также в результате жизнедеятельности морских организмов и биохимических процессов на дне моря.

## § 21. Прозрачность и цвет моря по непосредственным определениям

Определение прозрачности и цвета моря непосредственными наблюдениями проще всего осуществляется несложными приборами: диском Секки<sup>1</sup> для определения прозрачности и шкалой Фореля-Уле для одновременного определения цвета моря. Глубина исчезновения диска Секки в метрах и служит условной мерой прозрачности поверхностных слоев моря.

Наибольшая прозрачность, а именно 66.5 м, была наблюдена экспедицией на «Националь» (1890 г.) в Саргассовом море<sup>2</sup>.

Иногда одновременно с определением прозрачности с помощью белого диска ведутся такие же наблюдения окрашенными дисками. При этом в среднем оказалось, что если считать глубину исчезновения белого диска за 100%, то

зеленый диск исчезает на глубине	85% <sup>3</sup>
желтый » » » »	75%
красный » » » »	65%

Одновременно с наблюдениями прозрачности ведутся определения цвета моря по шкале Фореля-Уле, состоящей из пробирок, наполненных растворами определенной концентрации, цвет которых при наблюдениях сравнивается с цветом моря.

Как прозрачность, так и цвет моря не связаны непосредственно ни с температурой, ни с соленостью и зависят исключительно от размеров и количества взвесей органического и неорганического происхождения. Поэтому, как правило, прозрачность уменьшается, море зеленеет и приобретает желтоватые оттенки по мере приближения к берегам. На мелководьях и у самых берегов прозрачность значительно уменьшается после штормов, взмучивающих воду.

Естественно, что цвет моря и прозрачность связаны друг с другом. Так, например, в среднем для открытого океана можно считать, что между цветом и прозрачностью существует некоторая зависимость (табл. 71).

Таблица 71

Цвет моря	№ шкалы Фореля	Прозрачность (в м)
Темно голубой . . . . .	I—III	> 30
Светло голубой . . . . .	III—VI	20—30
Сине-зеленый . . . . .	VI—X	10—20
Зеленый . . . . .	X—XI	< 10

В открытом море прозрачность и цвет моря определяются главным образом количеством планктических организмов.

<sup>1</sup> Диск Секки назван так по имени патера Секки, много работавшего в семидесятых годах прошлого столетия с этим прибором при изучении прозрачности Средиземного моря. Первые наблюдения над прозрачностью моря основанные на том же принципе, что и современные, были сделаны русским капитаном Кочеву во время кругосветного плавания в 1815—1818 гг. на «Юрике».

<sup>2</sup> В пресных водах прозрачность вообще меньше. Так, наибольшая прозрачность, 33 м была найдена в одном из американских озер.

<sup>3</sup> Как указывает Надежин, «Исследователь» в 1934 г. в Кандаканском заливе выявил, что на глубине 10—20 м сельдь хуже всего ловится в белые (не окрашенные) сети, лучше в зеленые и еще лучше в темно-красные. Это естественно, так как красный цвет является дополнительным к подводному освещению и потому мало заметен.

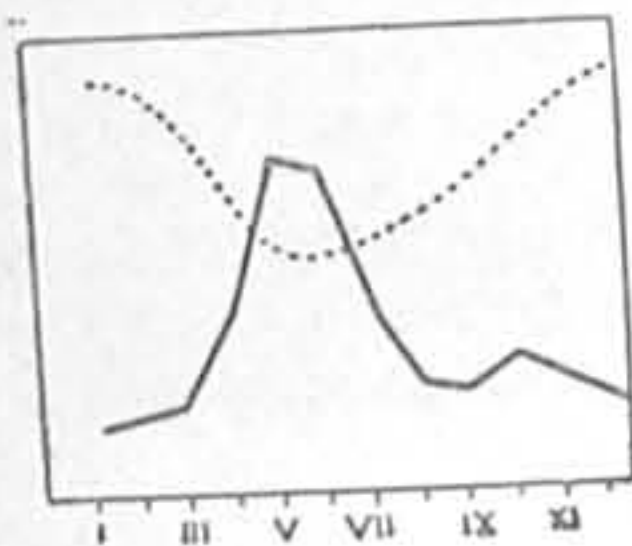


В табл. 72 по наблюдениям экспедиции на «Вальдивии» (1898—1899 г.) показана зависимость между объемом планктона и прозрачностью.

Таблица 72

Число станций	Средний объем планктона в столбе воды основанием 1 м <sup>2</sup>	Средняя прозрачность в м
11	85 см <sup>3</sup>	26.1
12	530 »	16.0

Зависит от количества планктона, прозрачность и цвет моря в одном и том же районе колеблются в значительных пределах в связи с сезонными колебаниями количества планктона. Весной и осенью в период бурного цветения фитопланктона прозрачность уменьшается и море зеленеет (рис. 31). В некоторых районах количество планктона так велико, что его окраска изменяет цвет моря. Такие явления настолько характерны, что носят название «цветения» воды. Зеленые водоросли окрашивают в зеленый цвет мало-солёные и желтоватые воды Балтийского и Азовского морей. Периодические цвет мало-солёные и желтоватые воды Балтийского и Азовского морей. Периодические водоросли и веслоногие раки в полярных частях океана иногда встречаются в таком изобилии, что придают воде красноватые оттенки. В Красном море отмечались случаи, когда корабли пересекали «пятна» красного цвета протяжением несколько сот километров, объясняемые цветением водорослей Триходесмиум Эритреум. Для некоторых районов Антарктики характерен темно-оливково-зеленый цвет, вызываемый обилием диатомей. По Гиббелю в начале 1880 г. у берегов Мурмана наблюдалось такое обилие рачков, что они окрашивали море в розовый цвет и замедляли ход парусных китобоев.



31. Сезонные колебания прозрачности (пунктирная кривая) и количества планктона (сплошная кривая) у берегов Франции.

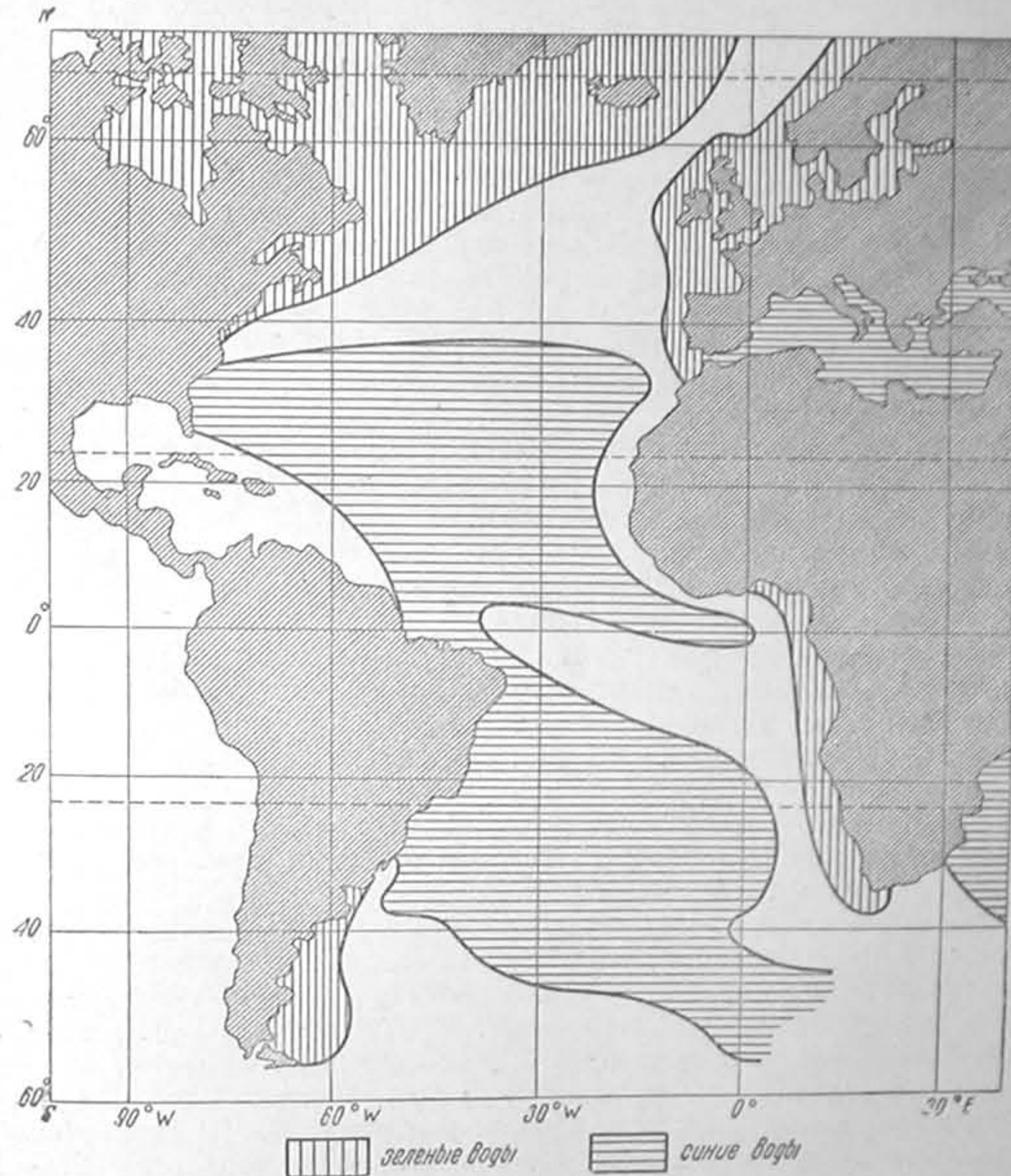
Также распределением планктона объясняются резкие колебания прозрачности на небольших сравнительно расстояниях. Например, Руш указывает колебания прозрачности от 9 до 40 м в близлежащих районах Антарктики. Морской лед и лед глетчерный всегда содержат большее или меньшее количество органических и неорганических примесей. Поэтому в районах таяния льдов прозрачность всегда уменьшается и море зеленеет. Это обстоятельство усиливается еще сопровождающим таяние льдов бурным цветением планктона. Кроме того, при таянии льдов в воду переходит множество мельчайших пузырьков воздуха, заключенных во льду. Эти пузырьки, оставаясь долгое время во взвешенном состоянии и уменьшая прозрачность, придают воде при сохранении основного ее цвета беловатый оттенок. При таянии глетчерного льда на цвет моря оказывает влияние так называемая ледниковая муть, также придающая морской воде беловато-голубоватый оттенок. Напротив, среди петающих льдов, благодаря своеобразной очистке моря вертикальной циркуляцией в период льдообразования, прозрачность велика и цвет моря приближается к синему.

Уже указывалось, что чем дальше от берегов и льдов, тем большее влияние на цвет моря оказывает муть органического происхождения. Чем меньше планктона в верхних слоях океана, тем синее его цвет. Поэтому совершенно справедливы слова Шотта: «синева это цвет морской пустыни». На прилагаемой карте (рис. 32) показано распределение цвета моря в Атлантическом океане по Рушу. Мы видим, что область «морских пустынь» занимает обширные пространства центральной части океана к югу от 40° с. ш. и удаляется или приближается к материкам только в связи с существующими системами морских течений.

Так как наиболее богаты мутью органического и неорганического происхождения поверхностные воды, то прозрачность и посинение моря увеличиваются в районах выхода на поверхность глубинных вод в результате действия морских течений или в результате стоно-нагонных явлений. Наконец,

изменение окраски моря может оказаться следствием вертикальных колебаний глубинных слоев.

Высокие широты Баренцева моря позволяют в летнее время производить наблюдения над цветом и прозрачностью в течение круглых суток. В 1928 г. в этом море на ряде суточных станций «Персей» были подмечены колебания прозрачности и цвета полусуточного характера, связанные с приливо-отливными колебаниями глубинных слоев. Колебания прозрачности при этом достигали 3 м, т. е. величины, при средней прозрачности около 16 м, вполне ощутимой. Наибольшей величины прозрачность достигала при поднятиях глубинных слоев кверху. Вместе с увеличением прозрачности увеличивалась и синева моря.



32. Распределение цвета моря в Атлантическом океане по Рушу.

Не всегда однако наблюдаемый цвет моря укладывается в стандартную шкалу Фореля. Эти аномалии цвета иногда, как уже указывалось, объясняются красящим эффектом планктонных организмов, иногда пока остаются необъясненными. Так, например, 16 августа 1928 г. на 77°35' с. ш. и 31°35' в. д. у кромки льдов «Персей» наблюдал бирюзовый цвет с серым оттенком. В этом же году в том же море на 35 меридиане наблюдался ярко выраженный бирюзовый цвет моря на расстоянии 90 м. глубины от 71°13' до 72°42' с. ш. Такой же цвет в то же время года наблюдался и на 71°30',



с. ш. и 40° 16' в. д., т. е. этот цвет одновременно охватывал значительное пространство Баренцева моря как по меридиану, так и по параллели. Еще более замечательно, что во время работ в том же районе, но в конце июня — начале июля никаких аномалий цвета моря не было, как не наблюдались подобные оттенки и впоследствии.

Таким образом цвет и прозрачность морской воды позволяют различать морские воды различного состояния и происхождения и в некоторых случаях дают первое и наглядное представление о границах между этими водами. Действительно, в районах соприкосновения различных вод перемены цвета на небольшом сравнительно расстоянии могут быть удивительно резкими. В этом отношении при следовании от берегов Европы к Америке особенно замечателен резкий переход от зеленоватых вод Северного моря к голубым водам Атлантики и далее переход из замечательно синих вод Гольфстрима в область холодных и зеленых вод Лабрадорского течения. Не менее резкой бывает граница между цветом мутных вод рек, впадающих в море, и цветом самого моря, и эта резкость особенно выступает в момент смены отливного течения на приливное.

Последнее время для изучения прозрачности морской воды начали применять более совершенные методы, а именно фотографический и фотоэлектрический. Эти методы позволили, во-первых, определять общую прозрачность воды в море послойно и, во-вторых, определять прозрачность отдельных слоев для световых потоков той или иной длины волны.

Широкие исследования, поставленные в различных районах на американском и европейском побережьях Атлантического океана, привели к следующим главным выводам:

1. Прозрачность воды в море в общем увеличивается с глубиной на отдельных горизонтах неодинаково, и оптическая неоднородность отдельных слоев для коротковолновой части спектра выражена ярче, чем для длинноволновой. Никакой закономерности в расположении более или менее прозрачных слоев пока не установлено, также как не выявлено значение отдельных факторов, определяющих прозрачность.

2. Обычно на некоторой глубине в пределах верхних 25—50 м находится слой с минимальной прозрачностью, причем положение этого слоя по наблюдениям Пуля и Аткинса глубже в летнее время и выше в зимнее. Иногда таких слоев бывает несколько. Тесной связи между положением этих непрозрачных слоев с распределением фитопланктона и количеством фосфатов установить не удалось. Есть предположение, что фактором, определяющим прозрачность отдельных горизонтов моря, являются суточные и сезонные миграции зоопланктона.

3. Так как в морской воде всегда находятся взвеси органического и неорганического происхождения, то естественно, что коэффициенты ослабления света для коротковолновой видимой части спектра обычно в 2—20 раз больше, чем для оптически чистой воды. Воды открытого моря и глубинные прозрачнее, чем воды прибрежные и поверхностные. Исключение из этого правила представляют наблюдения Кларке, который в верхнем 45—50-м слое Саргассова моря наблюдал «сверхпрозрачность». Коэффициенты поглощения, вычисленные им для одной из станций в этом море, оказались меньше коэффициентов для химически и оптически чистой воды.

4. Исследования Шелфорда и Гейля, Пуля и Аткинса и Хельберта в Атлантическом океане у берегов Европы и Северной Америки показали, что для волн от 0.29 до 0.48  $\mu$  первыми полусантиметром поглощается 21% света, первым метром 50%, первыми десятью метрами 88% и первыми пятьюдесятью метрами воды 98%. Исследования Трофимова на Каспийском море показали, что освещенность на глубине 25 м

равна от 1 до 4% от интенсивности подповерхностного света. На глубину 50 м доходит менее 0.001 доли подповерхностной радиации.

5. Исследования освещенности на больших глубинах с помощью фотографических пластинок, улавливающих главным образом фиолетовые и ультрафиолетовые лучи, производившиеся Гелланд-Гансеном в Сев. Атлантическом океане в ясную июньскую погоду, показали следующее. На глубине 100 м панхроматическая пластинка затуманивалась в течение 80 мин. На 1700 м после 2 часов экспозиции не было обнаружено никакого затуманивания. На 500 м при синем светофильтре пластинка действовала, при зеленом нет. При красном светофильтре пластинка действовала только до глубины 100 м.

6. Подводная освещенность верхних слоев моря в сильнейшей степени зависит от состояния моря. Даже небольшое волнение, ослабляя прозрачность, создает весьма неравномерное освещение (мигание света) в самых верхних горизонтах.

7. По Пулю и Аткинсу «вертикальный коэффициент прозрачности» (убыль освещения с глубиной), вычисляемый из наблюдений освещенности на разных горизонтах и рассчитываемый на 1 м глубины, практически не зависит ни от высоты солнца над горизонтом, ни от характера освещения. Как указывает Трофимов, этот факт очевидно связан с тем, что строго направленной радиации в глубинах моря фактически не существует, так как поверхность моря не бывает зеркально гладкой и всегда преломляет и разбрасывает прямую радиацию солнца в разные стороны.

Интересные наблюдения невооруженным глазом и спектроскопом производил Биб во время спусков на большие глубины океана у Бермудских островов. Как известно, в августе 1934 г. в ясную погоду Биб спустился на глубину 923 м.

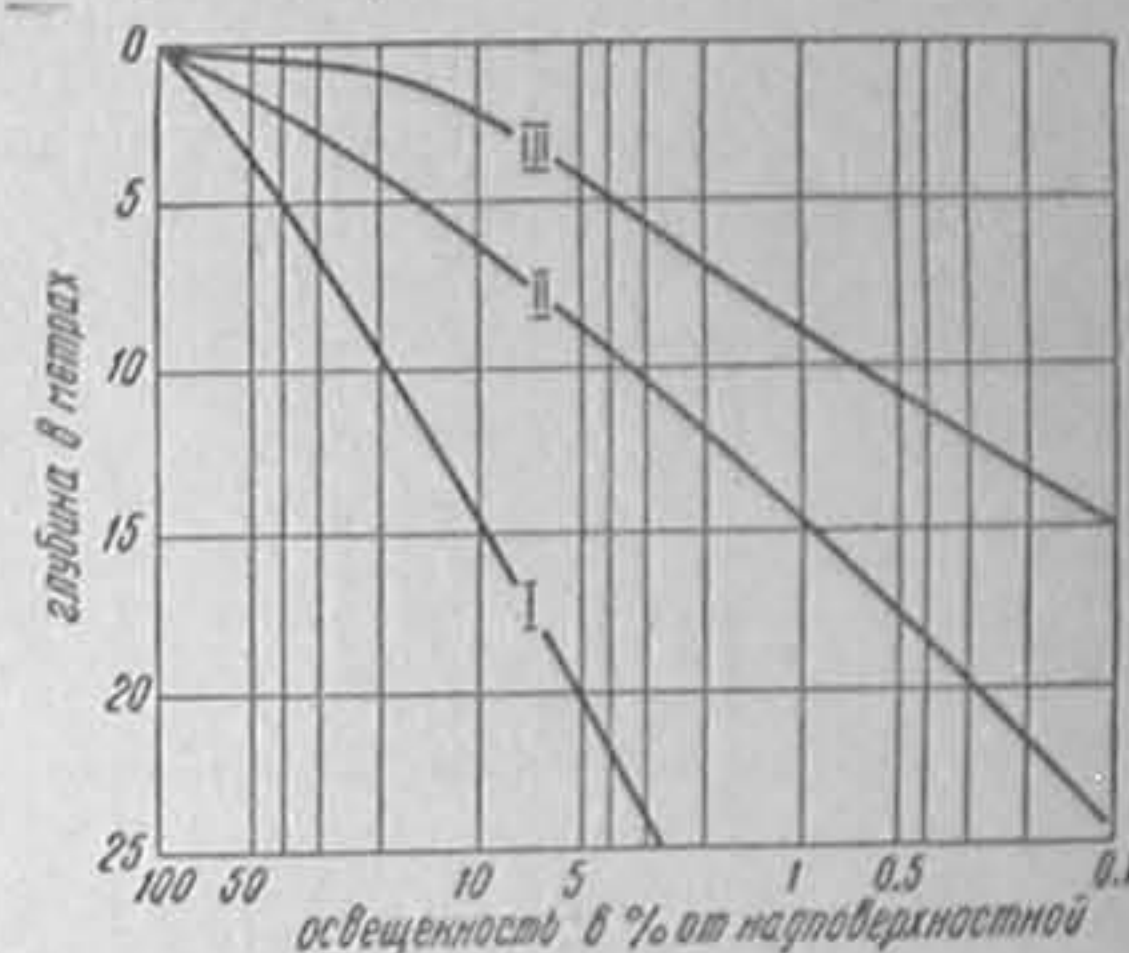
При каждом спускании батисферы под поверхность океана Биба поражал прежде всего неожиданный переход из желтозолотистого надводного мира в мир зеленый — подводный. Если на глубине 30 м цвет моря был ярко выраженным зеленым, то уже на глубине 60 м нельзя было определить цвета: зеленовато-синий или сине-зеленый. Спектроскоп на глубине от 60 до 120 м показывал постепенную смену синего цвета фиолетовым, но глаз видел только синий цвет.

Цвет моря на глубине 300 м Биб определил на-глаз как черновато-синий или черносеро-синий. При дальнейшем увеличении глубины последний намет на синий цвет переходил в неопределенно серый, заметный еще на глубине 580 м, который в свою очередь на 610 м сменился абсолютной тьмой, освещаемой только светящимися организмами. Биб отмечает, что он не наблюдал фиолетового цвета — последнего цвета в видимом спектре — и полагает, что он был поглощен раньше.

Далее Биб отмечает полное отсутствие взвесей и муты на глубине 914 м, что доказывалось полным отсутствием рассеянного света около светящихся организмов.

Интересные работы по изучению подводной освещенности в море были произведены Трофимовым. При своих исследованиях Трофимов пользовался купроксеном ( $\text{Cu}_2\text{O}$ ) элементом с максимумом чувствительности в сине-зеленых лучах (длина волны около 0.500  $\mu$ ).

Осредненные результаты наблюдений Трофимова показаны на рис. 33, вычерченном на полупрологарифмической бумаге. По вертикальной оси (обыкновенный масштаб) отложены глубины в метрах; на горизонтальной (логарифмический масштаб) отложена освещенность отдельных горизонтов в процентах от поверхностной.



33. Убывание освещенности с глубиной. Осредненные кривые Трофимова.



I и II кривые дают представление об освещенности синие-зелеными лучами на глубинах в водах Кольского залива (I) и Белого моря (II). Как видим, воды Кольского залива для синие-зеленых лучей гораздо прозрачнее, чем воды Белого моря, что Трофимов склонен объяснить окрашенностью вод Белого моря гумусовыми веществами.

В табл. 73 приводятся глубина исчезновения диска Секки и освещенность на этой глубине синие-зелеными лучами.

Таблица 73

Район	Прозрачность по Секки (в м)	Освещенность на этой глубине (в % от освещенности поверхности)
Белое море . . .	6.5—11.0	2.0—7.5
Кольский залив	9.5—10.5	18—27
Южный Каспий	9—11	21—22
Британский канал	6.5—22	10—22 <sup>1</sup>

Из этой таблицы также ясно видны особые оптические свойства вод Белого моря, выражающиеся в малой освещенности его глубины.

III кривая показывает освещенность на глубинах подо льдом. Трофимов указывает, что через ледово-снежный покров даже небольшой его мощности (не больше 70 см) проходит в среднем лишь 15—20% всего надповерхностного света. В отдельных случаях количество прошедшего через лед света уменьшается до 2—4%.

В табл. 74 показаны по Трофимову коэффициенты ослабления синие-зеленого света в отдельных слоях моря.

Таблица 74

Дата	Район	0—5 м	5—10 м	10—15 м	15—20 м	20—25 м
27/IV	У устья С. Двины	0.70	0.36	—	—	—
22/IV	Белое море . . . . .	0.32	0.25	0.25	0.23	0.22
24/VIII	Кольский залив . .	—	0.195	0.165	1.145	0.125

В табл. 75 показана, заимствованная у Трофимова, сводка коэффициентов ослабления света на глубинах в различных частях Мирового океана, определенных для синие-зеленых лучей (длина волны 0.450—0.500 м).

Таблица 75

Автор	Р а й о н	Глубина (в м)	Колебания коэффициента ослабления
Грейн	Средиземное море . . . . .	до 1 000	0.003—0.35
Шелфорд	Педжетский залив . . . . .	20	0.10—0.30
Кларке	Срединная часть Атлантического океана	100	0.04—0.12
»	Саргассово море . . . . .	170	0.01—0.04
Кларке и Остер	Побережье Атлантического океана . .	20—70	0.11—0.51
Пуль и Аткинс	Ла-Манш . . . . .	70	0.05—0.5
Сейбольд	Адриатическое море . . . . .	25	—0.1
Уттербах и Иорген	Тихоокеанское побережье Америки .	70	0.03—0.20
Уттербах и Бойль	Архипелаг Сан Жуан . . . . .	50	0.10—0.35
»	Южная Аляска . . . . .	40	0.06—0.58
Кнудсен	Фиорд Ниборг . . . . .	8	0.15—0.39
Трофимов	Белое море . . . . .	25	0.19—0.44
»	Кольский залив . . . . .	20	0.10—0.20

<sup>1</sup> Наблюдения в Британском канале сделаны Пулем и Аткинсом, остальные — Трофимовым.

Самые условия освещения на глубинах моря резко отличаются от таковых в воздухе. Так, если принять отношение освещенностей точки сверху и с боков в воздухе за единицу, то по наблюдениям Трофимова подо льдом это отношение будет равно 2, а на глубине 5 м и без льда равно 20. По Вильямсу освещенность боковым светом точки составляла 2—10% от света, падающего сверху.

На рис. 34 показано по Трофимову ослабление освещенности с глубиной горизонтальной (A) и вертикальной (B) поверхностей на одной из станций Белого моря.

Очень резкое ослабление погруженная точка испытывает и в отношении освещенности, идущей снизу.

Таким образом всякая точка в воде освещается главным образом сверху, в чем заключается главное отличие условий освещения в воде от условий освещения в воздухе. Это обстоятельство, конечно, отражается на условиях жизни в море и в частности на распределении окраски на теле морских организмов.



34. Убывание с глубиной освещенности по Трофимову подо льдом.

## § 22. Освещенность морских глубин и вертикальное распределение организмов

Давно замечено, что морские организмы резко реагируют на свет, и планктические организмы, например, распределяются по ярусам, соответствующим определенному освещению.

Первый ярус — световой — считается от поверхности моря в среднем до глубины 100 м. Растительные организмы максимально используют желтые, красные и отчасти зеленые лучи. Поэтому в этом ярусе процветают водоросли, интенсивно усваиваются углекислота и готовится первоисточник пищи почти для всех водных животных. Л о м а н поверхностный 100-метровый слой называет «производственной мастерской морской жизни».

В пределах первого яруса в связи с избирательным поглощением лучей водоросли в среднем распространены по глубине с известной последовательностью. Выше всего в пределах от 0 до 6 м располагаются зеленые водоросли, использующие для фотосинтеза красные лучи. Ниже располагаются бурые водоросли (фуксы и ламинарии), у которых их окраска является дополнительной к цвету воды, в которой они обитают. Еще ниже располагаются красные водоросли (флоридеи), наиболее полно использующие зеленые лучи, проникающие значительно глубже. В этом общем правиле есть отдельные исключения. Например, в Черном море зеленая водоросль клadoфора уходит до глубины 88 м, но по мнению биологов, как указывает Зернов, такие исключения являются следствием более поздних опусканий или поднятий морского дна, а не являются их исходным состоянием.

В отдельных районах нижняя граница процветания растительных организмов в связи с условиями освещения и прозрачностью может значительно отличаться от 100-метровой горизонтали. Так, в Норвежском море «слой скачка» фитопланктона расположен приблизительно на глубине 50 м. В Средиземном море у о. Капри в силу большой прозрачности воды слой фитоскачка опускается до 130 м<sup>1</sup>.

Второй ярус — полусветовой — простирается от 100 до 500 м — нижней границы проникновения синих лучей и в связи с этим нижней границы распространения

<sup>1</sup> Развитие растительных организмов связано с компенсирующей освещенностью в данном море, т. е. с такой освещенностью, при которой растения в результате фотосинтеза производят ровно столько кислорода, сколько им необходимо для дыхания. Петерсон считает, что для диатомовых водорослей компенсирующая освещенность равна 400 люксам. На основании своих фотометрических исследований Трофимов приходит к выводу, что, например, в Каспийском море продуктивный фотосинтез невозможен на глубинах 35—40 м не только как суточный процесс, но даже и в самые светлые часы дня.



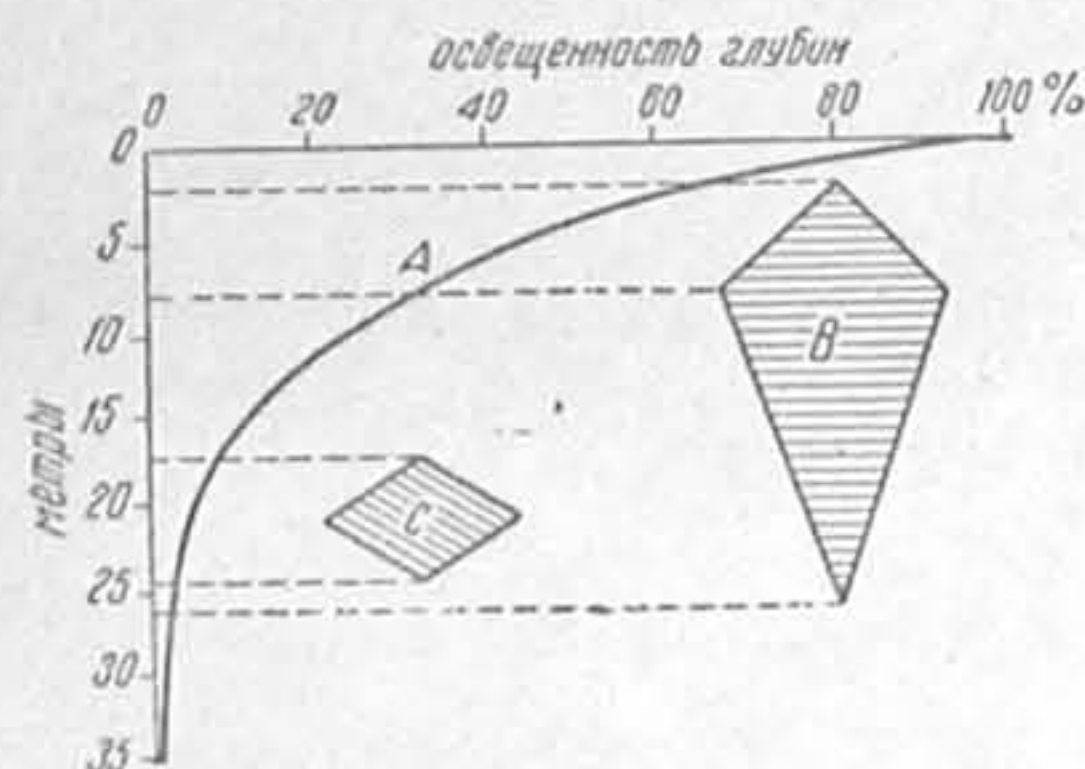
растительных организмов. Этот ярус часто очень богат зоопланктоном. Из растений в нем держатся некоторые виды диатомей и зеленых водорослей, образующие так называемую теневую флору.

Третий ярус — малосветовой — простирается до глубины 1500 м, являющейся приблизительно пределом действия света на фотографическую пластинку.

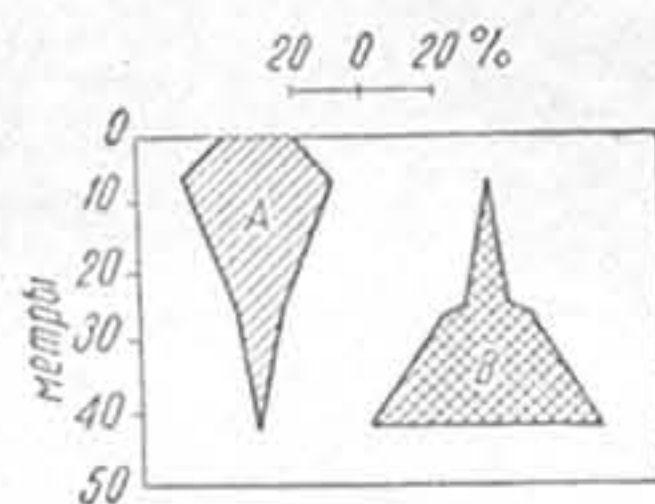
Четвертый ярус — бессветный, простирающийся до наибольших глубин океана, где всегда господствует ночь, озаряемая только различными светящимися организмами.

Понятно, что в отдельных районах океана и на различных широтах, как уже указывалось для первого яруса, границы ярусов могут в известных пределах меняться. Так, в тропиках, где освещение более сильно, границы ярусов опускаются, наоборот, в умеренных и высоких широтах они поднимаются кверху.

Убывание освещенности с глубиной происходит по логарифмической кривой. На рис. 35 схематически представлена такая кривая (А), а также вертикальное распределение светлюбивых (В) и светобоязненных (С) организмов у берегов Англии. На рис. 36 показано, как типичное, распределение рачков Центропегес (А) и Темора (В) в процентах общего их количества. Как видим, для рачка Центропегес наиболее благоприятным является освещение на глубине около 7 м, для рачка Темора глубина несколько больше 40 м, где он и встречается в наибольшем количестве<sup>1</sup>.



35. Связь между глубиной освещенностью и вертикальным распределением организмов.



36. Распределение рачков Центропегес (А) и Темора (В) по вертикали в процентах общего количества.

Но освещенность отдельных глубин меняется от сезона к сезону и в особенности в течение дня. Стремление располагаться на горизонте, наиболее благоприятно освещенном, вызывает у планктических организмов так называемые вертикальные суточные миграции.

По наблюдениям Ки и Повича мизиды Каспийского моря днем держатся на глубинах от 150 до 350 м. С наступлением темноты они очень быстро поднимаются к поверхности и ловятся на глубине нескольких метров. Таким образом в поисках соответствующего освещения ежедневно мизиды переходят из слоев холодных с малым количеством кислорода в слой значительно более теплые и с большим количеством кислорода, меняя при этом давление среды на 2—3 десятка атмосфер. Замечательно, что широко распространенный рачок Каланус в умеренных широтах, в связи с суточным изменением освещения, весьма правильно переходит с одной глубины на другие, причем в Атлантическом океане его вертикальные миграции достигают размаха 500 м. По наблюдениям Б о г о р о в а, у берегов Новой Земли в течение полярного лета, когда условия освещения не меняются, этот рачок не обнаруживает никаких вертикальных суточных передвижений.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Глубина обитания отдельных организмов не определяется только одной освещенностью. Другие физико-химические факторы и главным образом факторы, определяемые борьбой за существование (наличие жизни, вытеснение более слабых организмов более сильными и т. д.), играют не малую роль. Но, повидимому, в большинстве случаев именно световой режим глубин играет решающую роль.

<sup>2</sup> Повсюду в океане, и в частности в Баренцевом море, существуют довольно значительные вертикальные колебания глубинных слоев, связанные с приливо-отливными явлениями и сейшми. Отсюда Каланусу и здесь приходится переходить из одного слоя в другой для того, чтобы удержаться на той же глубине от поверхности моря.

Но если планктические организмы выбирают для себя благоприятные условия освещения вертикальными миграциями, то многие бентические организмы для той же цели выработали ряд защитных приспособлений. Так, например, ряд водорослей, живущих на малых глубинах, т. е. при сильном свете, покрыты бесцветными волосками и т. д. Замечательно, что планктические водоросли того же вида обитают глубже, чем прикрепленные.

Окраска морских животных также связана с интенсивностью освещения. Если морские водоросли, как правило, окрашены однотонно, то зато окраска морских животных, в особенности в мелководных тропических районах, весьма разнообразна. Здесь можно встретить пеструю окраску всех оттенков радуги. Как указывает Зернов, у водорослей нет цветов, а у морских трав они незаметны. Роль пестроокрашенных наземных цветов играют пестроокрашенные животные, особенно сидячие.

Однако, чем дальше от берега и чем больше вглубь океана, тем окраска морских животных становится в общем все более однотонной.

Как правило, отсутствие света влечет за собой белую и серую окраску животных; так как освещение в воде снизу весьма мало, то обычно у рыб спина гораздо ярче окрашена, чем бока и живот. Наиболее характерным примером в этом отношении являются камбалы, у которых обращенная к грунту сторона белая.

Если на больших глубинах встречаются организмы ярко окрашенные в красные, фиолетовые и черные тона, как, например, глубоководные красные рачки, то есть наблюдения, показывающие, что они по крайней мере часть своей жизни в личиночной стадии проводят в поверхностных водах.

Некоторые организмы по своей окраске как бы приспособлены к жизни в воде. Наиболее явно приспособленными в этом отношении являются многие прозрачные и бесцветные организмы. Далее идут организмы, окрашенные в дополнительные цвета к световым условиям на глубине их обитания. Наконец, некоторые организмы обладают способностью произвольно изменять свою окраску в связи с окраской вод и грунта, на котором они обитают. Опять-таки в последнем отношении одним из разительных примеров являются камбалы.

В связи с освещенностью глубины обитания стоит вопрос об органах зрения глубоководных морских животных. Приспособление к существующим условиям здесь идет по двум линиям: или глаза постепенно при увеличении глубины обитания уменьшаются и, наконец, атрофируются, или же, наоборот, с увеличением глубины обитания глаза непомерно увеличиваются и, наконец, переходят в класс телескопических тогда, когда увеличенный глаз уже не находит места на голове животного. У одной глубоководной рыбы длиной около 18 см диаметр шаровидного хрусталика, например, на 2 мм больше, чем у взрослого человека. У рыбы стилофтальмуса глаза помещены на концах стеблей, по длине равных одной трети ее тела.

## § 23. Свечение моря<sup>1</sup>

В отличие от пресноводных многие морские организмы обладают специальными светящимися органами. Способность светиться служит, повидимому, для освещения ближайших пространств, для приманки добычи, для мгновенного ослепления врагов и, наконец, для опознавания особей своего вида.

Светящимися органами снабжены некоторые рыбы и головоногие, но особое впечатление производит массовое свечение планктических организмов.

Светящиеся органы у различных морских животных устроены весьма разнообразно. У бактерий светится все тело, некоторые организмы светятся только потому, что их тело покрыто светящимися бактериями, или потому, что светящиеся бактерии попадают внутрь организма. У одноклеточных свечение связано с маслянистыми каплями, включенными в протоплазму. У большинства моллюсков и некоторых ракообразных имеются более сложные органы, состоящие из желез, выделяющих светящееся вещество, и из ряда добавочных приспособлений. У некоторых высших животных, по словам Зернова, «сложный светящийся орган упрощается светящимся фонарем с особым источником света, с рефлектором и сложно устроенными стеклами: линзой, отражающим зеркалом и даже цветными экранами».

Некоторые организмы светятся непрерывно, другие под влиянием раздражения и третьи произвольно. У одной из прибрежных светящихся рыб световой орган работает непрерывно, но «тушится» затягиванием темной кожной складки.

<sup>1</sup> Свечение моря иногда называют фосфоресценцией вследствие того, что оно напоминает свечение фосфора в темноте, и господствовавшего одно время неправильного предположения, что главную роль в этом явлении играет фосфор, растворенный в морской воде.

<sup>2</sup> Морские воды и льды



Непрерывное свечение дают, повидимому, только особые светящиеся бактерии. Остальные планктические организмы светятся большей частью под влиянием некоторого раздражения. Таким образом объясняется свечение моря за проходящим кораблем или шлюпкой, проплывающим дельфином или рыбой, а также усиленное свечение моря в свежую погоду.

Некоторые районы океана славятся своим свечением. Так, у устья Красного моря известно так называемое «молочное море», описанное лейтенантом Порнеи с крейсера «Армида» таким образом:

«10 февраля 1880 г. около полуночи при безоблачном и безлунном небе море на западе светилось настолько ярко, что напоминало пожар судна. Когда судно вошло в область свечения, то море напоминало снежную равнину, освещенную луной. Это повторилось на следующую ночь — всего на протяжении 1100 км от м. Гвардафуй приблизительно между 49 и 61 меридианами долготы».

Количество мельчайших организмов, создавших такое свечение, может быть очень велико и доходит до 1000 особей на 1 см<sup>3</sup>.

По наблюдениям Биба во время его спуска в батисфере в августе 1933 г. среди дна, первые светящиеся организмы были замечены на глубине 207 м и дальше их количество возрастало. Благодаря чистоте воды, на больших глубинах рассеяния света почти не было и каждый светящийся орган отчетливо выделялся на черном фоне. При столкновениях с батисферой красные креветки Акантефира и другие испускали светящуюся жидкость или в виде как бы постепенно расплывавшегося облака или искр.

Свечение отдельных организмов весьма разнообразно как по интенсивности и характеру света, так и по окраске. Например, свет перидиней описывается как голубоватый, зеленовато-белый или как цвет расплавленного серебра. Пирозомы меняют оттенки свечения от яркокрасного через оранжевый, зеленый до голубого. Большинство рыб светится зеленоватым цветом, у других наблюдается игра цветов. Так же разнообразна окраска свечения и у донных организмов. Таким образом свечение моря в зависимости от наличия тех или иных светящихся форм может мерцать и переливаться всеми цветами радуги, что придает этому явлению необычайную красоту.

Не менее разнообразно распределение светящихся органов по телу организмов. Биб описывает рыбу «трехзвездного удильщика» длиной 15 см, виденного им на глубине 750 м. У него на спине имеются 3 стебелька со световыми органами на концах. Свет этих органов бледножелтый и настолько сильный, что отражается от темной спины. Тот же Биб на глубине 580 м видел «пятителесную» рыбу-созвездие, у которой на каждом боку по пяти рядов из крупных бледножелтых пятен, каждое из которых окружено очень маленькими яркопурпурными световыми органами.

У большого угря-удава возле кончика хвоста имеется яркокрасный световой орган, которым он, повидимому, привлекает добычу, и т. д. Представляя красивое зрелище, которым человек не устает любоваться, свечение моря иногда доставляет неприятности рыбакам, заставляя сети и снасти светиться и этим отпугивая рыбу.

Сущность свечения организмов до сих пор недостаточно выявлена. Несомненно лишь, что свечение связано с процессом окисления и, во всяком случае, происходит только при избытке кислорода. Новейшие исследования, повидимому, не оставляют никакого сомнения, что свечение морских организмов, включая рыб, обусловлено своеобразным симбиозом со светящимися бактериями и грибами, развивающимися в особых отделах их светящихся органов. Так, Г а р в е й в 1922 г. показал, что свечение кишечнополостных и рыб зависит от развития в них светящихся бактерий.

Свет бактерий состоит главным образом из желтых, зеленых и синих лучей. Он очень слаб и для получения количества света, равного одной свече, нужна площадь около 2000 м<sup>2</sup>, покрытая светящимися бактериями.

Бактерии, как известно, хорошо переносят низкие температуры, и лед, образующийся из фосфоресцирующей воды, а также снег, пропитанный этой водой или рассолом на поверхности льда, сохраняют в продолжение некоторого времени способность светиться. Многими во время полярных зимовок наблюдалось слабое свечение отпечатков следов на морском льду. Проводя по такому льду палкой, можно получать красивые светящиеся рисунки и буквы.

Являясь результатом жизненной деятельности бактерий и планктических организмов, свечение моря является признаком обилия планктона. В течение 11 лет, с 1920 по 1930 г., было сделано 2400 наблюдений над свечением моря. Хотя эти наблюдения производились лишь на главных морских путях, все же можно было подметить, что свечение наиболее сильно у берегов и в теплых тропических водах. Так, на пути между Красным морем и Цейлоном было отмечено за это время 500 случаев свечения моря, причем наибольшее число случаев падало на прибрежные воды с максимумом в августе, когда течения у восточных берегов Африки и у берегов Индии достигают наиболь-

шей силы. Число случаев на линии Нью-Фаундленд—Бискайский залив также достигает максимума в сезоны усиления течений, а именно: в июле — августе у берегов Европы и в марте — апреле у берегов Америки.

Предполагается, что морские течения заносят морские фосфоресцирующие организмы в районы, где они существовать не могут и гибнут, сильно при этом фосфоресцируя. Однако почему в одних и тех же районах при тех же условиях и том же составе планктона верхних слоев свечение моря иногда очень сильно, а иногда не наблюдается вовсе, до сих пор остается невыясненным.

## § 24. Звуковые явления в море

Большая скорость (в 4—5 раз больше, чем в воздухе), дальность (по сравнению с воздухом при той же затрачиваемой энергии) и равномерность (благодаря однородности морской воды и малой скорости морских течений) распространения звука в воде создали широкое использование акустики в морском деле. Сюда относятся: подводные звуковые сигналы, облегчающие подход к портам при плохой видимости, звуковое измерение глубин, позволяющее непрерывно следить за рельефом дна даже в наиболее глубоких районах океана, звуковое измерение расстояний, позволяющее вести триангуляцию на воде, и, наконец, подводное подслушивание шума винтов неприятельских кораблей, применяемое в военных флотах. Применение акустических методов на море особенно расширилось в связи с изобретением направленных звуковых лучей. В военной технике начались применения направленного звука к отысканию неприятельских подводных заграждений и подводных лодок. В мореплавании направленные звуковые лучи еще более облегчили задачу определения места судна в море и следование судна по определенным направлениям вдоль звукового луча. В рыбной промышленности ведутся опыты по применению направленных лучей для отыскания косяков рыбы.

Понятно, что точность акустических измерений глубин и расстояний прямо пропорциональна той точности, с которой нам известна скорость звука при различных условиях.

Скорость звука в воде, так же как и скорость звука в воздухе, определяется следующей формулой Ньютона—Лапласа:

$$V = \sqrt{\frac{p}{\delta}},$$

где

$p$  — давление,

$\delta$  — плотность и

$\gamma = \frac{c_p}{c_v}$  — отношение теплоемкости при постоянном давлении к теплоемкости при постоянном объеме.

Для удобства вычислений эту формулу представляют иначе, пользуясь тем, что, с одной стороны, согласно закона Б о й л я — М а р и о т т а

$$p = -v \frac{dp}{dv}$$

и, с другой стороны, тем, что истинный коэффициент сжимаемости равен

$$k = -\frac{1}{v} \frac{dv}{dp}.$$

Откуда

$$p = \frac{1}{k}.$$



Подставляя, получаем:

$$V = \sqrt{\frac{\alpha \gamma}{k}},$$

где  $\alpha$  — удельный объем, исправленный поправками на сжимаемость. Для вычисления величины  $\gamma$  служат формулы:

$$\gamma = \frac{c_p}{c_v} = \frac{c_p}{c_p - \frac{T e^2 \alpha}{k E}}$$

$$\frac{\partial c_p}{\partial p} = - \frac{T \alpha}{E} \left( \frac{\partial e}{\partial t} + e^2 \right) 10^{-6}.$$

В этих формулах:

$E$  — механический эквивалент теплоты,

$T$  — абсолютная температура и

$e$  — коэффициент термического расширения.

По этим формулам английским адмиралтейством составлены подробные и точные таблицы. Выборки из этих таблиц приводятся ниже (табл. 76).

Таблица 76

Скорости звука в метрах в секунду для морской воды различной температуры и солености при атмосферном давлении (цифры английских таблиц округлены до метра)

$t^\circ$ \ $S^\circ/_{\infty}$	0	10	20	30	35	40
—2	1389	1402	1416	1429	1436	1443
0	1399	1412	1426	1439	1445	1452
10	1444	1456	1468	1481	1487	1493
20	1480	1491	1502	1513	1519	1524
30	1504	1515	1527	1538	1543	1548

Вычисляемые по приведенной таблице скорости звука относятся к атмосферному давлению, т. е. к поверхности океана. Для вычисления скорости звука на глубинах необходимо ввести поправку на сжимаемость из табл. 77.

Таблица 77

Поправка на глубину, прибавляемая к скорости звука у поверхности моря (цифры также округлены до м)<sup>1</sup>

Глубина в м . . .	1 000	2 000	3 000	4 000	5 000	6 000	7 000	8 000	9 000
Поправка . . . . .	18	36	54	72	90	108	125	143	160

Из приведенных таблиц видно, что скорость звука в воде увеличивается при повышении температуры, солености и давления (глубины). Но вычисления по таблицам дают нам скорость звука только при условии, что на пути звукового луча температура, соленость и глубина не меняются, другими словами, эти таблицы определяют скорость звука только в однородной среде и только в горизонтальном направлении. На практике же приходится иметь дело с звуковыми лучами, пересекающими слои различной температуры и солености и, кроме того, переходящими от одной глубины к другой. Поэтому в общем случае приходится вычислять средние значения ско-

<sup>1</sup> Суммируя возможные погрешности, считают, что английские таблицы дают скорость звука с точностью до 2 м/сек для температур воды до 22° и для глубин не более 400 м и что, как правило, табличные данные значительно точнее для малых глубин.

рости звука, разделяя воду на отдельные слои в предположении, что в каждом отдельном слое скорость звука является постоянной по всем направлениям.

Для вычисления средней скорости звука от поверхности моря и до дна (что необходимо при звуковом измерении глубин) служит формула:

$$V_h = \frac{\sum_0^h V_s \Delta h}{h},$$

где

$V_s$  — горизонтальная скорость звука для каждого слоя данной температуры, солености и глубины,

$\Delta h$  — высота слоя в метрах и

$h$  — глубина моря, также в м.

Так как скорость звука в воде увеличивается с повышением температуры и с увеличением солености и глубины и, так как эти условия в Мировом океане изменяются от района к району, а температура и соленость, кроме того, в одном и том же районе меняются от сезона к сезону, то, следовательно, соответственно меняется и скорость звука.

Представление о порайонном распределении скоростей звука дает приводимая ниже табл. 78, в которой даны средние вертикальные скорости звука от поверхности моря и до глубины 2000 м, вычисленные для наиболее характерного для данного района вертикального распределения гидрологических элементов.

Таблица 78

Средняя скорость звука до глубины 2 000 м

Р а й о н

Красное море . . . . .	1 548
Средиземное море . . . . .	1 522
Гольфстрим (40° с. ш., 40° з. д.) . . . . .	1 499
Сев.-вост. Атлантический дрейф (54° с. ш., 23° з. д.) . . . . .	1 491
Норвежское море (69° с. ш., 50° в. д.) . . . . .	1 469
Гренландское море (74°13' с. ш., 7°46' в. д.) . . . . .	1 462
Сев. Ледовитый океан (82°42' с. ш., 87°04' в. д.) . . . . .	1 464
Берингово море (55° с. ш., 170° з. д.) . . . . .	1 476
Антарктический океан (84° ю. ш., 31° з. д.) . . . . .	1 466
Черное море (43° с. ш., 35° в. д.) . . . . .	1 482

Из этой таблицы следует, что при измерении больших глубин вертикальные скорости звука для отдельных районов океана могут отличаться друг от друга на 6%, а горизонтальные скорости в поверхностных слоях, как это видно из основной таблицы скорости звука в поверхностных слоях моря при различных температурах и соленостях, могут отличаться даже до 10%.

В одном и том же районе океана скорость звука, понятно, также колеблется от пункта к пункту в зависимости от распределения гидрологических элементов.

Звуковой луч в воде подчиняется общим законам отражения и преломления и на этом основано звуковое измерение глубин и расстояний.

Предположим сначала, что вода совершенно однородна, и пусть на рис. 37  $T$  — отправитель звука, посылающий сферические волны<sup>1</sup>, и  $R$  — приемник.

<sup>1</sup> Сферическими волнами называются волны, распространяющиеся по всем направлениям, в отличие от волн направленных, посылаемых узким пучком по одному направлению специальными ультразвуковыми осцилляторами. Последующие рассуждения к направленным звуковым лучам неприменимы.



Звуковой луч от отправителя к приемнику может пойти тремя различными путями. Во-первых, по прямой  $TR$ , во-вторых, по ломаной  $TPR$ , т. е. отразившись в точке  $P$  от поверхности моря, и, наконец, в-третьих, по ломаной  $TOR$ , т. е. отразившись от дна.

Если глубина заложения приборов невелика, по сравнению с расстоянием между приборами, то мы можем считать, что

$$TR = TPR.$$

Но известно, что при отражении от среды более плотной<sup>1</sup> луч теряет полудлину волны. Отсюда лучи  $TR$  и  $TPR$  при интерференции взаимно уничтожаются<sup>2</sup>, и таким образом до отправителя доходит только луч  $TOR$ .

Из треугольника  $OPR$  имеем:

$$H = d + h = d + \sqrt{\left(\frac{Vt}{2}\right)^2 - \left(\frac{s}{2}\right)^2},$$

где

$V$  — скорость звука и  
 $t$  — промежуток времени между отправлением и приемом звука.

Понятно, что если расстояние между приборами мало, как это имеет место при звуковом измерении глубин приборами, установленными на одном и том же корабле, то

$$H = d + \frac{Vt}{2}.$$

Если расстояние между отправителем и приемником велико по сравнению с глубиной места (и тем более с глубиной заложения приборов), как это бывает при акустических измерениях расстояний на воде, то мы получим<sup>3</sup>:

$$s = Vt.$$

При гидрографическом обследовании радиоакустическим методом банки Георга, произведенном Американской гидрографической службой, были сравнены расстояния, вычисленные по скорости звука, с расстояниями, полученными в результате геодезических вычислений.

В табл. 79 приводятся средние отклонения (в м/сек) табличных скоростей звука для поверхностных, промежуточных и глубинных слоев моря, отличающихся друг от друга по температуре и солености, от скоростей звука, определенных в результате триангуляционных работ по Шаловичу.

Эти исследования показывают, что звуковой луч действительно большую часть своего пути проходит в глубинных слоях. Это обстоятельство позволяет при горизонтальных акустических измерениях пользоваться с достаточной точностью вертикальными скоростями, вычисляемыми для измерения глубин.

<sup>1</sup> Средой акустически более плотной является та, в которой скорость звука меньше. Таким образом, воздух акустически более плотен, чем вода.

<sup>2</sup> В 1919 году во время мировой войны пароход «Ван-Стейбен» был оборудован специальными звукоприемниками для обнаружения германских подводных лодок по шуму винтов. Оказалось, что на малых глубинах вблизи Нью-Йорка и Бреста «Ван-Стейбен» прекрасно слышал работу винтов находящихся вблизи судов и определял на них направления, но в открытом океане эти звуки пропадали, так как, будучи слабыми, они, как эхо от дна, до приемников корабля уже не доходили.

<sup>3</sup> Из приведенных формул следует, что уже указывалось раньше, что точность измерения акустическим методом глубин и расстояний прямо пропорциональна той точности, с которой нам известна в данном районе скорость звука.

Таблица 79

Выводы	Число наблюдений	С л о и		
		Поверхностный	Промежуточный	Глубинный
из всех наблюдений . . . . .	51	—12.3	—3.2	+1.0
из лучших наблюдений . . . . .	17	—13.7	—4.6	+0.01
из наблюдений в пунктах с большим градиентом скорости звука . . . . .	17	—18.7	—6.7	+0.15

При прохождении через неоднородные слои (с различной акустической плотностью) звуковой луч преломляется и его траектория соответственно искривляется. Понятно, что это обстоятельство имеет значение при измерениях горизонтальных расстояний и отражается на слышимости подводных сигналов.

Акустическая плотность воды, как мы видели, повышается с понижением температуры. Поэтому летом, когда верхние слои моря в умеренных широтах теплее нижних, траектория звукового луча своей выпуклой частью (рис. 38) обращена к поверхности моря, звук идет ко дну и выходит на поверхность, отразившись от дна. Зимой, когда в умеренных широтах температура верхних слоев моря ниже, выпуклость траектории звука, наоборот, направлена ко дну. В результате к одной и той же точке у поверхности моря звук зимой приходит более коротким путем и подводные сигналы распространяются на большие расстояния, чем летом. Так, по исследованиям Бергера у берегов Англии в феврале подводные сигналы слышны в три раза дальше, чем в июле.

Вследствие большой разницы в акустических плотностях воды и воздуха, звуки из воздуха в воду и наоборот передаются весьма плохо. Так, звуковой луч, падающий из воздуха с углом падения больше  $13^\circ.5$ <sup>1</sup>, полностью отражается от поверхности воды. Если звуковой луч падает в воду нормально, то и то лишь 0.1% его энергии проникает в воду. При переходе звука из воды в воздух также только малая часть энергии переходит в воздух. Иначе обстоит дело при передаче звука через какое-нибудь промежуточное тело. Так, стук, производимый в воздухе по вальку весла, погруженного в воду, слышен в воде на большом расстоянии.

Поглощение звука в воде весьма незначительно. Отсюда вытекает большая дальность распространения в воде по сравнению с воздухом звуков той же силы.

<sup>1</sup> Из акустики известно соотношение между энергией падающей ( $I_0$ ) и энергией отраженной ( $I_1$ ) для случая прохождения звука из воздуха в воду, а именно:

$$I_1 = I_0 [1 - 0.0006 \sqrt{1 - 17.5 \operatorname{tg}^2 \alpha}],$$

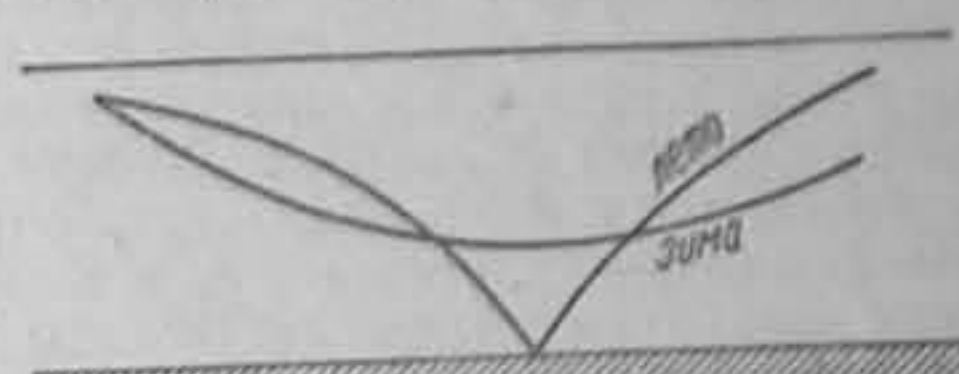
где  $\alpha$  — угол падения звукового луча. Из этой формулы следует, что если звук падает нормально к поверхности воды ( $\alpha = 0^\circ$ ), то только 0.0006 падающей энергии попадает в воду.

Понятно, что полное отражение ( $I_1 = I_0$ ) происходит при условии:

$$1 - 17.5 \operatorname{tg}^2 \alpha = 0.$$

Откуда

$$\alpha = 13^\circ.25'.$$



38. Траектории звукового луча в воде летом и зимой.



Так, например, источник звука, потребляющий 1 *квт* мощности, слышен под водой на расстоянии 35—40 км, в то время как в воздухе источник мощности 100 *квт* слышен на расстоянии 15 км. Шум судовых винтов легко определяется на расстоянии 12—15 км.

Большое влияние на поглощение звука в воде оказывают пузырьки воздуха и большое скопление мелких пузырьков может сделать воду акустически непрозрачной. Так, подмечено, что в штормовые погоды, когда поверхностные слои моря насыщаются пузырьками воздуха, эхолоты действуют плохо.

Большая скорость и дальность распространения придают звуковым явлениям в море большое биологическое значение.

Для большинства водных животных, в особенности глубоководных, слух играет значительно большую роль, чем зрение.

Органы слуха у морских животных могут быть устроены проще, чем у наземных. Действительно, звуковые волны в воде передаются непосредственно звуковым нервам, в то время как земным животным необходим сложный аппарат, служащий передатчиком звуковых колебаний в воздухе к слуховой жидкости.

Отолиты<sup>1</sup> у беспозвоночных, барабанные перепонки и слуховые косточки у позвоночных очень чувствительны к весьма слабым звукам и рыболовы на практике познали необходимость полной тишины во время ловли. Известно, что киты на большом расстоянии слышат шум, производимый лодками, пробирающимися среди тончайшего льда, и уходят от опасности. Возможно, что так называемый лов «на подде» обязан своему успеху отчасти тому, что непрерывное движение крючка и бичеви вызывают звуковые колебания, привлекающие хищную рыбу. Дельфины, касатки и другие хищники преследуют стаи сельди и другой рыбы, руководствуясь звуковыми волнами, которые производят эти стаи при своих передвижениях.

Возможно также, что кажущаяся бедность открытой части океана большими морскими животными объясняется тем, что эти животные уходят от приближающейся опасности, воспринимая звуки и по ним ориентируясь. Возможно, тем же надо объяснить бедность глубоководных ловов и тралов по сравнению с тем, что видел, например, на больших глубинах из своей батисферы Биб.

### ГЛАВА III

## ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕННОСТИ ОКЕАНА

### § 25. Процессы, изменяющие температуру и соленость океана

Измеряя температуру и определяя соленость или какую-либо другую физико-химическую характеристику морской воды, мы можем поступать двояко:

Во-первых, мы можем измерять, например, температуру через некоторые промежутки времени в одних и тех же точках моря и на одних и тех же глубинах от среднего уровня, или иначе в одних и тех же географических координатах. Такое измерение дает нам представление об изменении теплового режима моря только при отсутствии каких бы то ни было вертикальных и горизонтальных передвижений водных масс в данном районе. В противном случае, при измерении температуры в географических координатах мы каждый раз будем измерять температуру различных водных масс и, если мы не учтем их движений, судить о действительных изменениях теплового режима моря не сможем.

Во-вторых, мы можем следить за изменением температуры самой движущейся водной массы, или, другими словами, измерять температуру, по выражению Гелланд-Гансена, в океанографических координатах.

Изменения температуры и солености моря в океанографических координатах создаются почти исключительно у его поверхности.

Основными процессами, повышающими температуру поверхностных слоев моря в океанографических координатах, являются:

1) поглощение морем прямой и рассеянной солнечной радиации. Этот процесс является наиболее важным;

2) излучение из более теплой атмосферы в более холодный океан;

3) конденсация влаги из атмосферы над более холодным океаном;

4) выпадение осадков, более теплых, чем поверхностные слои океана.

Основными процессами, понижающими температуру поверхностных слоев океана, являются:

1) излучение океана в атмосферу,

2) испарение,

3) конвекция в атмосфере,

4) выпадение на поверхность океана более холодных осадков.

Основными процессами, повышающими соленость поверхностных слоев океана, являются:

1) испарение,

2) льдообразование.

<sup>1</sup> Отолиты — слуховые камешки из углекислого кальция.



Основными процессами, понижающими соленость поверхностных слоев океана, являются:

- 1) осадки,
- 2) конденсация водяных паров на поверхности океана,
- 3) таяние льдов.

Кроме этих основных процессов, в море постоянно действуют процессы, также изменяющие его температуру и соленость, но играющие значительно меньшую роль. К таковым относятся:

1) преобразование механической энергии ветра, течений и приливов-отливных явлений, в результате трения, в тепловую энергию, что сказывается на всех глубинах океана;

2) биохимические процессы, несколько изменяющие температуру и соленость и сказывающиеся на всех глубинах океана;

3) поглощение глубинными слоями океана теплоты земного шара<sup>1</sup>. Теплом Земли, а также радиоактивностью дна, повидимому, надо объяснить несколько повышенные температуры (см. гл. 4) глубинных, почти неподвижных вод океана, так и отдельных замкнутых морей.

Основные процессы, изменяющие температуру и соленость поверхностных слоев океана в океанографических координатах, не идут изолированно друг от друга. Напротив, обычно они идут одновременно, причем часть из них действует в одну сторону, часть в другую. В некоторых случаях один процесс усиливает другой. Так, например, нагревание поверхности моря усиливает испарение, которое в свою очередь охлаждает поверхностные слои. Испарение не только охлаждает поверхностные слои океана, но одновременно их и осолоняет и т. д. Интенсивность каждого процесса, изменяющего температуру и соленость поверхностных слоев океана, не остается постоянной, и иногда преобладает то один, то другой процесс. В связи с этим температура и соленость океана то повышаются, то понижаются. Таким образом окончательный эффект изменения температуры и солености мы получаем как алгебраическую сумму изменений, вызываемых одновременно действующими процессами. Создавшиеся на поверхности моря температуры и солености в дальнейшем перераспределяются процессами перемешивания в толще морской воды и, таким образом, создается основной режим данного моря или данной области океана. Этот основной режим видоизменяется береговым стоком и водообменом с прилегающими частями океана.

## § 26. Солнечная радиация

Лучистая энергия Солнца является первоисточником всех явлений, происходящих на Земле. Количество солнечного тепла, доходящего до земли, зависит от географической широты и изменяется в связи с изменением астрономических и метеорологических условий<sup>2</sup>.

Изменение астрономических условий определяется изменением расстояния от Земли до Солнца, обращением Земли вокруг Солнца (отчего зависят времена года) и обращением Земли вокруг собственной оси (отчего зависят времена суток). Измене-

<sup>1</sup> Известно, что на поверхности суши теплота земного шара дает в год на 1 см<sup>2</sup> поверхности всего лишь около 54 г-кал, т. е. приблизительно 0.0002 тепла, посылаемого солнцем. Однако, под поверхностью суши, на глубинах, равных глубине Мирового океана, господствуют температуры порядка 100—140°, так что для глубинных слоев океана теплота земного шара может играть несколько большую роль, чем на свободной земной поверхности. Некоторую роль в нагревании глубинных вод океана несомненно играют также процессы, связанные с высокой радиоактивностью донных отложений.

<sup>2</sup> О количестве тепла, посылаемого Солнцем ежегодно на Землю, можно судить по тому, что этого тепла было бы достаточно, чтобы растопить слой льда толщиной 36 м, покрывающий всю Землю.

ние метеорологических условий сказывается на теплопрозрачности атмосферы, зависящей от содержания в атмосфере водяных паров и пыли, поглощающих и рассеивающих тепловую энергию.

В настоящее время считается, что тепло, излучаемое Солнцем и доходящее до верхних пределов атмосферы, при среднем расстоянии Земли от Солнца равно 1.94 г-кал в одну минуту на 1 см<sup>2</sup> поверхности, перпендикулярной лучам. Эта величина называется солнечной постоянной и несколько изменяется с течением времени, в связи с количеством солнечных пятен и с изменением расстояния до Солнца. Так, в годы максимумов солнечных пятен, когда поверхность Солнца наиболее деятельна, она приблизительно на 2% больше, чем в годы минимумов.

Известно, что Земля ближе всего к Солнцу около 1 января (перигей), когда расстояние между Землей и Солнцем равно 0.983 от среднего, и дальше всего около 1 июля (апогей), когда это расстояние равно 1.017 среднего. Отношение количеств тепла, получаемых Землей в эти дни, равно 1.07.

Подобно освещенности, различают напряжение прямой и рассеянной солнечной радиации. Измеряют напряжение солнечной радиации, так же как и солнечную постоянную, в г-кал в одну минуту на 1 см<sup>2</sup>.

Напряжение прямой солнечной радиации, также как и освещенность поверхности моря прямыми солнечными лучами, зависит от угла падения солнечных лучей и приводится к горизонтальной поверхности по следующей формуле:<sup>1</sup>

$$I = I_0 \sin \alpha.$$

Далее напряжение солнечной радиации также зависит от «массы» атмосферы, проходимой солнечными лучами, и к нему также применима формула Бугера

$$I = I_0 q^m,$$

где  $m$  — масса атмосферы и где для напряжения солнечной радиации  $q$  является коэффициентом теплопрозрачности атмосферы.

Таким образом для вычисления напряжения солнечной радиации, падающей на горизонтальную поверхность моря, имеем:

$$I = I_0 q^m \sin \alpha.$$

По этой формуле построен рис. 39, на котором показано напряжение прямой солнечной радиации, падающей на 1 см<sup>2</sup> горизонтальной поверхности моря при различных высотах солнца и при различных коэффициентах теплопрозрачности атмосферы.

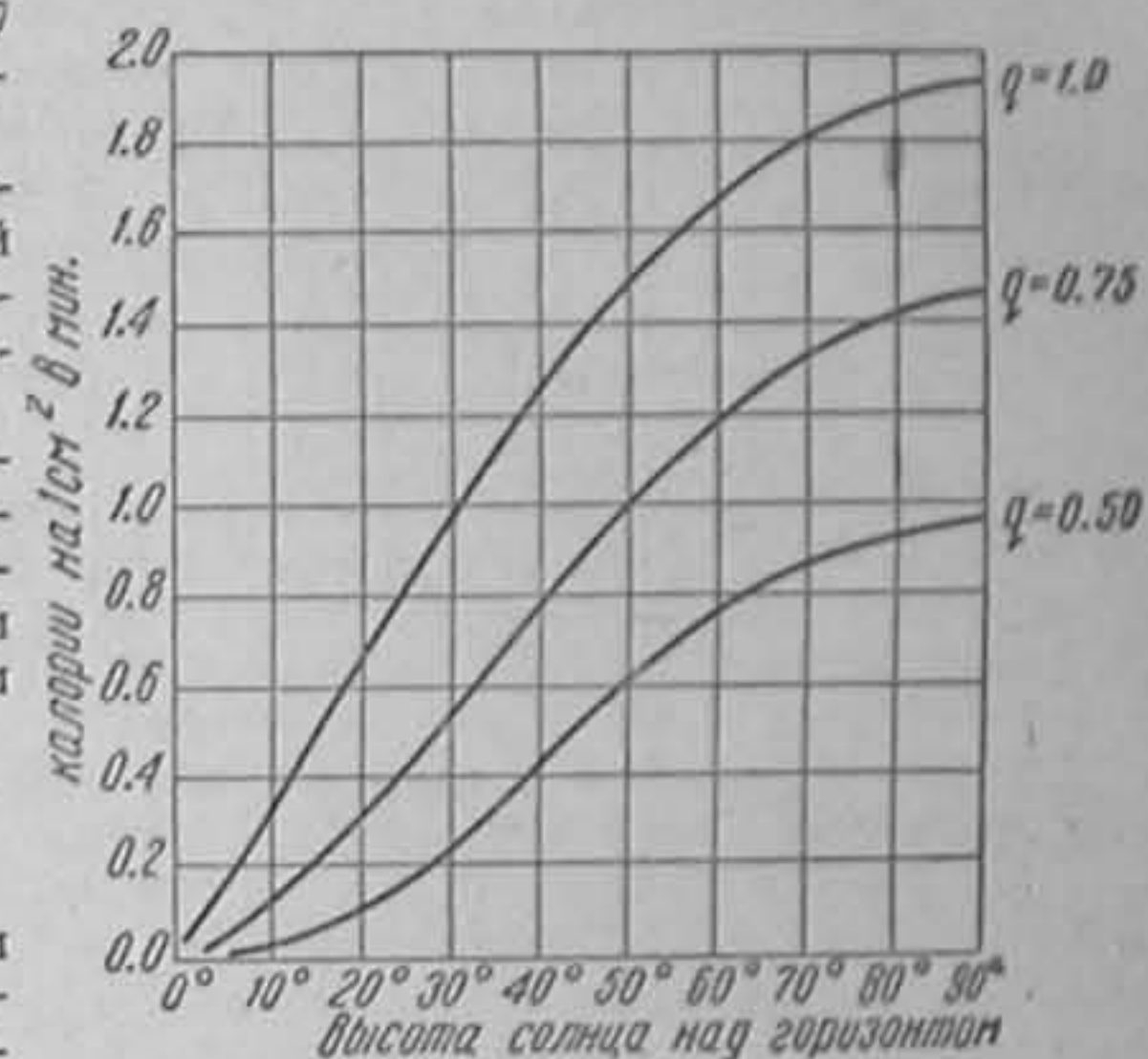
Что касается коэффициента теплопрозрачности, то он зависит от метеорологических условий: от содержания в атмосфере пыли и, главным образом, от содержания в атмосфере водяных паров.

На основании исследования влияния водяных паров в атмосфере на прозрачность для солнечной радиации, произведенных Фаулем, Кимбелл построил кривые, выражающие изменение коэффициента теплопрозрачности атмосферы в зависимости от некоторого аргумента  $\alpha$ , пропорционального упругости водяного пара, и от относительной массы атмосферы, проходимой солнечным лучом при давлении атмосферы, равном 760 мм (1013.3 мб).

Кимбелл указывает, что на уровне моря для длительного периода времени можно считать, что

$$\alpha = 0.23 e,$$

<sup>1</sup> Этой формулой объясняется сравнительно сильное нагревание вертикальных стенок при малых высотах солнца. Это явление приобретает особое значение в полярных областях, где вертикальные обрывы отдельных льдин и айсбергов на солнце сильно оттаивают, в то время как горизонтальные поверхности льдин остаются нетронутыми таянием.



39. Напряжение прямой солнечной радиации в калориях, падающей на 1 см<sup>2</sup> горизонтальной поверхности моря в 1 мин. при различных высотах солнца над горизонтом и при различных коэффициентах теплопрозрачности атмосферы.



где  $e$  — абсолютная влажность, выраженная в миллиметрах.

Для отдельных наблюдений коэффициент при  $e$  может значительно отличаться от 0.23. С кривых Кимбелла снята приводимая ниже табл. 80 значений коэффициента теплопрозрачности атмосферы для различных высот солнца и для различных величин абсолютной влажности в миллиметрах.

Таблица 80

$\alpha^\circ$	90	60	50	40	30	20	15
$e$							
3	0.82	0.81	0.79	0.76	0.73	0.67	0.63
5	0.79	0.78	0.76	0.73	0.69	0.64	0.58
10	0.75	0.73	0.71	0.68	0.64	0.57	0.49
15	0.72	0.70	0.67	0.64	0.59	0.51	0.44
20	0.68	0.66	0.64	0.60	0.55	0.47	0.38
25	0.65	0.64	0.61	0.57	0.52	—	—

Как мы видели, упругость пара в атмосфере тесно связана с температурой воздуха. Так, при  $0^\circ$  упругость насыщающего пара равна 4.6 мм, а при  $30^\circ$  равна 31.9 мм. Отсюда из таблицы получаем, что в полярных областях летом мы можем встретиться с такой же теплопрозрачностью атмосферы, как и в тропических зонах океана в полдень.

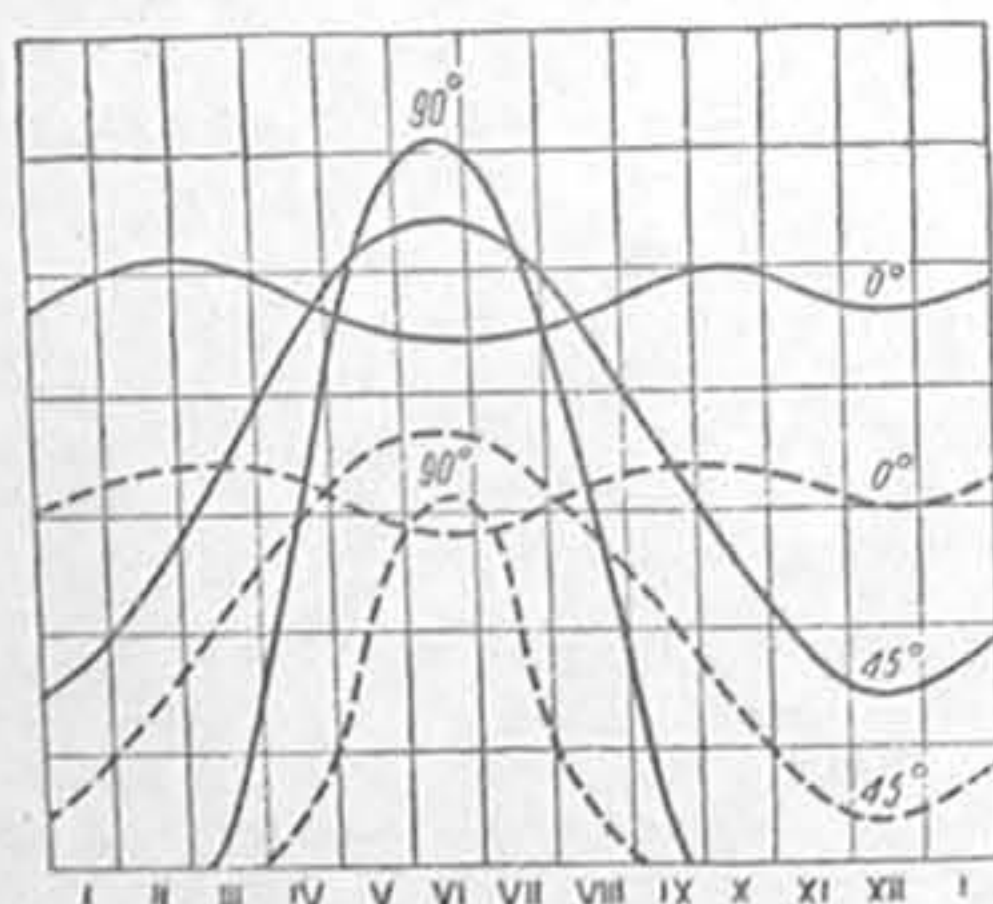
Таким образом, как правило, чем холоднее воздух (при отсутствии облачности), тем теплопрозрачнее атмосфера.

На рис. 40 показан по Анго годовой ход солнечной радиации для широт  $0^\circ$ ,  $45^\circ$  и  $90^\circ$ , вычисленных по формуле Бугера

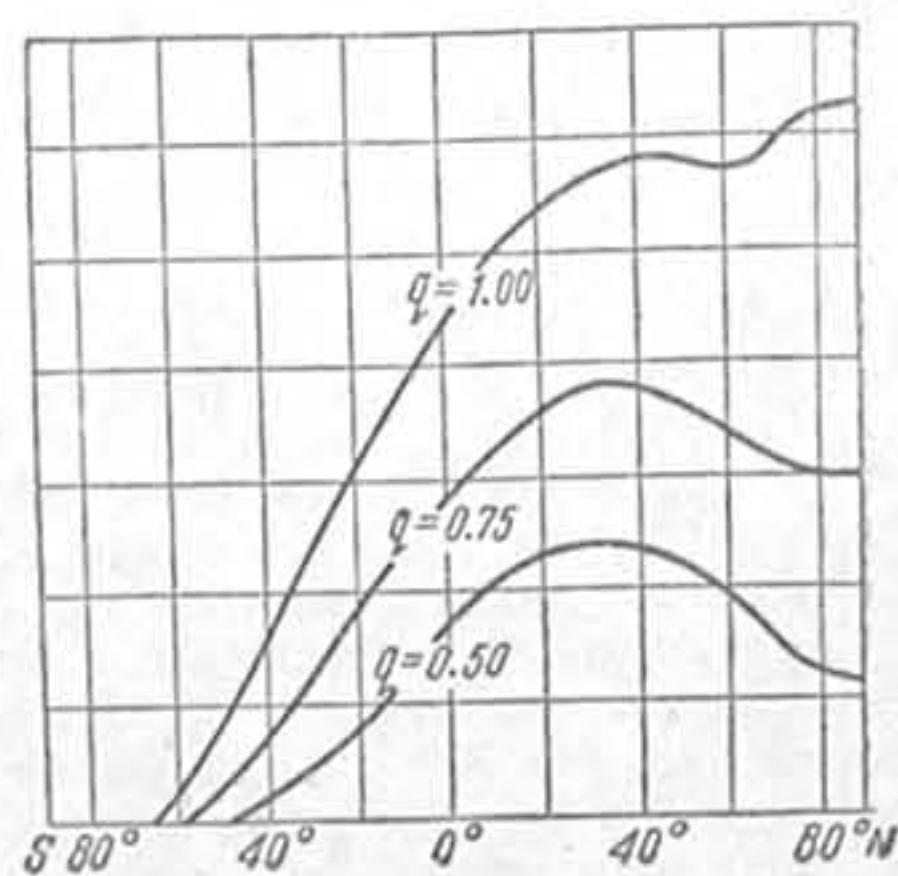
$$I = I_0 q^m$$

для случая  $q=1$ , т. е. при полной теплопрозрачности атмосферы, и для  $q=0.75$ , т. е. когда 25% солнечной теплоты поглощается атмосферой.

Большое влияние на теплопрозрачность атмосферы, кроме содержания водяных паров, имеет также засоренность атмосферы пылью. В большинстве случаев это имеет лишь местное значение (пыль, дым фабрик и лесных пожаров), но при вулканических извержениях это явление захватывает очень большие пространства.



40. Изменения напряжения прямой солнечной радиации в течение года для широт  $0^\circ$ ,  $45^\circ$  и  $90^\circ$ ; сплошные кривые — при полной теплопрозрачности атмосферы и пунктирные — при условии, что 25% радиации поглощается атмосферой.



41. Напряжение солнечной радиации в день летнего солнцестояния на разных широтах при различных коэффициентах теплопрозрачности.

При прочих равных условиях, чем меньше коэффициент теплопрозрачности, тем больше количество тепла, получаемое в низких широтах по сравнению с высокими. На рис. 41 показана солнечная радиация в день летнего солнцестояния в разных ши-

ротах в зависимости от коэффициента теплопрозрачности. Из рисунка видно, что при полной теплопрозрачности, т. е. при  $q=1.0$ , наибольшее количество тепла в этот день получается на полюсе. При  $q=0.75$ , максимум тепла приходится на  $36^\circ$  с. ш., при  $q=0.5$ , максимум тепла смещается на  $32^\circ$  с. ш.

Ламберт представил формулу ослабления напряжения солнечной радиации в виде

$$I = I_0 e^{-Am},$$

где попрежнему:

$I_0$  — солнечная постоянная,  
 $m$  — масса атмосферы,  
 $A$  — коэффициент ослабления.

Ослабление радиации в атмосфере определяется, во-первых, ослаблением радиации молекулами воздуха (молекулярное ослабление) и, во-вторых, ослаблением радиации посторонними примесями. Понятно, что молекулярное ослабление для каждого луча и для каждой «массы» атмосферы является постоянным. Общее ослабление радиации, зависящее от количества и характера примесей, является величиной переменной.

Отношение общего ослабления ( $A$ ) к молекулярному ( $a$ ) Линке назвал фактором помутнения

$$T = \frac{A}{a}.$$

С достаточным приближением можно сказать, что фактор помутнения показывает, сколько чистых и сухих атмосфер нужно взять для того, чтобы получить ослабление радиации, равное наблюдающемуся в действительности. Величина фактора помутнения, понятно, всегда больше единицы и не зависит от высоты солнца.

В табл. 81 приведены средние значения фактора помутнения для различных областей Атлантического океана по Конраду.

Таблица 81

Северо-восточный пассат . . . . .	лето 2.14
Юго-восточный » . . . . .	зима 2.17
$45^\circ$ с. ш. . . . .	лето 2.56
$40^\circ$ ю. ш. . . . .	зима 2.22
Экваториальная зона . . . . .	2.91
Острова Зеленого мыса . . . . .	4.22

Величина фактора помутнения зависит не только от широты и положения места наблюдения, но и от типа воздушных масс, пронесшихся над данным районом.

В табл. 82 показаны по Мамонтовой и Хромову средние значения и амплитуды фактора помутнения, полученные по актиометрическим наблюдениям в Москве в 1931 г.

Таблица 82

Тип воздуха	Число дней	Ср. величина фактора помутнения	Пределы средних суточных значений
Континентальный арктический . .	22	$2.45 \pm 0.21$	1.88 — 2.94
Морской полярный . . . . .	22	$2.66 \pm 0.18$	2.25 — 3.09
Континентальный полярный . . . .	12	$3.09 \pm 0.13$	2.87 — 3.38
Континентальный тропический . .	17	$3.49 \pm 0.13$	3.21 — 3.84

Из таблицы следует, что арктический воздух наименее замутнен. В нем мало влаги и пыли. Наиболее замутнен континентальный тропический воздух, приходящий в Москву из Средней Азии и несущий с собой много пыли.

На рис. 42 показан по Калитину суточный ход напряжения солнечной радиации для Слуцка в июле и январе, а на рис. 43 годовой ход полуденных величин напряжения солнечной радиации для того же Слуцка.

Большое влияние на напряжение прямой солнечной радиации оказывает облачность, как это характеризуется приводимой ниже табл. 83 Калитина для Слуцка.

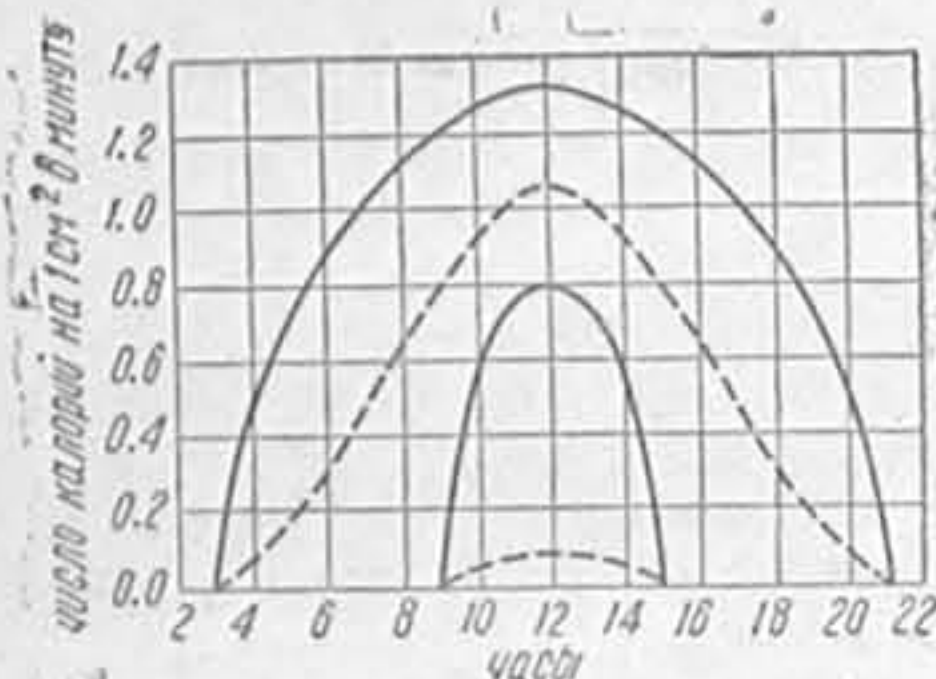
Из этой таблицы видно, что для Слуцка в наименее облачные месяцы — май и июль — наблюдавшаяся прямая радиация достигала всего только 44% от возможной, а в июле составляла всего 11% от возможной.



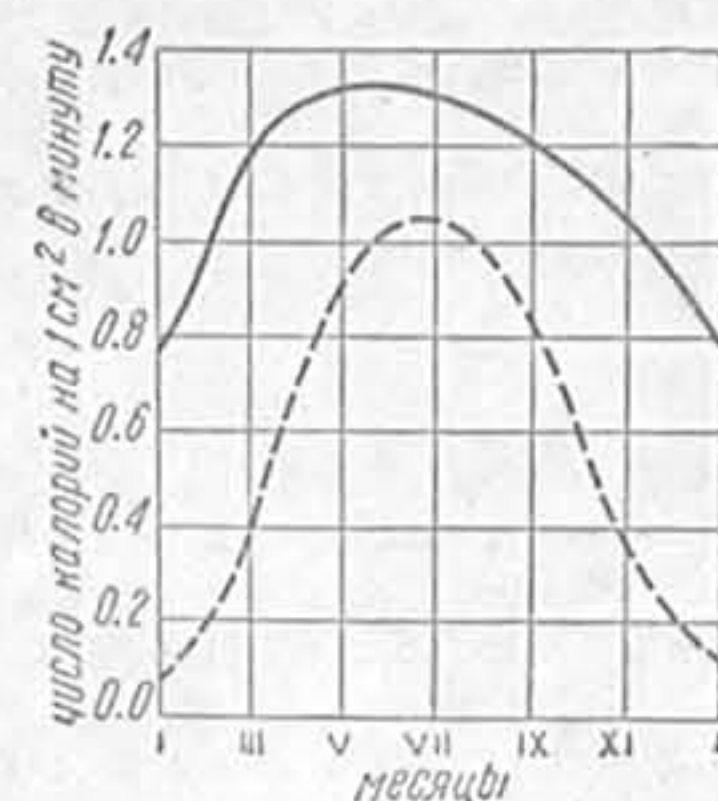
Таблица 83

Средние месячные суммы тепла прямой солнечной радиации для Слущка в калориях, исчисленные на горизонтальную поверхность (1913 — 1931 гг.)

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
А. Возможные	1 129	2 989	7 605	12 256	16 881	18 637	18 845	14 671	9 206	4 605	1 380	526
В. Наблюденные	200	600	2 800	4 260	7 540	7 490	8 280	5 160	2 650	980	150	80
В/А %	18	20	37	35	44	40	44	35	29	21	11	14



42. Суточный ход напряжения прямой солнечной радиации для Слущка в июле (верхние кривые) и в январе (нижние). Сплошные кривые — на перпендикулярную, пунктирные — на горизонтальную поверхность.



43. Годовой ход полученных величин напряжения прямой солнечной радиации для Слущка. Сплошная кривая — на перпендикулярную, пунктирная — на горизонтальную поверхность.

В табл. 84 даны по Калитину суммы тепла прямой солнечной радиации в калориях за год на 1 см<sup>2</sup> горизонтальной поверхности для отдельных пунктов, расположенных вблизи моря.

Таблица 84

Место	Широта в градусах	Сумма тепла
Шпицберген . . . . .	80	16 800
Слущка . . . . .	60	40 170
Стокгольм . . . . .	59	55 600
Феодосия . . . . .	45	71 600
Севастополь . . . . .	45	68 600
Владивосток . . . . .	43	57 700

Как показывают специальные исследования, напряжение солнечной радиации для одного и того же пункта не остается постоянным из года в год. Так, Горчинский из наблюдений в Варшаве, перечисленных для высоты солнца 30° и для среднего расстояния Земли от Солнца, нашел, что поверхность 1 см<sup>2</sup>, перпендикулярная к лучам, в среднем за отдельные годы получала за одну минуту количество тепла в г-кал., приведенное в табл. 85.

Таблица 85

Год	1901	1903	1904	1905
Напряжение солнечной радиации	0.994	0.862	0.968	1.016

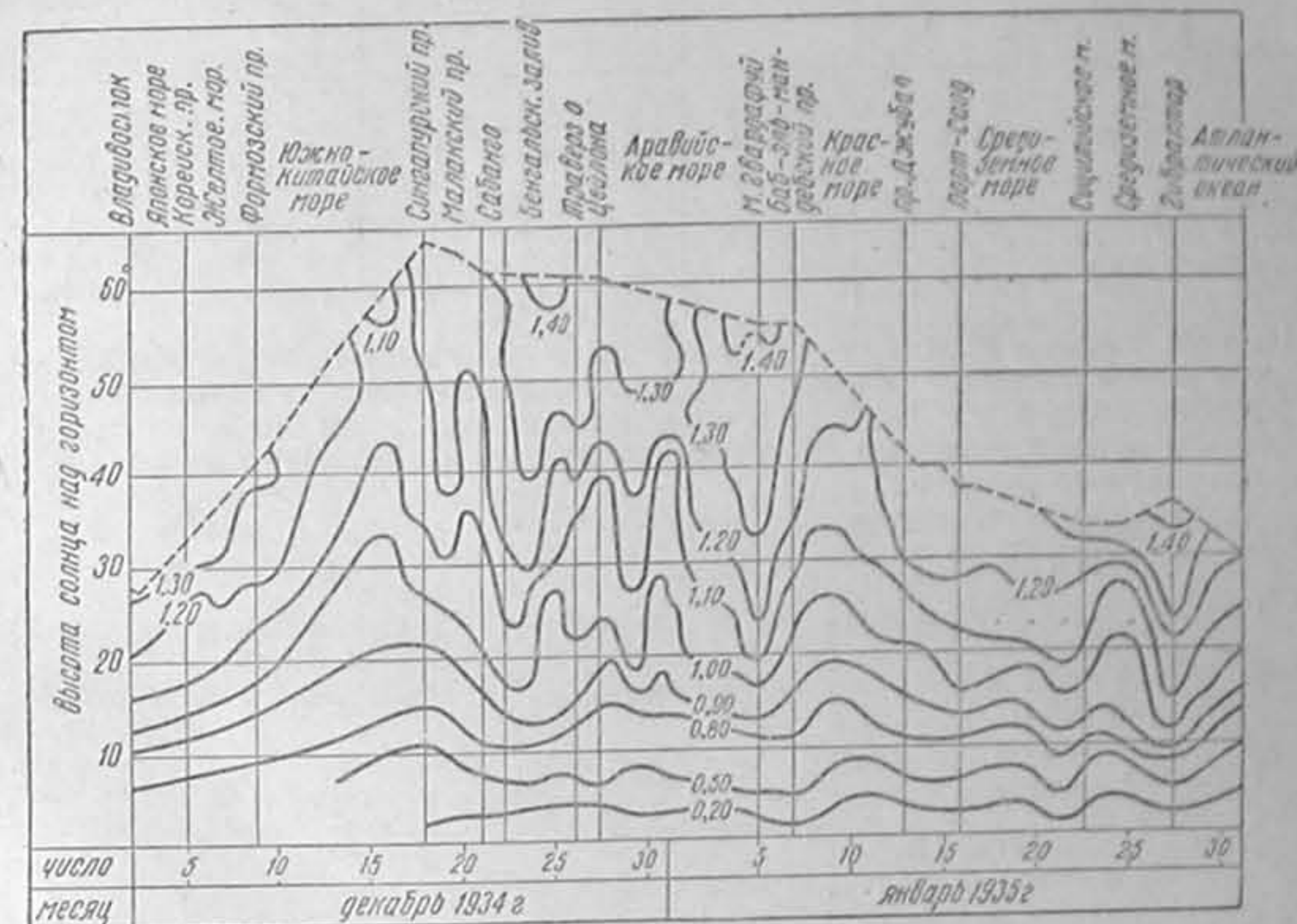
Другими словами, метеорологические условия могут создавать колебания в годовых суммах тепла, получаемого от солнца, в пределах 45%.

На рис. 44 представлено в форме актинометрического разреза напряжение прямой солнечной радиации при различных высотах солнца в декабре 1934 г. — январе

1935 г. по наблюдениям Вл. А. Березкина во время его плавания из Владивостока до Ленинграда через Сингапурский пролив и Суэцкий канал.

Из рисунка видно, что напряжение солнечной радиации от Владивостока до Сингапура непрерывно уменьшалось в связи с увеличением влажности атмосферы (кривые идут вверх). Напряжение солнечной радиации в декабре в Индийском океане достигало 1.42 кал., что объясняется большой прозрачностью атмосферы при северо-восточном муссоне. Замечательно понижение солнечной радиации в Красном море, уже отмечавшееся здесь Горчинским и Самойленко и объясняемое запыленностью атмосферы.

Выводы, полученные Вл. А. Березкиным, подтверждают заключения Калитина, что для территории Советского Союза, например, максимальные величины напряже-



44. Напряжение прямой солнечной радиации на актинометрическом разрезе от Владивостока до Ленинграда.

ния прямой солнечной радиации не совпадают с максимальными высотами солнца, а приходится на весеннее время, что объясняется годовым ходом содержания водяных паров в атмосфере.

Что касается напряжения рассеянной солнечной радиации, то для безоблачного неба оно зависит от высоты солнца над горизонтом, от прозрачности атмосферы и от альбедо земной поверхности. При наличии облачности напряжение рассеянной радиации зависит, кроме того, от количества, формы и расположения облаков.

В табл. 86 приведено по Калитину соотношение между напряжениями прямой ( $I'$ ) и рассеянной ( $i$ ) солнечной радиации для различных высот солнца ( $\alpha^\circ$ ) при безоблачном небе, как среднее из многолетних наблюдений в Слущке.

Таблица 86

$\alpha^\circ$	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50
$I'$	0	0.040	0.113	0.210	0.310	0.420	0.535	0.640	0.754	0.860	0.967
$i$	0.008	0.026	0.042	0.057	0.070	0.081	0.091	0.097	0.100	0.100	0.100
$I' + i$	0.008	0.066	0.155	0.267	0.380	0.501	0.626	0.737	0.854	0.960	1.067
$\frac{i}{I' + i} \cdot 100$	100	39	32	21	18	16	14	13	12	11	10



Из этой таблицы видно, что приход тепла к земной поверхности до восхода солнца обуславливается исключительно рассеянной радиацией. После восхода солнца процент рассеянной радиации уменьшается, но все же даже при безоблачном небе достигает десяти и более процентов.

При наличии облачности процентное отношение рассеянной и прямой радиации сильно возрастает.

В качестве примера приводятся наблюдения Калитина, произведенные в Феодосии при различной облачности (табл. 87).

Таблица 87

Дата	$i$	$I'$	$\frac{i}{I'} \cdot 100$	$\frac{i}{I' + i} \cdot 100$	Облачность
12 июля 1925 г. . . . .	0.06	1.15	5	5	0
27 » 1925 г. . . . .	0.28	1.12	27	20	3 <i>Frcu</i>
5 октября 1925 г. . . . .	0.26	0.77	34	25	4 <i>Cu</i>
20 июля 1927 г. . . . .	0.49	(1.12)	44	30	3 <i>Ac</i>
20 апреля 1927 г. . . . .	0.66	(1.00)	60	40	10 <i>As</i>

Из этой таблицы видно, что при облачности напряжение рассеянной солнечной радиации может достигать больших величин. Особенно больших значений напряжения рассеянной радиации достигает в полярных условиях, как это видно из табл. 88 Калитина, в которой показаны максимальные отмеченные величины напряжения рассеянной солнечной радиации.

Таблица 88

Место	Годы	$i$	Примечание
Слуцк . . . . .	1926—35	0.59	Непрерывная регистрация
б. Тихая . . . . .	1933—36	0.67	Отдельные измерения
Маточкин Шар . . . . .	1932—33	0.81	» »
о. Уединения . . . . .	1932—33	1.00	» »
б. Тикси . . . . .	1932—33	0.95	» »
м. Шмидта . . . . .	1935—36	1.01	» »
Дрейф судна «Мод» (В.-Сибирское море) . . . . .	1923—25	1.00	» »

В табл. 89, также по Калитину, показаны максимальные суточные суммы тепла рассеянной радиации.

Таблица 89

Место	Время	Сумма	Примечание
б. Тихая . . . . .	Июнь 1934 г.	545 <i>г-кал</i>	Вычислено по 12 и более измерениям в сутки
Маточкин Шар . . . . .	Май 1933 г.	566 »	
о. Уединения . . . . .	» 1933 г.	642 »	
б. Тикси . . . . .	» 1933 г.	493 »	
м. Шмидта . . . . .	» 1936 г.	604 »	
Слуцк . . . . .	Апрель 1928 г.	276 »	Непрерывная регистрация
Одесса . . . . .	Март 1935 г.	308 »	
Карадаг (Крым) . . . . .	Апрель 1935 г.	244 »	

Из последних таблиц видно, что рассеянная радиация в полярных условиях значительно выше, чем в более южных широтах. Калитин объясняет это двумя причинами: во-первых, небольшой массой и плотностью облаков и, во-вторых, влиянием альбедо земной поверхности, в данном случае снега и льдов.

Как показал анализ, наибольшие величины напряжения рассеянной радиации в полярных областях получаются при тонком слое низких облаков и при одновременном наличии небольшого снегопада или небольшой метели<sup>1</sup>. Такие условия в полярных областях встречаются часто. Отсюда часто, как показывают наблюдения, рассеянная радиация достигает очень высоких величин.

<sup>1</sup> При этих же условиях, как мы видели, наблюдается и наибольшая освещенность.

На рис. 45 показан суточный ход прямой (сплошная линия) солнечной радиации 4 июня 1936 г. и рассеянной (прерывистая линия) солнечной радиации 31 мая 1936 г. по наблюдениям Кузнецова на м. Шмидта в Чукотском море. Склонение солнца с 31 мая по 4 июня изменилось только на полградуса, так что практически высоту солнца можно считать одинаковой. Из рассмотрения рисунка следует, что величины рассеянной и прямой радиации практически равны, а в полдень величина рассеянной радиации была даже больше, чем прямой.

Наблюдений над прямой и рассеянной радиациями в открытом океане еще слишком мало. Весьма интересна поэтому попытка Кимбелла построить карты изоплет солнечной радиации для Мирового океана для различных сезонов. Эти карты основаны, с одной стороны, на наблюдениях над радиацией и облачностью и, с другой стороны, на выведенной им эмпирической формуле:

$$Q = Q_0 [0.29 + 0.71 (1.0 - C)],$$

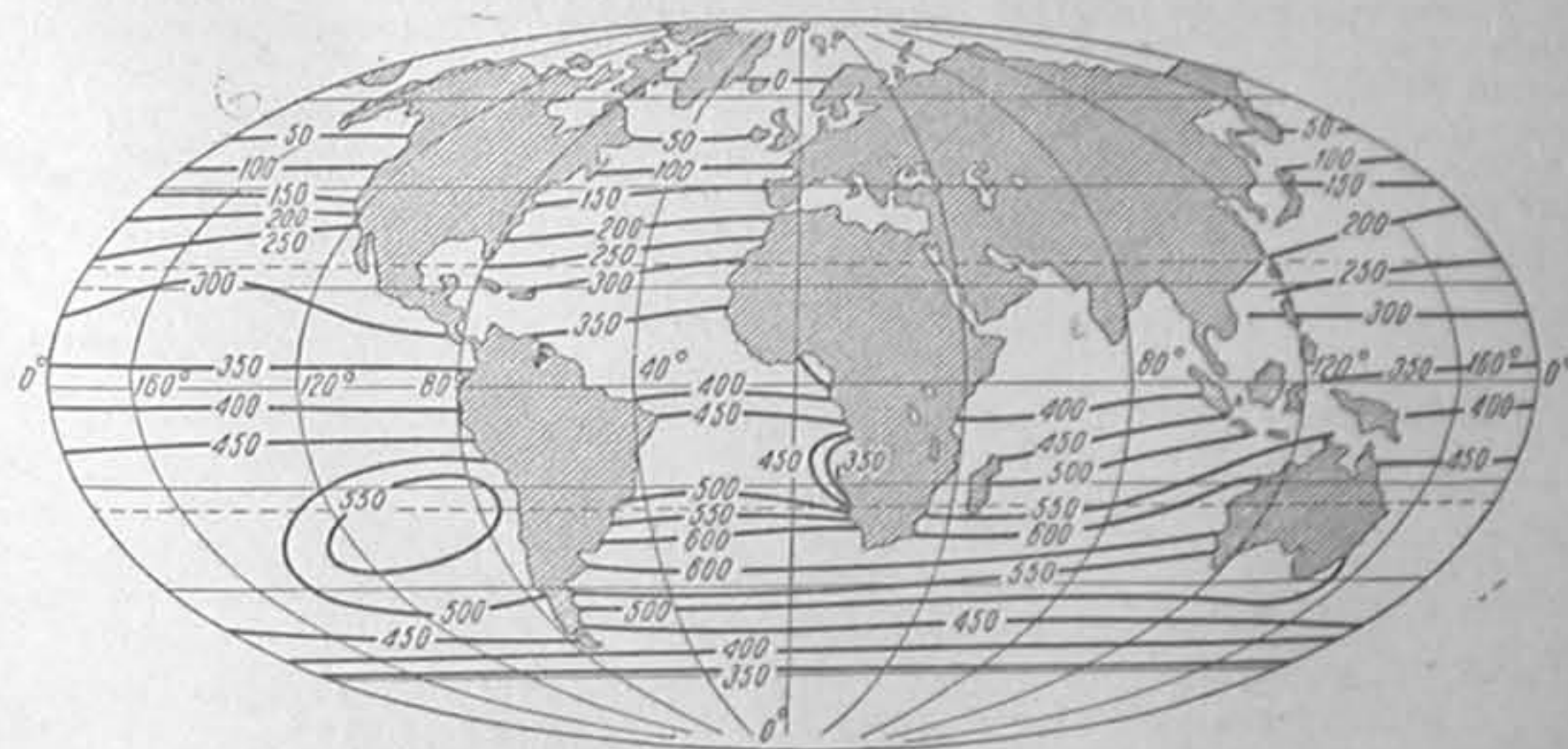
где

$Q_0$  — сумма тепла, падающего на поверхность моря за сутки при условии безоблачного неба,

$C$  — сумма тепла при условии, что часть неба  $C$  покрыта облаками.

На рис. 46 и 47 показаны карты Кимбелла, построенные для средней облачности каждого района на 21 июня и 21 декабря. Цифры, показанные около каждой изоплеты, указывают число *г-кал* энергии, падающей на 1  $см^2$  горизонтальной поверхности за сутки.

На этих картах обращают на себя внимание отклонения изоплет от параллелей (вызванные неравномерным распределением облачности) и, в частности, пониженное количество теплоты, падающей на штилевые зоны океанов.



46. Изоплеты полной (прямая плюс рассеянная) солнечной радиации 21 июня при средней облачности в *г-кал* за сутки на 1  $см^2$  горизонтальной поверхности.

Лучистая энергия, падающая на поверхность моря, как мы видели, частично отражается и уходит в атмосферу и частично преломляется и уходит в воду, где в конечном итоге превращается в теплоту.

Чем меньше глубина проникновения солнечных лучей, тем больше нагреваются поверхностные слои океана. Отсюда между прозрачностью моря и температурой по-







отвующих ветрах значительно выше подстилающей его поверхности. В таком случае мы получаем положительное эффективное излучение, нагревающее поверхность моря.

Так как эффективное излучение океана тем больше, чем меньше содержание водяных паров в атмосфере, то при ясном небе в высоких широтах естественно ожидать больших величин эффективного излучения.

Как на характерный пример можно указать на наблюдения «Персея» 5 сентября 1934 г. в бухте Трауренберг у северного побережья Шпицбергена, 79°58' с. ш., 16°48' в. д.

При совершенно безоблачном небе, штиле, температуре воздуха +2°6, давлении 772.7 мм, относительной влажности 65.0% (минимальная влажность, отмеченная самописцем, за сутки была 59.0%), при температуре воды от поверхности и до дна (глубина 64 м) около 5° и сильно распресненном береговом стоком поверхностным слоем воды, на поверхности моря около полудня (высота солнца 17°) наблюдалось образование тонкого совершенно прозрачного льда, объясняемое излучением.

## § 28. Испарение и конденсация

На границе между воздухом и водой, а также между воздухом и льдом наблюдается постоянный переход молекул воды из жидкой или твердой фазы в газообразную и обратно.

Если количество молекул, перешедших в газообразную фазу, больше количества перешедших одновременно в жидкую или твердую фазу, то мы получаем испарение, в противном случае конденсацию. Динамическое равновесие между этими двумя процессами мы легко получаем в изолированных пространствах. При этом процессы испарения и конденсации непрерывно происходят, но в один и тот же промежуток времени столько же молекул испаряется, сколько и конденсируется. Таким образом в этом случае общее количество пара остается неизменным и называется насыщенным пространством.

При каждой заданной температуре динамическое равновесие наступает только при вполне определенной плотности пара, причем эта плотность повышается с повышением температуры. Действительно, при переходе в область пара молекулы должны преодолеть силы, притягивающие их во внутрь жидкости или льда. Отсюда вылететь в область пара могут только молекулы, кинетическая энергия которых достаточна для преодоления сил притяжения, а направление движения составляет достаточно большой угол с поверхностью воды. Так как при повышении температуры увеличивается число молекул, способных преодолеть сопротивление пограничного слоя, то понятно, что с увеличением температуры плотность насыщенного пара повышается.

Вместо плотности пара удобнее говорить об упругости насыщенного пара.<sup>1</sup>

В табл. 92 показана в миллиметрах ртутного столба упругость насыщенного водяного пара для дистиллированной воды, над водой  $E_w$  и над льдом  $E_l$  при различных температурах.

<sup>1</sup> Если поместить небольшое количество воды в Торичеллиеву пустоту барометра, то вода испарится и пустота насытится водяными парами, т. е. их будет столько, сколько может существовать в газообразном состоянии при данной температуре. Эти пары будут производить известное давление на ртуть, уровень которой соответственно понизится. Понижение ртутного столба, выраженное в миллиметрах служит мерой упругости водяных паров.

Другими словами, упругость насыщенного пара есть давление атмосферы, при котором при данной температуре жидкость закипает. Это определение не совсем точно, так как для кипения упругость пара должна быть несколько больше, но достаточно характеризует явление.

В последней строке этой таблицы показан вес водяных паров в граммах в 1 м<sup>3</sup> насыщенного воздуха.

Упругость насыщенного пара морской воды, как и всякого раствора, меньше, чем чистой воды. Действительно, здесь молекулам, вылетающим при испарении из жидкости, приходится преодолевать не только силы притяжения молекул воды, но и притяжение молекул растворенных веществ, которые при испарении остаются в растворе<sup>1</sup>.

Таблица 92

$t^\circ$	— 50	— 30	— 10	0	10	23	30	50	100
$E_w$	0.048	0.39	2.16	4.58	9.20	17.51	31.7	92.0	760
$E_l$	0.029	0.29	1.97	4.58	—	—	—	—	—
$q$	0.06	0.46	2.36	4.84	9.33	17.12	30.04	82.41	—

Для вычисления понижения упругости насыщенного пара над морской водой Крюммель рассуждал следующим образом:

Пусть температура кипения морской воды при давлении атмосферы, равном  $B$  мм, равна  $100^\circ + \Delta t$ , где  $\Delta t$  — повышение температуры кипения воды данной солености. Понятно, что дистиллированная вода при той же температуре  $100^\circ + \Delta t$  закипела бы только при повышении давления до  $(B + b)$  мм. Так как фактически данная морская вода кипит при давлении  $B$  мм, то, следовательно, давление ее пара будет ниже на  $b$  мм.

В табл. 93 приведена по Крюммелю упругость водяного пара в мм для морской воды различной солености.

Таблица 93

$S_{\text{‰}}$	0	5	10	15	20	25	30	35	40
$E_s$	700	757.87	755.77	753.55	751.53	749.27	747.03	744.77	742.45

Теоретически скорость испарения весьма велика и динамическое равновесие между жидкостью и прилегающим паром, насыщенным при данной температуре пространство, устанавливается очень быстро. Однако образовавшийся почти мгновенно у поверхности воды водяной пар весьма медленно распространяется в воздухе. Только после того как часть пара путем диффузии уйдет от поверхности жидкости, на его место испаряется новое количество пара.

Понятно, что скорость испарения вообще тем больше, чем дальше отстоит от состояния насыщения прилегающая к водной поверхности атмосфера. Последнее определяется или влажным дефицитом ( $\Delta$ ), т. е. разностью между упругостью паров, насыщающих воздух при данной температуре ( $E$ ), и упругостью паров, находящихся в данный момент в атмосфере ( $e$ ), или же относительной влажностью ( $r$ ), т. е. выраженным в процентах отношением упругости пара, находящегося в атмосфере, к упругости насыщенного при данной температуре пара.

Таким образом, имеем:

$$\text{влажный дефицит } \Delta = E - e$$

<sup>1</sup> Теоретически понижение упругости пара над раствором равно:

$$\Delta E = - \frac{m_1}{m_1 + m_2} E,$$

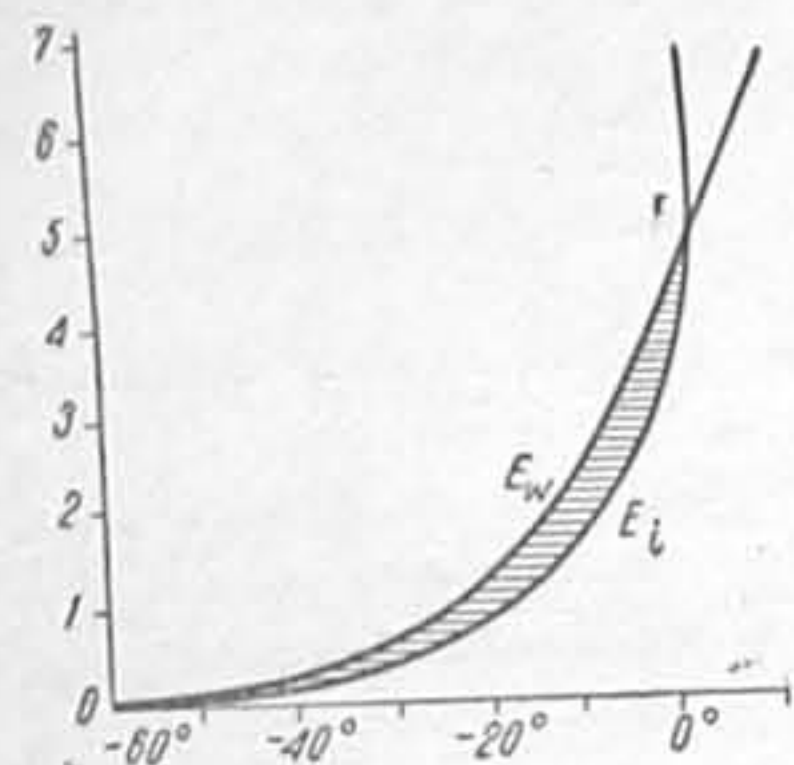
где  $m_1$  — число молекул солей и  $m_2$  — молекул воды.



и относительную влажность  $r = 100 \frac{e}{E}$ .

И влажный дефицит, и относительная влажность в сильнейшей степени зависят от температуры.

Действительно, упругость насыщающего пара при повышении температуры очень быстро увеличивается, и, следовательно, увеличивается и сухость воздуха. При понижении температуры относительная влажность воздуха повышается, и при температуре, называемой точкой росы, когда влажный дефицит равен нулю, а относительная влажность равна 100%, испарение прекращается и начинается конденсация, образование тумана и выпадение росы на поверхность моря.



48. Диаграмма состояния Рузбума.

Упругость насыщающего пара над льдом меньше, чем упругость пара над переохлажденной водой той же температуры. Нагляднее всего это видно из диаграммы состояния Рузбума, воспроизводимой на рис. 48, на которой показаны кривые равновесия фаз пар — вода  $E_w$  и фаз пар — лед ( $E_i$ ). Таким образом, воздух, который для переохлажденной воды является ненасыщенным, для льда той же температуры оказывается насыщенным. Это состояние Ве-

гетер называют «морозным перенасыщением». Отсюда, между паром, водой и льдом одинаковой температуры не может быть равновесия. Водяной пар над льдом будет уплотняться до тех пор, пока вся жидкость не испарится. Тем более не может быть равновесия в присутствии воды и льда разной температуры.<sup>1</sup>

Воздух над морем почти всегда находится в движении. Ветер проносит воздушные массы различной температуры и влажности над областями океана с различными поверхностными температурами, и эти массы то нагреваются, то охлаждаются. В первом случае влажный дефицит увеличивается и испарение усиливается, во втором, наоборот, дефицит уменьшается и усиливается конденсация и образование туманов. Чем больше сближены между собой горизонтальные изотермы поверхностных слоев моря, тем с большей яркостью выступают отмеченные явления. Области соприкосновения холодных и теплых морских течений характерны усиленным испарением при ветре с холодного течения на теплое и сильной конденсацией и туманами при

<sup>1</sup> Вл. А. Березкин указывает, что во время экспедиции на «Садко» в июле—сентябре 1935 г. в 153 случаях из 379 произведенных наблюдений температура воздуха была отрицательной, а в 43 случаях определение влажности оказалось невозможным, так как отчет по смоченному термометру получался выше отчета по сухому термометру психрометра. Эти случаи подвергались тщательной проверке. Причина указанного явления, по Березкину, кроется, повидимому, в большой влажности воздуха и конденсации воды из воздуха на батисте смоченного термометра, сопровождающейся выделением теплоты.

Это явление особенно ярко, когда батист покрывается льдом. Тогда вода из фазы пара переходит в лед и отдает большое количество тепла. Подобное явление наблюдалось и при сравнительно сухом воздухе, но при низких температурах. В момент, когда вода на батисте замерзает, иногда удается наблюдать, как столбик ртутного термометра очень быстро, прямо на глазах, выбрасывается вверх, после чего начинает ползти вниз; а если влажность небольшая, то опускается ниже сухого; если же воздух близок к насыщению, то температура смоченного термометра может остаться и выше сухого, поддерживаемая за счет теплоты конденсации.

ветрах с теплого моря на холодное течение. Наибольшим производителем морских туманов является холодное Лабрадорское течение в районе соприкосновения его с теплыми водами Гольфстрима. Также известен в этом отношении район о. Медвежьего, где соприкасаются воды холодного Медвежьинского и теплые воды Шпицбергенского и Нордкапского течений. Еще характернее эти явления происходят в районах полярных льдов, где мы имеем отличающиеся по температуре подстилающие поверхности льдов и воды. Во время плавания в разреженных льдах при слабом ветре прояснение и затуманивание сменяют друг друга в соответствии с меньшими и большими количествами встречаемого льда.<sup>1</sup>

Испарение и конденсация продолжают и при очень низких температурах воздуха, но при этом абсолютная влажность воздуха настолько мала, что при дальнейшем похолодании и конденсации появляется не туман, а только легкая мгла.

Не менее характерны явления испарения и конденсации при соприкосновении очень холодного воздуха с сравнительно теплой поверхностью моря. В арктических условиях при больших морозах над отдельными полыньями и трещинами море клубится, «как тарелка горячего супа». Объясняется это тем, что испарившиеся с поверхности моря водяные пары, подымаясь вверх, перемешиваются с прилегающим холодным воздухом и конденсируются в клубы тумана, который постепенно рассеивается<sup>2</sup>. Такое явление может перейти в устойчивый зимний туман только при известных условиях. Для этого необходимо, чтобы очень холодный воздух был сверху прикрыт более теплым воздухом, что ограничивает конвекцию. В таком случае небольшое испарение вызывает перенасыщение, а одновременное нагревание может оказаться недостаточным для образования конвекционных токов. Отсюда образование зимних туманов в море возможно только около льдов<sup>3</sup> или сильно охлажденной суши, откуда к морю могут притечь массы очень охлажденного воздуха. В открытых частях океана возможны только летние морские туманы, образующиеся в противоположность зимним только над более холодной поверхностью моря или над льдами.

Неустойчивые зимние туманы, в результате возникающих над более теплыми поверхностями сильных конвекционных токов, вызывают сильное испарение. Отсюда интенсивное испарение снега и льда в полярных областях, а также зимой в умеренных широтах объясняется именно превышением температуры подстилающей поверхности над температурой воздуха.

Таким образом, основным фактором, определяющим испарение или конденсацию, является влажный дефицит, в котором, при суждении об испаре-

<sup>1</sup> Надо заметить, однако, что подобное же чередование прояснений и затуманиваний при слабых ветрах мы встречаем и в туманах свободного от льдов моря, но происхождение этого явления иное. Дело в том, что морские туманы вообще не вызываются испарением. Благодаря разности скоростей ветра над туманом и в самом тумане, на верхней поверхности тумана образуются волны, совершенно подобные гелиголь-ловским волнам, наблюдаемым на нижней поверхности облаков. Естественно, что в долинах этих волн наблюдается разрежение, и в гребнях, наоборот, сгущение тумана. Естественно также, что гребни этих волн тумана располагаются перпендикулярно направлению ветра. Энергичное перемешивание при сильных ветрах уничтожает это явление.

<sup>2</sup> По Митчеллю и Альберсу для образования зимнего тумана температура воздуха должна быть на 10° ниже температуры пресной воды и на 14° ниже температуры морской воды. Зимой же разница температур в полярных условиях доходит до 40°.

<sup>3</sup> Туманные образования во время больших морозов наблюдаются не только над полыньями и трещинами в морском льду, но и над тонким льдом, где атмосфера всегда туманна и малопрозрачна.



нии, упругость насыщающего пара относят к температуре подстилающей поверхности. Чем больше влажный дефицит, тем больше испарение. Температура подстилающей поверхности и воздуха влияет на испарение также косвенным путем, а именно: при высоких температурах при том же количестве паров в воздухе влажный дефицит увеличивается. Наибольшее значение в этом отношении имеет именно повышение температуры подстилающей поверхности, чем вызывается, кроме увеличения влажного дефицита, образование конвекционных токов, уносящих от поверхности воды испарившиеся частицы воды. Последнее представляется весьма важным. Действительно, как мы видели, у поверхности воды почти мгновенно образуется тонкий насыщенный слой воздуха, слегка охлажденный и потому, несмотря на то, что водяные пары легче воздуха, препятствующий дальнейшему испарению. Конвекция разрушает этот слой, но еще большее значение имеет ветер, и потому всегда, чем сильнее ветер, тем сильнее идет испарение.

Ветер именно в море, достигая определенной силы, приобретает для испарения особое значение. Действительно, как только ветер начинает срыгивать гребни волн, мельчайшие капли воды взбрасываются в воздух, турбулентным движением воздуха поднимаются в менее насыщенные слои и здесь испаряются. Кристаллики соли уносятся в атмосферу и, благодаря своей гигроскопичности, в дальнейшем становятся, наряду с отрицательными ионами воздуха, прекрасными ядрами конденсации, необходимыми для образования облаков и туманов<sup>1</sup>.

Первым, отметившим значение солевых ядер конденсации, был Мелландер (1897 г.). Келлер в обсерватории Хальде у Квифорда в Норвегии на высоте 900 м над уровнем моря, в насыщенной парами атмосфере, при температуре 9° нашел 0.00357 г хлора на 1 л воздуха. При исследовании необычайно плотного облака, в котором содержалось 7.9 г воды на 1 м<sup>3</sup> воздуха, было найдено следующее содержание солей (в граммах на 1 м<sup>3</sup>, вычисленных по содержанию хлора в предположении, что отношение солей в облаке то же, что и в морской воде): поваренная соль  $4.0 \cdot 10^{-5}$ , хлористый магний  $0.6 \cdot 10^{-5}$ , сульфат магния  $0.4 \cdot 10^{-5}$ , сульфат кальция  $0.2 \cdot 10^{-5}$ .

Таким образом, по вычислениям Келлера в литре облачного воздуха находится приблизительно  $35 \cdot 10^{-4}$  г соли, в то время как в морской воде приходится приблизительно 35 г на 1 л. Чолики кипятил искусственно приготовленную морскую воду и, смешивая ее пары с дистиллированной водой, получал густой туман. Повидимому, здесь при кипячении он также имел дело с разбрызгиванием и последующим испарением мельчайших брызг в воздухе. Надо упомянуть еще, что Вегенер в Гренландии в 1912—1913 гг. наблюдал туман, состоящий из водяных капель при температуре  $-34^{\circ}.5$ , что возможно только при условии, что водяные капли представляли собой солевой раствор.

Отсюда несомненно, что при испарении, вызванном разбрызгивающим действием ветра (у берегов это явление еще сильнее, благодаря прибою), которое правильно назвать „механическим“ испарением, часть морских солей попадает в атмосферу. В дальнейшем кристаллики этих солей, частично с осадками выпадают в самом океане и частично выпадают на континентах для того, чтобы впоследствии опять возвратиться в океан. Количество таких

<sup>1</sup> В обычном воздухе образование тумана наблюдается при влажности, близкой к насыщению. Если в воздухе имеются гигроскопические (например, солевые) ядра конденсации, то конденсация начинается несколько раньше. Явления пересыщения воздуха водяными парами можно наблюдать только в хорошо профильтрованном, освобожденном от ядер конденсации воздухе.

«циклических» солей недостаточно для уравнивания опресняющего действия испарения, но вовсе не так мало. В Англии ежегодно выпадает 24 кг таких солей на 1 га, на Цейлоне это количество возрастает до 200 кг на 1 га. Изучение озера Сабхар в Индии показало, что его бассейн собирает ежегодно около 3000 т морских солей.

Морской климат характеризуется не столько близостью к морю и не столько малыми годовыми амплитудами температуры и большой влажностью, сколько преобладанием ветров с моря. Эти ветры приносят с собою в очень слабой концентрации морские соли, иодистые испарения прибрежных водорослей и т. д. В этом, вероятно, главная причина благодетельного действия морского климата на человеческий организм.

Уже отмечалось, что испарение морской воды идет несколько медленнее, чем пресной, что также надо приписать тормозящему действию молекул растворенных веществ, благодаря которому упругость насыщающего пара морской воды, как мы видели, понижается пропорционально ее солености. Благодаря тому же фактору, теплота испарения морской воды также должна быть больше, чем пресной.

Окада в Японии испарял в естественных условиях морскую воду, соленостью  $36.6\text{‰}$  при температурах от 5 до  $27^{\circ}.5$  и получил, что испарение морской воды составляло от 95 до 99% от испарения дистиллированной воды.

Испарение крайне осложняется сопутствующими процессами, поэтому очень трудны не только теоретические исследования, но и непосредственные измерения. Действительно, нельзя построить приборы, которые полностью воспроизвели бы естественные условия. Этим объясняется между прочим множество предложенных для скорости испарения эмпирических формул, результаты вычислений по которым весьма отличаются друг от друга.

Ниже проводятся некоторые из формул:

Формула Штеллинга:

$$z = 0.274 \Delta + 0.0317 \Delta w,$$

где

$z$  — высота слоя испарившейся за сутки жидкости в мм,

$\Delta$  — влажный дефицит,

$w$  — скорость ветра в м/сек.

Формула Бигеллоу, выведенная эмпирически в результате специальных исследований на озере Салтон в Калифорнии:

$$z = 0.138 \frac{E de}{e dt} (1 + 0.07w),$$

где

$z$  — высота слоя испарившейся за 4 часа воды в см,

$E$  — упругость паров в мм при температуре воды,

$e$  — упругость паров в мм при температуре воздуха,

$w$  — скорость ветра в км/час,

$\frac{de}{dt}$  — изменение упругости насыщающих паров при данной температуре.

Формула Шулейкина, выведенная эмпирически:

$$E = 5.52 \cdot 10^{-2} \Delta w,$$

где

$E$  — скорость испарения в мг с 1 см<sup>2</sup> в 1 мин.,

$\Delta$  — влажный дефицит в мм,

$w$  — скорость ветра в м/сек.



Формула Майера (с округлением Тихомирова):

$$E = 15\Delta(1 + 0.2w),$$

где

$E$  — скорость испарения в мм/месяц,

$\Delta$  — средний месячный дефицит влажности в мм,

$w$  — средняя месячная скорость ветра в м/сек.

Формула Аполлова, выведенная в результате исследования испарения на Резванском озере:

$$z = 8.7\Delta(1 + 0.24w),$$

где

$z$  — высота слоя испарившейся за месяц жидкости в мм,

$\Delta_1$  — влажный дефицит, рассчитанный по температуре воздуха,

$w$  — скорость ветра в м/сек.

Формула Муранова для Азовского моря:

$$z = 6.12\Delta(1 + 0.397w),$$

где  $z$  — высота слоя в мм, испарившегося за месяц,

$\Delta$  — влажный дефицит в мм,

$w$  — средняя за месяц скорость ветра в м/сек.

Кроме перечисленных существует множество других формул, более трудных для вычисления.

В табл. 94, составленной Свердрупом, приводятся некоторые данные по Атлантическому океану.

Таблица 94

Область по широтам в градусах	Температура		Упругость паров (в мб)			Скорость ветра (в м/сек)	Испарение (в мм) за 24 часа		
	воды	воздуха	$e_w$	$e_z$	$e_w - e_z$		$E_0$	$E_1$	$E_2$
50—40 с	10.8	10.5	12.74	10.10	2.64	8.4	2.2	2.3	2.2
40—30 с	18.3	17.2	20.64	15.73	4.91	6.7	3.2	3.3	3.3
30—8 с	25.4	24.9	31.82	24.92	7.90	6.7	4.3	5.2	5.3
8—3 с	27.4	26.8	35.80	29.26	6.55	2.8	3.0	1.9	1.8
3с.—20ю	25.8	25.7	32.62	25.80	6.82	6.1	4.0	4.1	4.2
20—40 ю	19.5	18.3	22.25	16.85	5.40	5.6	3.2	3.2	3.0
40—50 ю	9.9	8.7	12.00	9.26	2.74	7.8	1.6	2.2	2.1

В этой таблице (в основу которой положены данные и вычисления Бюста) температуры поверхности воды и воздуха взяты Свердрупом из работы Шотта «География Атлантического океана». Давление водяных паров у поверхности моря ( $e_w$ ) получено умножением давления водяных паров при температуре поверхности моря на 0.98 для того, чтобы учесть влияние солености. Давление водяных паров на высоте 6 м ( $e_z$ ) над уровнем моря и скорости ветра на том же уровне ( $w$ ) взяты из данных Бюста.

Испарение за 24 часа ( $E_0$ ) взято из данных Бюста 1920 г., но умножено на 1.22. Это сделано Свердрупом на том основании, что Бюст получил среднее испарение с океана равным 82 см в год, в то время как Мосби, учтя энергию, затрачиваемую на испарение, считает его равным 106 см в год. Отсюда Свердруп считает наиболее вероятным, что годовое испарение с океана достигает 100 см.

Величина  $E_1$  вычислена Свердрупом по полученной им теоретической

формуле вида

$$E_1 = \frac{\beta(l_w - l_z)w}{k l_n \frac{z + z_0}{d + z_0} + dw} = A(e_w - e_z)w,$$

где в коэффициент  $A$  входят: коэффициент диффузии ( $k$ ), толщина слоя диффузии водяных паров ( $d$ ), шероховатость водной поверхности ( $z_0$ ), высота наблюдений ( $z$ ), коэффициент диффузии, отнесенный к давлению пара, ( $\beta$ ) и безразмерная постоянная ( $k_0 = 0.38$ ).

По таблице Свердрупа составлена упрощенная формула:

$$E_2 = 0.1(e_w - e_z)w,$$

где значения те же, что и в основной формуле Свердрупа:

$E_2$  — испарение, выраженное в мм за 24 часа,

$e_w$  — упругость водяных паров в мб, рассчитанная на поверхностные температуры и соленость океана,

$e_z$  — упругость водяных паров в мб на высоте 6 м над уровнем океана,

$w$  — скорость ветра в м/сек на той же высоте над уровнем моря.

Как это видно из таблицы, величина  $E_2$  весьма мало отличается от величины  $E_1$ , вычисляемой по сложной формуле Свердрупа.

Удобство формулы Свердрупа и полученной из нее упрощенной формулы заключается в том, что все входящие в нее данные можно получить из судовых наблюдений, произведенных на обычной высоте над уровнем моря.

Мизин в изучал испарение ровных пластин льда в аэродинамической трубе и получил формулу:

$$E = 1.68 \cdot 10^{-2} \Delta w + 0.02 \Delta,$$

где все величины выражены так же, как и в приведенной выше формуле Шулейкина.

Формулы Шулейкина и Мизина получены по одной и той же методике и потому их можно сравнивать. Оказывается, для чистой и ровной поверхности льда испарение почти в три раза меньше, чем с поверхности воды.

В природе поверхность льда весьма редко бывает ровной и редко не покрыта снегом. Рудовиц, измеряя испарение снега весовым способом, получил в январе 1918 г. испарение снега от 0.3 до 0.9 мм в сутки. Рудовиц приводит также данные Бекера, полученные методом взвешивания (табл. 95).

Таблица 95

Температура воздуха	Испарение за месяц (в мм)
— 10°	2—9
— 3.9	6—36
— 2.8	0—31
+ 1.1	9—41
+ 2.3	7—50
+ 3.3	15—35

Сложность изучения испарения представляет затруднения для обобщающих выводов по испарению как для отдельных районов, так и для всего океана в целом. Однако сопоставление данных распределения влажного дефицита и скоростей ветра приводит к заключению, что в общем случае испарение и потеря тепла на испарение увеличиваются от полюсов к экватору, от зимы к лету, и от ночи к дню.



В табл. 96 приводятся по Вюсту годовые суммы испарения в см по широтам.

Из табл. 96 видно, что над сушей испарение достигает максимума в приэкваториальной полосе, а над морем в приэкваториальной полосе испарение слегка понижается, благодаря влажности воздуха и штилевым погодкам. Испарение в приполярных районах очень мало.

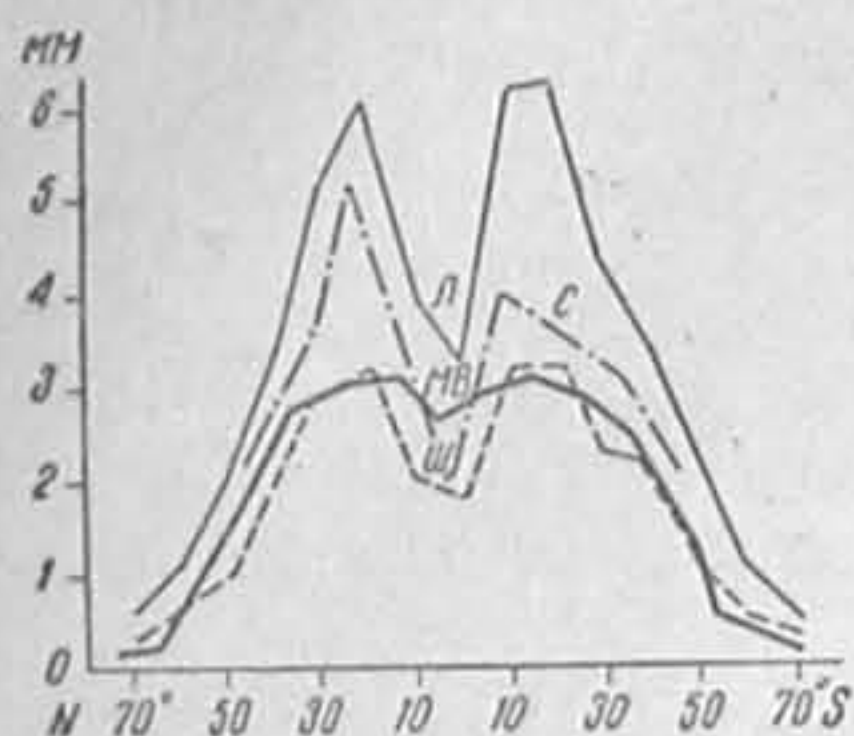


Рис. 49. Кривые испарения в мм за сутки по Лютгенсу (Л), Мерцу и Вюсту (МВ), Шмидту (Ш) и Свердрупу (С).

На рис. 49 показаны кривые испарения на различных широтах в мм за сутки, построенные Лютгенсом (Л), Мерцем, Вюстом (МВ) и Шмидтом (Ш), пользовавшимися различной методикой. На тот же рисунок наложена кривая испарения, вычисленная Свердрупом (С), по его теоретической формуле.

Из рассмотренных кривых видно, что, несмотря на то, что кривые различных авторов сильно отличаются по амплитуде, они сходятся между собой по расположению максимумов и минимумов, и что ход испарения, получаемый по формуле Свердрупа и по простой формуле:  $E_z = 0.1 (e_w - e_z) w$ , ближе всего подходит к кривой Лютгенса.

Таблица 96

Зоны по широте в градусах	Северное полушарие			Южное полушарие		
	Море	Суша	Среднее	Море	Суша	Среднее
0—10	100	115	103	114	122	116
10—20	120	79	109	120	90	113
20—30	115	50	91	112	41	96
30—40	96	38	71	89	51	85
40—50	70	33	51	58	(50)	58
50—60	40	36	38	23	(20)	23
60—70	12	(12)	(12)	(9)	(10)	(9)
70—80	(9)	(9)	(9)	(5)	(5)	(7)
80—90	(5)	(5)	(5)	(0)	(5)	(5)

Всего на океане испаряется за год 84.2 см или 304 200 км<sup>3</sup>  
 » на суше » » 50.4 » » 75 000 »  
 » на земле » » 74.3 » » 379 200 »

## § 29. Осадки и береговой сток

Выпадение осадков всегда распределяет поверхностные слои моря.

Что касается влияния на температуру моря, то в среднем температура осадков несколько ниже температуры воздуха, и только в случае выпадения дождя с градом температура дождя может быть значительно (до 10°) ниже температуры воздуха. Так как в среднем по Шотту температура прилегающего воздуха на 0°.8 ниже температуры поверхности океана, то понятно, что выпадение осадков в общем понижает температуру океана. Особенно сказывается это понижение температуры зимой в умеренных и высоких

широтах, когда осадки выпадают в виде снега, благодаря отнимаемой при таянии теплоте плавления. Как увидим дальше, выпадение снега, опресняющего и охлаждающего поверхностные слои, является в полярных странах очень часто началом льдообразования.

Осадки повышают температуру океана только в зонах холодных течений и в полярных бассейнах. Особое значение в этом отношении приобретает летнее выпадение дождей над частями океана, покрытыми льдом, что сильно ускоряет их таяние.

Считается, что в среднем ежегодно на поверхность океана выпадает около 300 тыс. км<sup>3</sup> осадков, или слой толщиной около 83 см, покрывающий весь Мировой океан. В табл. 97 приводится среднее годовое распределение осадков по земной поверхности по Вюсту.

Таблица 97

Зоны по широте (в градусах)	Северное полушарие			Южное полушарие		
	Море	Суша	Среднее	Море	Суша	Среднее
0—10	140	172	147	95	181	116
10—20	62	95	71	66	110	76
20—30	22	79	43	51	64	54
30—40	51	52	51	88	51	85
40—50	117	51	83	92	87	92
50—60	96	50	69	70	102	79
60—70	48	35	39	(29)	(30)	(29)
70—80	(29)	(26)	(29)	(15)	(30)	(26)
80—90	(15)	(24)	(17)	—	(30)	(30)

Надо отметить, что прибрежные метеорологические наблюдения не дают представления о режиме осадков даже в прилегающей части океана. Действительно, при ветре с моря на наветренных склонах гор образуются восходящие токи, вызывающие конденсацию водяных паров и выпадение осадков, в то время как в небольшом удалении от берега осадков совершенно не выпадает. Поэтому на таблицу Вюста надо смотреть лишь как на первое приближение.

Наибольшее количество осадков выпадает в экваториальном поясе. Этому способствуют высокие температуры моря, большая влажность воздуха и сильные восходящие токи. Здесь количество осадков достигает от 100 до 200 см в год, на островах Тихого океана до 500 см, а на некоторых склонах гор — до 1000 см.

В субтропических зонах преобладают нисходящие токи, вызывающие, как следствие, малую облачность и малое количество осадков. Это зоны усиленного испарения и повышенной солености.

В умеренных широтах, вследствие развитой здесь циклонической деятельности, облачность и количество осадков опять повышаются.

В высоких широтах содержание паров, вследствие низких температур воздуха, мало, и потому количество осадков уменьшается до 20 см и менее.

В экваториальной зоне между 13° с. ш. и 5° ю. ш. годовое количество осадков на восточной и западной стороне континентов и островов почти одинаково. В тропических зонах пассаты, дующие с востока на запад, орошают восточные берега. Выше 40° широты преобладают западные ветры и отсюда здесь, напротив, наиболее орошаемыми являются западные берега.



Вообще, как правило, наиболее орошаемыми являются побережья, где господствуют ветры с моря, и в особенности если ветер, пробежав над значительным пространством теплого моря, встречает высокую горную цепь, тянущуюся вдоль берега.

В выпадении осадков наблюдается и суточный и годовой ход. В общем в течение суток наблюдаются два максимума: послеполуденный, вызываемый усиленными восходящими токами, и предутренний, вызываемый ночным охлаждением. На побережьях и на островах, благодаря бризам, максимум осадков падает на послеполуденные часы.

Годовой ход осадков, подобно суточному, разнообразен. В приэкваториальной полосе наблюдаются два максимума (после равноденствий) и два минимума (после солнцестояний). Между  $10^\circ$  и  $30^\circ$  широты максимум дождей выпадает летом (дождливый период, продолжающийся около 4 месяцев). Этот правильный ход изменяется в прибрежных районах муссонами и пассатами. Между  $30^\circ$  и  $40^\circ$  широты дождей, особенно летом, мало, благодаря тому, что здесь расположены области высокого давления, зимой несколько смещающиеся к экватору. Отсюда здесь зимой осадков больше и они сосредоточиваются у западных берегов континентов. В умеренных широтах, благодаря циклонической деятельности, особенно интенсивной в зимнее время, осадки увеличиваются зимой у западных берегов. В полярных районах максимум осадков приходится на осень, когда вторгающиеся с юга циклоны приносят еще сравнительно теплые и влажные массы воздуха.

Осадки, выпадающие на поверхность океана, помимо изменения температуры и солености поверхностных слоев, отчасти влияют на их химический состав. Разные примеси в атмосфере, как мы видели, становятся ядрами конденсации и затем увлекаются из атмосферы падающими каплями и снежинками. Так, например, иногда дождь содержит в себе пыльцу хвойных деревьев или другие частицы органического происхождения, в отдельных случаях окрашивающие осадки.

Кроме того, обычно в осадках находится некоторое количество соединений азота, образующихся в атмосфере при электрических разрядах. В среднем на литр дождя приходится 1.5 мг, на литр воды из тумана — 4.4 мг и на литр воды из снега — 7.5 мг соединений азота, причем аммиака в осадках содержится приблизительно в три раза больше, чем азотной кислоты. Осадки тропических областей, как правило, более богаты соединениями азота, чем осадки умеренных широт.

Береговой сток составляет всего около 10—12% количества осадков, выпадающих на поверхность Мирового океана, но если по солевому составу осадки мало отличаются от солевого состава океана, то речной сток, как мы видели, отличается значительно. Далее, речной сток распределен по береговой черте крайне неравномерно. Некоторые участки океана почти лишены берегового стока, другие же, наоборот, насыщены. Понятно, что в последнем случае, особенно если реки впадают в небольшие мелководные моря, береговой сток определяет физико-химические характеристики последних.

Кроме неравномерного распределения по береговой черте, береговой сток отличается неравномерностью количеств воды, выносимых в море в различное время года, что обусловлено особенностями питания рек. Различают питание подземное, дождевое, снеговое и др.

Глубокое подземное питание представляет собою для многих рек основной фонд реки и почти не подвержено сезонным колебаниям.

Дождевое питание может быть временным, случайным, а также и сезонным, в зависимости от случайности или сезонности выпадения осадков.

Временные местные дожди, даже ливневого характера, вызывающие иногда выход рек из берегов и затопление окрестностей, в конечном итоге, мало сказываются на режиме прилегающего моря, так как образовавшийся дождевой паводок, распространяясь вниз по реке, постепенно сглаживается. Большую роль играет сезонное соотношение между количеством осадков и испарением. Так, например, в Западной Европе летние осадки превышают зимние, но испарение летом значительно больше и потому здесь характерны подъемы уровня рек и, следовательно, увеличение их расхода в зимнее время. Для Дальнего Востока и Индии характерны муссонные дожди и соответствующее по времени увеличение расхода рек.

Снеговое питание характерно тем, что в течение зимы происходит постепенное накопление осадков и весной — быстрое их таяние, благодаря чему расход рек весной сильно увеличивается.

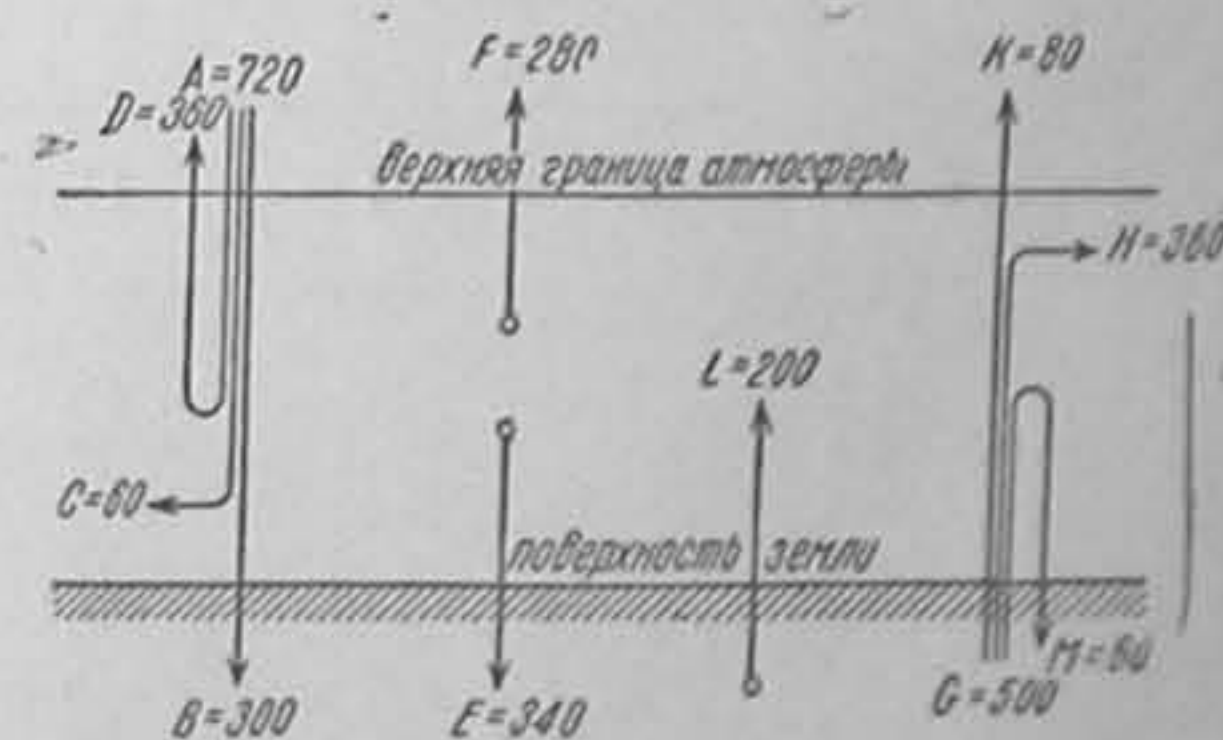
Для рек Советского Союза наиболее характерным является снеговое питание, причем, так как большинство наших рек течет в меридиональном направлении с севера на юг (Волга, Днепр и т. д.), или с юга на север (Обь, Енисей, Лена), для первых мы получаем более раннее вскрытие ото льда у устья и поступление в море сравнительно более холодных вод, а у вторых — более раннее вскрытие у верховьев и поступление в море более теплых вод. Эти обстоятельства, конечно, не могут не сказываться на тепловом и солевом режиме прилегающих к устьям этих рек участков моря.

Надо отметить также, что для замерзающих морей береговой сток имеет значение еще в том отношении, что распресненные прибрежные воды, распространяющиеся по поверхности более тяжелых морских вод, создают благоприятные условия для льдообразования в предзимнее время и, наоборот, в весеннее время те же воды, быстрее прогреваясь на суше, создают благоприятные условия для начала таяния льдов в прибрежной полосе моря. Отсюда море начинает замерзать прежде всего у береговой черты и первые признаки таяния появляются также у береговой черты.

## § 30. Приход-расход тепла

Температура моря, если исключить влияние берегового стока, сказывающегося заметным образом только вблизи берегов, и осадков, выпадающих спорадически, непрерывно изменяется в зависимости от суммарного действия прямой и рассеянной солнечной радиации, эффективного излучения системы вода-атмосфера, конвекции и испарения. Вполне естественно стремление разделить эти процессы и выявить влияние каждого из них в отдельности. Но условия, существующие в природе, весьма многообразны, методы наблюдений еще не совершенны и, главное, самих наблюдений, особенно в открытой части океана, явно недостаточно. Поэтому на приводимые ниже данные о балансе тепла океана надо смотреть лишь как на первое приближение.

Наглядное представление об общем приходе-расходе тепла на земном шаре дает приводимая на рис. 50 схема Дайнса. Схема состав-



50. Схема прихода-расхода лучистой энергии на  $\text{см}^2$  в г-кал за сутки по Дайнсу.

как на первое приближение.

Наглядное представление об общем приходе-расходе тепла на земном шаре дает приводимая на рис. 50 схема Дайнса. Схема состав-



лена в предположении, что половина земного шара прикрыта облаками. Все числа даны в г-кал на 1 см<sup>2</sup> в сутки.

Буквы у стрелок, показывающих направление процесса, имеют следующие значения:

- A* — солнечная радиация на границе атмосферы: 720 г-кал,  
*B* — солнечная радиация, поглощенная земной поверхностью: 300 г-кал,  
*C* — солнечная радиация, поглощенная атмосферой: 60 г-кал,  
*D* — солнечная радиация, отраженная обратно земной поверхностью и атмосферой: 360 г-кал,  
*G* — земное излучение: 500 г-кал,  
*M* — земное излучение, отраженное атмосферой к земной поверхности: 60 г-кал,  
*H* — земное излучение, поглощенное атмосферой: 360 г-кал,  
*K* — земное излучение, уходящее в мировое пространство: 80 г-кал,  
*E* — излучение атмосферы вниз к земле: 340 г-кал,  
*F* — излучение атмосферы в мировое пространство: 280 г-кал,  
*L* — количество тепла, отдаваемое в атмосферу в результате конвекции, теплопроводности, испарения и конденсации: 200 г-кал.

Отсюда температурное равновесие на земле осуществляется следующим образом:

За верхними пределами атмосферы имеем:

$$A = D + F + K$$

или

$$720 = 360 + 280 + 80.$$

В атмосфере имеем:

$$C + H + L = E + F$$

или

$$60 + 360 + 200 = 340 + 280.$$

На земной поверхности имеем:

$$B + E + M = G + L$$

или

$$300 + 340 + 60 = 500 + 200.$$

Более подробное представление о балансе тепла в море дает приводимая ниже табл. 98 Шмидта, в которой сделана попытка разделить процессы по широтам:

Таблица 98

Широты в градусах	I	II	III	IV	V	VI
70 с	150	60	34	94	63	31
60 »	212	83	46	129	67	62
50 »	282	110	59	169	70	99
40 »	352	141	62	203	76	127
30 »	414	240	61	301	84	217
20 »	466	275	66	341	89	252
10 »	496	263	80	343	91	252
0 »	508	208	103	311	91	220
10 ю	496	218	94	312	90	222
20 »	466	242	77	319	88	231
30 »	414	249	58	307	83	224
40 »	352	158	67	225	76	149
50 »	282	90	66	156	69	87
60 »	212	55	56	111	63	48
70 »	150	42	41	83	61	22

В этой таблице приведены количества тепла, рассчитанные в г-кал на 1 см<sup>2</sup> в среднем за сутки.

В первом столбце даны количества тепла, которое доходило бы до поверхности океана, если бы часть солнечной радиации не перехватывалась облаками.

Во втором столбце показаны действительные величины прямой солнечной радиации, доходящие до поверхности океана.

В третьем столбце показаны величины рассеянной солнечной радиации, доходящие до поверхности океана.

В четвертом столбце показаны суммы прямой и рассеянной солнечной радиации, дошедшей до поверхности океана, т. е. сумма столбцов II и III.

В пятом столбце показаны количества тепла, излучаемого океаном обратно в мировое пространство.

И, наконец, в шестом столбце показаны количества тепла, поглощенные океаном, а также истраченные на испарение и конвекцию.

Только для отдельных районов земной поверхности имеются наблюдения, позволяющие несколько детализировать соотношения между отдельными составляющими прихода и расхода тепла.

Приход лучистой энергии складывается из прямой и рассеянной солнечной радиации, а расход — из эффективного земного излучения. Все эти три вида радиации возможны только днем при солнце, не закрытом облаками; ночью возможно только излучение. Облачность уменьшает или даже прекращает прямую радиацию, в большинстве случаев увеличивает рассеянную радиацию и уменьшает или даже прекращает излучение.

В табл. 99 приведены некоторые подсчеты Калитина прихода-расхода лучистой энергии для Слуцка, произведенные в 1929 году для разных высот солнца и при различной облачности и рассчитанные в г-кал на 1 см<sup>2</sup> горизонтальной черной поверхности за сутки.

Таблица 99

Дата	8/I	18/I	4/IV	13/IV
Облачность . . . . .	0	10	0	6—10
Прямая радиация . . . . .	20	0	334	195
Рассеянная радиация . . . . .	12	21	50	133
Земное излучение . . . . .	— 202	— 27	— 202	— 86
Баланс радиации	— 170	— 6	+ 182	+ 242

В результате наблюдений, произведенных предложенным им эвапорометром, и некоторых теоретических соображений Шулейкин дает следующие эмпирические формулы, исчисленные в г-кал на 1 см<sup>2</sup> в сутки.

Потеря тепла на испарение с поверхности моря:

$$Q = -48.2 \Delta w,$$

где

$\Delta$  — влажный дефицит в мм,

$w$  — скорость ветра в м/сек.

Потеря тепла на испарение с поверхности льда:

$$Q = -54.5 \Delta w.$$

Потеря тепла на конвекцию и излучение при условии, что море теплее воздуха,

$$Q = -30(t_w - t_a),$$

где  $t_w$  — температура воды,

$t_a$  — температура воздуха.

Знак минус в этих формулах означает, что море теряет тепло.



Шулейкин отмечает, что эта потеря тепла не зависит от скорости ветра, а исключительно от разности температур. Действительно, при условии, что море теплее воздуха, нагретые частицы воздуха поднимаются вверх, а охладившиеся от соприкосновения с воздухом частицы воды опускаются книзу и таким образом автоматически, без участия ветра, у поверхности раздела поддерживаются однородные условия.

Рассчитывая потерю тепла на испарение по приведенной выше упрощенной формуле Свэрдрупа, получаем:

$$Q = -6.1 (e_w - e_z) w,$$

где

$Q$  — потеря тепла на испарение в г-кал на 1 см<sup>2</sup> в сутки,<sup>1</sup>

$e_w$  — упругость водяных паров в мб, вычисленная по поверхностной температуре и солености океана,

$e_z$  — упругость водяных паров в мб на высоте 6 м над уровнем моря,

$w$  — скорость ветра в м/сек на той же высоте над уровнем моря.

Кузьмин дал теоретическую формулу для потери тепла морем на конвекцию в воздухе при условии, что температура моря выше температуры воздуха. Для случая, когда температура воздуха и скорость ветра измеряются на одной и той же высоте над уровнем моря, эта формула имеет вид

$$W_k = \frac{0.0034 (t_w - t_a) w}{0.067 \left[ \lg \left( \frac{z+z_0}{z_0} \right)^2 + w \Delta z \right]}$$

В этой формуле

$W_k$  — потеря тепла на конвекцию в г-кал с 1 см<sup>2</sup> в 1 мин.,

$w$  — скорость ветра в м/сек,

$t_w$  — температура воды,

$t_a$  — температура воздуха,

$z$  — высота над уровнем моря, на которой измеряются температура воздуха и скорость ветра,

$\Delta z$  — толщина ламинарного слоя воздуха,

$z_0$  — коэффициент шероховатости моря, пропорциональный высоте волны и, следовательно, зависящий от скорости ветра.

Коэффициент шероховатости Кузьмин берет из табл. 100.

Таблица 100

Скорость ветра (в м/сек)	1	2	3	4	5	6	8	10	12	14	16	18	20
Коэффициент шероховатости (в см) . . . . .	0.25	0.75	1.25	2.00	2.50	3.50	6.00	8.75	11.50	15.00	18.75	22.75	27.25

Если температура поверхности моря ниже температуры воздуха, то нижний слой воздуха, охлаждаясь, становится тяжелее вышележащих слоев воздуха, а верхний слой воды, нагреваясь, становится легче нижележащих слоев воды, благодаря чему по обеим сторонам поверхности раздела, при отсутствии турбулентности, образуются своеобразные подушки, задерживающие дальнейший теплообмен и испарение.

Изучая в аэродинамической трубе с помощью эвапорометра Шулейкина положительный теплообмен (вода холоднее воздуха), Пономаренко дал следующую приближенную формулу:

$$+Q = 22 (1 + w) (t_a - t_w).$$

Знак плюс в этой формуле показывает, что в данном случае тепло передается морю от воздуха.<sup>1</sup>

Потеря тепла водой в атмосферу через слой льда, благодаря теплопроводности, по Шулейкину выражается формулой:

$$Q = -432 \frac{t_w - t_a}{i},$$

где  $i$  — толщина льда в см.<sup>2</sup>

Понятно, что если некоторая  $n$ -ая часть поверхности моря покрыта льдом, то общая потеря тепла водой будет равна

$$Q = - \left[ 30 (1 - n) + 432 \frac{n}{i} \right] (t_w - t_a).$$

Пользуясь своими формулами и одновременно измеряя недостающие факторы, влияющие на тепловой режим моря, Шулейкин подсчитывал общий тепловой баланс моря и выявлял значение каждого фактора в отдельности.

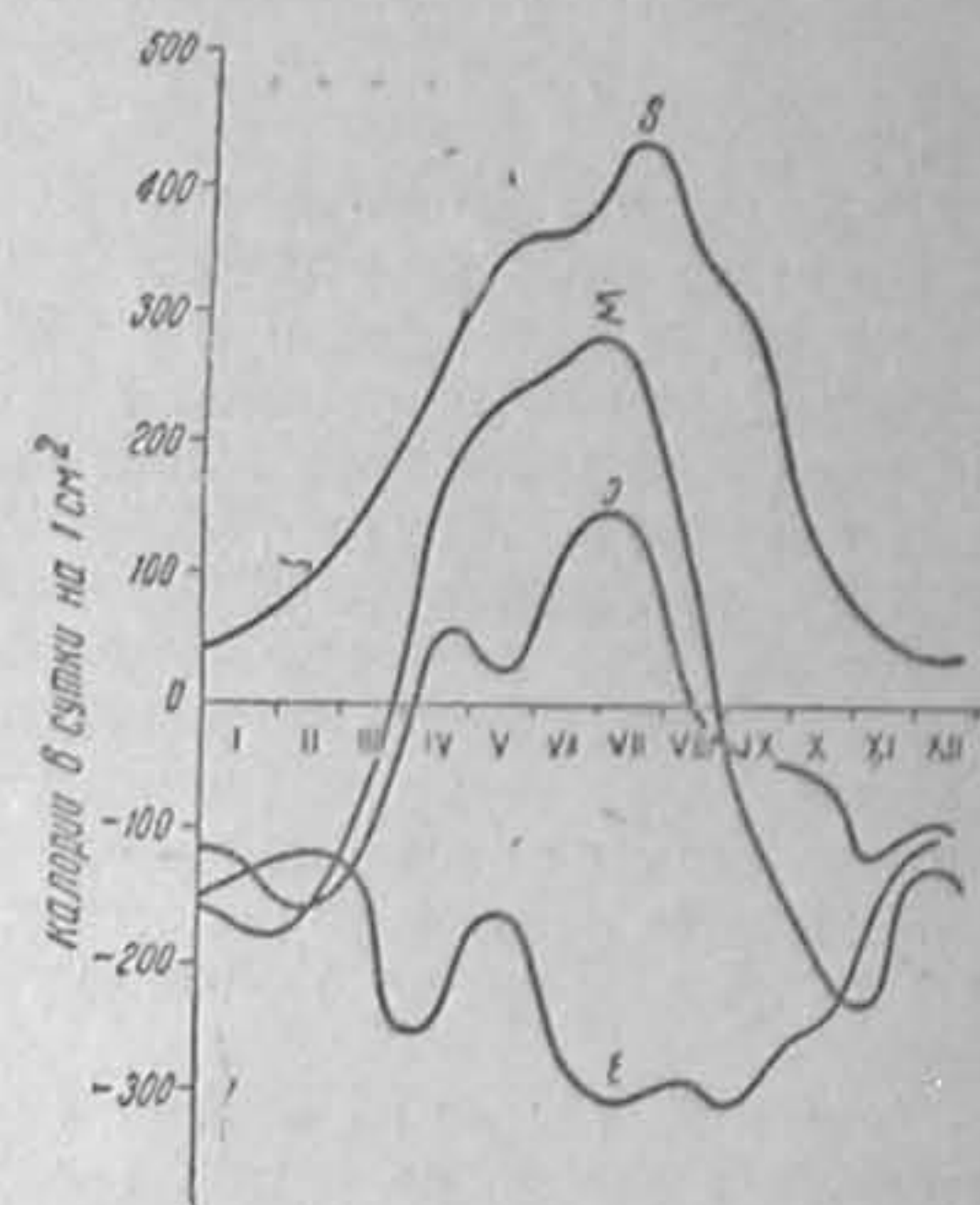
На рис. 51 показан по Шулейкину приход-расход тепла на крымском побережье Черного моря по записям самописцев в течение 1932 г.

Кривая  $S$  представляет собой сумму солнечной радиации, падающей на 1 см<sup>2</sup> поверхности моря за одни сутки. Из рисунка видно, что своей максимальной величины (около 450 г-кал в сутки) эта сумма достигла в середине июля, а своей минимальной величины (около 50 г-кал в сутки) в середине декабря.<sup>3</sup>

Кривая  $E$  представляет собой в том же масштабе потерю тепла на испарение, исчисленную по приведенным выше формулам Шулейкина.

Кривая  $I$  представляет собою обмен тепла между морем и атмосферой, складывающийся из эффективного излучения и конвекции и вычисляемый также по формулам Шулейкина.

Кривая  $\Sigma$  является алгебраической суммой кривых радиации, испарения и теплообмена. Эта кривая показывает, что во второй половине



51. Приход-расход тепла на южном побережье Крыма в течение 1932 г.

<sup>1</sup> При условии, что море холоднее воздуха, имеет место конденсация, сопровождающаяся выделением теплоты, что учитывать весьма трудно. Значение конденсации подтверждается следующим примером:

Для того, чтобы нагреть до 10° 1 м<sup>3</sup> насыщенного влагой воздуха, температура которого в начальный момент была 0°, необходимо затратить около 3050 г-кал. Для того, чтобы охладить до 0° 1 м<sup>3</sup> насыщенного влагой воздуха, температура которого в начальный момент была 10°, необходимо отнять от него около 5850 г-кал. Из этого примера видно, какое большое значение имеют потоки теплого и влажного воздуха, приносимые, например, из Северной Атлантики в течение лета в высокие широты Северного Ледовитого океана и в его окраинные моря.

<sup>2</sup> Для получения этой формулы Шулейкин принял коэффициент теплопроводности морского льда равным 0.005 и считает, что эта формула применима при толщине льда не менее 15 см и при условии, что поверхность льда не покрыта снегом.

<sup>3</sup> Для сравнения можно указать, что по наблюдениям Вл. А. Березкина во время экспедиции на «Садко» в районе к северу от Шницбергера в конце августа 1935 г. 9\*



марта в данном пункте побережья Черного моря приход тепла начал превышать расход и, следовательно, море начало нагреваться. Это нагревание моря продолжалось до начала сентября, когда нагрев опять стал равным охлаждению и в дальнейшем преобладало последнее.

Общий годовой баланс тепла в 1932 г. на южном побережье Крыма по Шулейкину выразился цифрами, приведенными в табл. 101.

Таблица 101

Приход тепла (в г-кал на 1 см <sup>2</sup> )	Расход тепла (в г-кал на 1 см <sup>2</sup> )
Прямая и рассеянная солнечная радиация . . . . . 82 000	Испарение . . . . . 71 000
Теплообмен более холодного моря и более теплой атмосферы (в летнее время) . . 11 000	Теплообмен (в зимнее время) 22 000
Итого . . . . . 93 000	Итого . . . . . 93 000

Понятно, что непрерывные наблюдения над отдельными элементами теплового режима возможны только на прибрежных станциях, которые к тому же, в особенности в отношении ветра, температуры, облачности и осадков, далеко не отражают режима открытого моря. Соответствующие наблюдения морских экспедиций слишком кратковременны для того, чтобы по ним можно было судить об относительной величине каждого отдельного элемента, играющего роль в тепловом режиме моря.

Поэтому для проверки подсчета баланса тепла в каждом отдельном районе океана следует пользоваться температурными данными гидрологических разрезов по выбранным в соответствии с местными условиями направлениям и в сезоны, наиболее характерные для данного района.

В качестве примера таких стандартных гидрологических разрезов можно указать на разрезы по Кольскому меридиану (30°30' в. д.) в Баренцовом море.

Кольский разрез пересекает (приблизительно перпендикулярно) протекающее с запада на восток вдоль Норвежского и Мурманского побережий Нордкапское течение и его температуры служат характеристикой теплового состояния как этого течения, так отчасти и всего Баренцова моря.

В табл. 102 приведены средние годовые и крайние температуры и амплитуды температуры на разрезе по Кольскому меридиану (от 69°30' до 72°30' с. ш.).

В приведенной таблице столбцы средних годовых и минимальных и максимальных месячных температур не требуют особых пояснений. Следует лишь обратить внимание, что средние месячные, средние годовые и крайние средние месячные температуры начала текущего столетия заметно ниже тех же температур периода после 1921 г. и особенно тех же температур после 1930 г. Это явление связано с общим потеплением Арктики, наблюдающимся за последние годы.

В столбце «летний нагрев» взята разность между максимальной средней месячной температурой, наблюдаемой обычно в сентябре или в октябре, и минимальной средней месячной температурой, наблюдаемой в апреле или в мае того же года.

Сумма полной солнечной радиации также достигала 450 г-кал на 1 см<sup>2</sup> за сутки. Из этого примера видно, насколько эффективно нагревание солнечной радиации полярных морей в летнее время.

В столбце «зимнее охлаждение» дается разность между максимальной средней месячной температурой предыдущего года и минимальной средней месячной температурой текущего года.

В последних двух столбцах дано количество тепла в кг-кал, повысившее и понизившее температуру столба воды основанием в 1 см<sup>2</sup> и высотой 200 м.

Таблица 102

Год	Годовая средняя	Минимум	Максимум	Летний нагрев	Зимнее охлаждение	Количество тепла	
						полученного	потерянного
1901	3.06	2.02	4.01	1.99	1.88	39.8	37.6
1902	2.55	1.38	3.55	2.17	2.63	43.4	52.6
1903	3.13	2.25	4.18	1.93	1.30	38.6	26.0
1904	—	2.45	4.70	2.35	1.73	47.0	34.6
1921	—	3.40	5.90	2.50	—	50.0	—
1922	3.97	2.62	5.40	2.78	3.28	55.6	65.6
1923	3.66	2.72	4.50	1.78	2.68	35.6	53.6
1924	3.51	2.31	4.70	2.39	2.19	47.8	43.8
1925	4.05	2.97	5.15	2.18	1.73	43.6	34.6
1926	3.15	1.85	4.44	2.59	3.30	51.8	66.0
1927	3.58	2.48	4.68	2.20	1.96	44.0	39.2
1928	3.83	2.72	5.20	2.48	1.96	49.6	39.2
1929	3.44	2.04	4.98	2.94	3.16	58.8	63.2
1930	4.38	3.40	5.29	1.89	1.58	37.8	31.6
1931	4.01	2.90	5.05	2.15	2.39	43.0	47.8
1932	3.74	2.45	4.90	2.45	2.60	49.0	52.0
1933	4.28	3.15	5.48	2.33	1.75	46.6	35.0
1934	4.40	3.17	5.55	2.38	2.31	47.6	46.2
1935	4.35	3.16	5.52	2.36	2.39	47.2	47.8

Рассматривая причины, вызывающие нагрев и охлаждение Нордкапского течения, получаем, что летнее повышение температур этого течения на Кольском меридиане вызывается следующими факторами:

1. Непрерывным поступлением атлантических вод, всегда более теплых на западе.
2. Увеличением в летнее время напряжения прямой и рассеянной солнечной радиации и уменьшением эффективного излучения.
3. Уменьшением конвекции в атмосфере в силу повышающихся температур воздуха.
4. Уменьшением испарения вследствие уменьшения влажного дефицита.

Играющие в других районах роль береговой сток, осадки и конденсация на Кольском разрезе имеют малое значение. Действительно, береговой сток с Норвежского и Мурманского побережий невелик и его влияние на температуру моря заметно только в прибрежных районах; количество выпадающих в летнее время на поверхность южной части Баренцова моря осадков весьма мало и не сказывается ни на температуре, ни на солености; конденсация мала потому, что температура моря в летнее время мало отличается от температуры воздуха.

Из перечисленных факторов мы, в первом приближении, можем считать летнее уменьшение конвекции и испарения постоянными и приписывать изменения в тепловом режиме Нордкапского течения только двум факторам:



- 1) изменению температуры атлантических вод где-то «вверх» по течению и
- 2) изменению суммарной солнечной радиации.

Последняя зависит от воздушных масс, господствующих над южной частью Баренцова моря в это время года. Юго-западные ветры влекут за собой уменьшение солнечной радиации, но зато одновременно в силу повышенной влажности уменьшают излучение. Северные мало влажные ветры увеличивают радиацию, но увеличивают и излучение. Таким образом, величина суммарной радиации определяется синоптическими процессами. Памятуя отмеченное одновременное увеличение или уменьшение солнечной радиации и земного излучения при противоположно направленных воздушных потоках, а следовательно, при наиболее отличающихся друг от друга по своим физическим характеристикам воздушных массах, мы можем в еще более грубом приближении<sup>1</sup> приписывать изменения в повышении температуры Нордкапского течения на Кольском меридиане исключительно изменениям режима атлантических вод «вверх» по течению. Это предположение подтверждается подмеченным еще Нансеном и Голланд-Гансеном фактом, что аномальные повышения температуры атлантических вод у берегов Бергена сказываются через год у Лофотенских островов и еще через год в Баренцовом море.

Понятно, что изменение теплового режима атлантических вод определяется не только температурой, но и скоростью этих вод.

Что касается зимнего охлаждения, то оно определяется следующими факторами:

1. Непрерывающимся и зимой подтоком с запада более теплых атлантических вод. Действительно, доказано, что в любое время года температуры воды на тех же горизонтах на западе выше, чем на востоке.
2. Уменьшением напряжения солнечной радиации (до нуля в ноябре—январе) и увеличением излучения.
3. Увеличением конвекционных явлений в силу большой разницы температур воды и воздуха.
4. Увеличением испарения в силу обычного осенью и зимой увеличения скорости ветра.
5. Выпадением осадков, хотя и незначительных по количеству, но в виде снега, что влечет за собой сильное охлаждение, благодаря поглощению при таянии теплоты плавления.

Остальными факторами, а именно конденсацией и береговым стоком, мы также можем пренебречь.

Сравнивая факторы, управляющие нагревом и охлаждением южной части Баренцова моря, мы видим, что, во-первых, в охлаждении заметно участвуют осадки, которыми мы при рассмотрении нагрева в первом приближении пренебрегли.

Во-вторых, даже в самом грубом приближении, при рассмотрении изменений в величине охлаждения мы не имеем права пренебречь конвекцией и испарением. Из года в год более или менее постоянным мы можем считать только уменьшение напряжения солнечной радиации.

Действительно, изменения в температуре атлантических вод «вверх» по течению неизбежно будут сказываться, как и при нагреве. Но, кроме того, излучение, определяемое облачностью, конвекция и испарение, определяемые разностью температур и силой ветра, и осадки зависят от происхождения и характеристики воздушных масс, проносящихся в этот сезон над южной частью Баренцова моря.

<sup>1</sup> Необходимость этого предположения вызывается недостатком материалов.

Таким образом, если изменения в летнем нагреве нордкапских вод по Кольскому меридиану зависят почти исключительно от гидрологических факторов, изменения в зимнем охлаждении зависят не в меньшей степени и от синоптических процессов, развертывающихся в зимнее время. Это обстоятельство значительно усложняет явление и служит объяснением факту, что в то время, как изменения летнего повышения температуры на Кольском меридиане из года в год за весь период наблюдений колеблются в пределах одного градуса, изменения в зимнем понижении температуры достигают двух градусов.

Разрез по Кольскому меридиану в Баренцовом море, как уже указывалось, пересекает Нордкапское течение. Измеряя температуру на Кольском меридиане постоянно на одних и тех же географических координатах, мы измеряем температуры различных водных масс. Для суждения о фактическом изменении температуры какой-либо водной массы и, следовательно, о фактическом теплообмене вода-атмосфера нам нужно измерять температуры в океанографических координатах.

Для суждения об изменении температур воздушных масс по наблюдениям на метеорологических станциях Фрицом Моллером была использована следующая формула:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial T}{\partial x} \frac{dx}{dt}$$

Эта же формула применена впервые Сомовым для суждения о тепловом режиме Нордкапского течения.

В этой формуле

$\frac{dT}{dt}$  — изменение температуры во времени одной и той же водной массы, т. е. изменение температуры во времени в океанографических координатах.

$\frac{\partial T}{\partial t}$  — изменение температуры во времени в географических координатах (в нашем примере изменение температуры на Кольском меридиане).

$\frac{\partial T}{\partial x}$  — градиент температуры в море по направлению течения и

$\frac{dx}{dt}$  — скорость течения.

Понятно, что величина  $\frac{\partial T}{\partial x} \frac{dx}{dt}$  есть изменение температуры, обусловленное приносом тепла сверху по течению.

Из формулы следует, что для возможности ее применения необходимо делать поперек данного течения по крайней мере два параллельных гидрологических разреза (для вычисления градиента температуры в направлении течения) и, кроме того, определять скорость течения между этими разрезами. Разрезы, пересекающие Нордкапское течение (кроме Кольского меридиана), в Баренцовом море делались по 38 меридиану и по направлению Нордкап—о. Медвежий. При сравнении разрезов по Кольскому меридиану и по линии Нордкап—о. Медвежий выяснилось, что во все времена года первый разрез приблизительно на 1° 5' холоднее второго<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Возможно, что при более точных исследованиях будут подмечены сезонные и вековые колебания этой величины, но сейчас для суждения об этом данных недостаточно.



Что касается средней скорости Нордкапского течения от линии Нордкап — о. Медвежий до Кольского меридиана, то здесь мы располагаем данными еще менее точными. Судя по имеющимся картам течений, надо считать, что атлантическим водам для прохождения от линии Нордкап — о. Медвежий до Кольского меридиана необходимо по крайней мере три месяца, другими словами, средняя скорость течения — около 5 см/сек. Таким образом столбик воды высотой 200 м при путешествии от Нордкапа до Кольского меридиана и зимой и летом понижает свою температуру в среднем на полградуса за каждый месяц.

Применяя приведенные формулы и расчет к конкретному случаю, получаем, что, например, с 15 мая по 15 июня 1934 г. температура на Кольском меридиане повысилась с 3°.22 до 4°.06, т. е. на 0°.84, следовательно

$$\frac{\partial T}{\partial t} = 0°.84$$

Откуда из формулы (так как градиент температуры отрицателен) получаем:

$$\frac{dT}{dt} = 0°.34.$$

Другими словами, получаем, что повышение температуры движущихся Нордкапских вод от поверхности и до глубины 200 м с 15 мая по 15 июня было равно 0°.34, или, если теплоемкость воды считать равной единице, под каждым см<sup>2</sup> Нордкапского течения теплосодержание увеличилось на 6.8 кг-кал.

С 15 января по 15 февраля 1935 г. средняя температура по Кольскому меридиану понизилась с 4°.25 до 3°.65, т. е. на 0°.60. Следовательно за это время понижение температуры в океанографических координатах было равно 1°.10, другими словами, каждый см<sup>2</sup> Нордкапского течения за это время отдал атмосфере 22 кг-кал.

Продолжая рассуждения дальше, мы видим, что, несмотря на летнее повышение температуры разреза по Кольскому меридиану, почти балансирующееся с зимним охлаждением, ежегодно каждый см<sup>2</sup> Нордкапского течения (между Нордкапом и Кольским меридианом) отдает атмосфере по крайней мере 120 кг-кал в год.

Теплоотдача 120 кг-кал в год получена при предположении, что разность между температурами на Нордкапском и Кольском разрезах постоянна и равна 1°.5 и что средняя скорость Нордкапского течения на рассматриваемом участке также постоянна и равна 5 см/сек. Возможно, что горизонтальный градиент температуры вдоль Нордкапского течения имеет сезонный и вековой ход. Об этом мы пока судить не можем, но вряд ли он значителен. Что касается изменений скорости нордкапских вод сезонных и вековых, то качественно их во всяком случае можно считать доказанными. Но, если при предположенной скорости в 5 см/сек и градиенте температуры, равном 1°.5, годовая отдача тепла атмосфере равна 120 кг-кал, то ясно, что при изменении скорости только на 1 см/сек отдача тепла изменяется на 24 кг-кал, т. е. значительно превосходит то, что получается при рассмотрении изменений температуры в географических координатах.

Приведенные рассуждения дают понятие о значении атлантических вод и в частности Нордкапского течения, на климатические условия районов, куда проникают проносящиеся над Баренцовым морем и согреваемые им воздушные массы.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Понятно, что приведенная формула может быть применена не только к теплым, но и к холодным течениям, причем знак градиента температуры меняется на обратный.

Южная часть Баренцова моря для суждения о приходе-расходе тепла представляется сравнительно простой. В северной части этого моря вопрос обстоит сложнее. Здесь приходится считаться с образованием и таянием льдов и с конденсацией водяных паров, неизбежной в летнее время, когда подстилающая поверхность холоднее проносящихся воздушных масс. Наличие здесь льдов, поглощающих при таянии и отдающих при образовании значительные количества тепла и одновременно опресняющих или осолоняющих воды, усложняет подсчет прихода-расхода тепла еще тем, что в каждом окраинном море Северного полярного бассейна имеют место принос и вынос изменяющегося от года к году количества льдов.

Считается, например, что из центральной части Северного Ледовитого океана через пролив Гренландия — Шпицберген ежегодно выносятся около 2000 км<sup>3</sup> морского льда. Пренебрегая температурой этих льдов, мы получаем, что при их образовании морем было отдано атмосфере около 15·10<sup>16</sup> кг-кал тепла. Это тепло безусловно сыграло свою роль в повышении температур воздуха над Полярным бассейном.

Еще сложнее обстоит вопрос с анализом прихода-расхода тепла в таких морях, как Карское, братьев Лаптевых и других, где большую роль, кроме льдов, играет вынос тепла реками.

В табл. 103 приводятся некоторые данные по рекам, впадающим в Карское море, по Антонову.

Таблица 103

Река	Расход		Количество тепла		
	м <sup>3</sup> /сек	км <sup>3</sup> /год	%	кг-кал/год × 10 <sup>12</sup>	%
Обь	14 000	440	44	4400	54.0
Енисей	13 200	410	41	3200	39.3
Остальные	4 800	150	15	540	6.7
	32000	1000	100%	8140	100%

Как указывает Антонов, вынос в Карское море тепла реками испытывает значительный сезонный ход. Так, с ноября по апрель выносятся всего 17.5% и с мая по октябрь остальные 82.5% тепла. В течение летнего сезона вынос тепла также весьма неравномерен, что видно из табл. 104 (по Антонову).

Таблица 104

Количество тепла (по месяцам), вносимое реками в Карское море						
Месяц	VI	VII	VIII	IX	X	Сезон
10 <sup>12</sup> кг-кал	1530	3410	2120	900	180	8140
%	18.8	41.8	26.1	11.0	2.2	100

Антонов обращает внимание, что приблизительно половина всего тепла карских рек выносятся в течение одного месяца, а именно июля. Это тепло идет, с одной стороны, на непосредственное разрушение льдов и, с другой стороны, на нагревание атмосферы и последующее таяние.

Нетрудно подсчитать, что тепла, выносимого карскими реками, достаточно для того, чтобы растопить приблизительно 50 000 км<sup>2</sup> льдов, средняя



толщина которых равна 2 м. Понятно, что изменения в этом количестве тепла, а главное сдвиг фазы оказывают самое существенное влияние на состояние льдов в прилегающих районах Карского моря.

### § 31. Приход-расход влаги

Круговорот влаги на земле по Брюкнеру, исходящему из положения, что количество воды в океане не меняется, выражается следующими уравнениями:

Осадки на океане = испарению с океана — береговой сток.

Осадки на суше = испарению с суши + береговой сток.

Понятно, что эти формулы справедливы только для большого количества лет, когда исключаются случайные годовые отклонения от нормы.

Понятно также, что вычисления отдельных исследователей по этим формулам весьма отличаются друг от друга. Ниже приводятся исчисления Фриче и Вюста, дающие годовой оборот влаги (табл. 105).

Таблица 105

Испарение с моря . . . . .	307 000 км <sup>3</sup>	77%
» с суши . . . . .	81 000 »	23%
Осадки на море . . . . .	277 000 »	71%
» на суше . . . . .	111 000 »	29%
Береговой сток . . . . .	30 000 »	1

В табл. 106 приведены сопоставления испарения и осадков в различных областях океана в сантиметрах за год.

Таблица 106

Зона широты (в градусах)	Северное полушарие			Южное полушарие		
	Испарение	Осадки	Разность	Испарение	Осадки	Разность
0—10	100	140	+ 40	114	95	— 19
10—20	120	62	— 58	120	66	— 54
20—30	115	22	— 93	112	51	— 61
30—40	96	51	— 45	89	88	— 1
40—50	70	117	+ 47	58	92	+ 34
50—60	40	96	+ 56	23	70	+ 47
60—70	12	48	+ 36	(9)	(29)	(+ 20)
70—80	(9)	(29)	(+ 20)	(5)	(15)	(+ 10)
80—90	(5)	(15)	(+ 10)	(0)	—	—

Из сопоставления приведенных данных вытекает, что только небольшая часть, а именно около 10%, испарившейся с океана влаги уносится с океана и выпадает на суше, возвращаясь в дальнейшем в океан в виде берегового стока. Остальная часть испарившейся с океана воды выпадает в самом океане в виде осадков, распределяясь, однако, по океану далеко не равномерно. В низких широтах, за исключением экваториальной полосы северного полушария, испарение превышает осадки, и здесь идет постоянное осолонение океана. Наоборот, в умеренных и высоких широтах

<sup>1</sup> При исчислении берегового стока Фриче не принял во внимание сток в Северном полярном бассейне и отчасти сток рек сибирского бассейна Тихого океана, так что цифра эта заведомо несколько преуменьшена.

осадки преобладают над испарением, и здесь происходит постоянное опреснение океана; общий баланс влаги поддерживается морскими течениями.

Для суждения о балансе воды и солености в отдельных морях Мирового океана сделаем следующие предположения:

1) объем воды в данном море остается неизменным, другими словами, средний уровень моря не меняется и

2) средняя соленость данного моря также не меняется.

При таких предположениях для требуемого равновесия водных масс мы будем иметь равенство:

Осадки + береговой сток + приток воды из других бассейнов = испарение + отток воды в соседние моря.

Называя в этом равенстве пресным балансом: осадки + береговой сток — испарение и обозначая его через  $V_3$ , получаем формулу водного баланса:

$$V_1 + V_3 = V_2,$$

где

$V_1$  — объем воды, притекающий из соседних морей и

$V_2$  — объем воды, вытекающий из данного моря.

Пресный баланс, в зависимости от относительной величины входящих в него факторов, может быть как отрицательным, так и положительным. В первом случае мы получаем положительный водообмен моря с океаном (приток океанских вод больше выхода в океан вод данного моря), во втором — отрицательный.

Для соблюдения постоянства средней солености моря необходимо следующее равенство:

$$V_1 S_1 = V_2 S_2,$$

где

$S_1$  — соленость вод, притекающих из океана, и

$S_2$  — соленость вод, вытекающих из данного моря<sup>1</sup>.

Из первого равенства следует, что если в данном море пресный баланс равен нулю, т. е. осадки + береговой сток в точности равны испарению, то

$$V_1 = V_2.$$

Откуда

$$S_1 = S_2.$$

Если  $S_1$  больше  $S_2$ , то водообмен с другими морями отрицателен, если  $S_1$  меньше  $S_2$ , то положителен.

Предположим теперь, что во всем море немедленно по поступлении в него чуждых вод идет их полное перемешивание с основной массой воды данного моря.

В таком случае после перемешивания с поступившими водами средняя соленость вытекающей воды равна средней солености данного моря.

Перемешивание поступающих вод с основной массой воды данного моря никогда не происходит мгновенно, а, наоборот, требует больших промежутков времени. Отсюда обычно средняя соленость моря заключается между соленостями вытекающих и втекающих в данное море вод.

Несложные подсчеты показывают, что чем большие объемы воды проходят благодаря перемешиванию через пограничные поверхности, разделяющие друг от друга отдельные слои данного моря, по сравнению

<sup>1</sup> Это равенство верно в предположении, что соленость моря не изменяется растворением береговых пород и донных отложений или солевыми отложениями на дне моря.



с объемами поступающих и вытекающих из данного моря вод, тем ближе средняя соленость моря к солености вытекающих вод. Отсюда средняя соленость моря тем ближе к солености вытекающих вод, чем меньше пресный баланс данного моря, чем меньше водообмен с прилегающими морями по сравнению с общей массой вод данного моря и чем больше скорость перемешивания.

Баланс влаги (следовательно и водообмен) и солености в каждом отдельном море проще всего получить, измеряя скорости течений и солености на гидрологических разрезах поперек проливов, соединяющих данное море с прилегающими частями океана.

Необходимые формулы легко получаются из уже выведенных, а именно:

$$V_s = Q_1 u_1 - Q_2 u_2,$$

где

$Q_1$  и  $Q_2$  — площади противоположно направленных потоков в проливах и

$u_1$  и  $u_2$  — соответственные средние скорости этих потоков.

Из формул водного баланса вытекает весьма простой прием Кнудсена расчета скоростей течений в проливах.

Предположим, что по оси пролива, в котором совершается водообмен с прилегающим морем, сделаны две гидрологических станции  $A$  и  $B$ .

Пусть

$u_a$  и  $u_b$  — скорости поверхностного течения,

$v_a$  и  $v_b$  — скорости глубинного течения,

$S_a$  и  $S_b$  — солености поверхностного слоя,

$\sigma_a$  и  $\sigma_b$  — солености глубинного слоя.

Из условия баланса (неизменность уровня) получаем:

$$u_a - u_b = v_a - v_b$$

и

$$u_a S_a - u_b S_b = v_a \sigma_a - v_b \sigma_b.$$

Если допустить, что средняя соленость на станциях  $A$  и  $B$  остается неизменной, то

$$\begin{aligned} u_a S_a &= v_a \sigma_a \\ u_b S_b &= v_b \sigma_b. \end{aligned}$$

Из этих уравнений получаем

$$\begin{aligned} u_b &= \frac{\sigma_a - S_a}{\sigma_b - S_b} \frac{u_a}{S_a} S_b \\ v_b &= \frac{\sigma_a - S_a}{\sigma_b - S_b} \frac{u_a}{S_a} \sigma_b \\ v_a &= \frac{u_a}{S_a} S_a. \end{aligned}$$

Из этих формул следует, что, зная распределение солености и измерив одну из скоростей, мы получаем остальные три скорости.

Понятно, что применение этих формул возможно и для открытых частей моря, если при этом учитываются факторы, искажающие его динамический режим и уровень.

Применяя формулы Кнудсена к подробным картам солености Северного моря, оказалось возможным получить относительные скорости течений в этом море, их сезонные изменения, а также выяснить источники происхождения отдельных водных масс.

Баренцovo море соединено с прилегающими морями несколькими проливами, через которые происходит непрерывный водообмен, причем в каждом проливе существуют противотечения, омывающие берег с правой стороны, как это и является обычным для северного полушария.

Применяя косвенный (динамический) метод вычисления элементов морских течений, Океанографическим институтом получены цифры суточного прихода и расхода вод через три главнейших пролива этого моря, отнесенные к осени (август—сентябрь) 1931 г. (табл. 107).

Таблица 107

Название пролива	Площадь сечения пролива (в км <sup>2</sup> )	Приход в Баренцovo море (км <sup>3</sup> /сутки)	Расход из Баренцова моря (км <sup>3</sup> /сутки)
Нордкап—о. Медвежий	128.4	127.7	97.6
Шпицберген—Земля Франца-Иосифа	44.5	38.0	68.3
Земля Франца-Иосифа — Новая Земля	107.3	49.2	43.2

Поступающие и выходящие из одного и того же пролива Баренцова моря воды отличаются друг от друга по своей температуре и солености. Так, например, через пролив Нордкап—о. Медвежий в Баренцovo море, прижимаясь к норвежскому побережью, поступают теплые и соленые воды Нордкапского течения. Прижимаясь к мелководью о. Медвежьего, из Баренцова моря уходят более холодные и менее соленые воды Медвежьинского течения.

От сезона к сезону и от года к году количество, температура и соленость этих вод изменяются. Так, по Ледневу на разрезе Нордкап—о. Медвежий приход в Баренцovo море атлантических вод колебался в пределах, указанных в табл. 108.

Таблица 108

Дата разреза	Приход (в км <sup>3</sup> /сутки)
2—4 июля 1929 . . . . .	127.7
27—30 марта 1930 . . . . .	107.1
2—4 мая 1931 . . . . .	186.7
3—5 июля 1931 . . . . .	163.3
30 октября—1 ноября 1931 . . . . .	112.7
30 августа—3 сентября 1932 . . . . .	193.3
31 января—7 февраля 1933 . . . . .	200.4
20—23 августа 1933 . . . . .	155.0
9—12 августа 1934 . . . . .	132.0

Из таблицы следует, что в среднем, например, за 1931 г. поступление атлантических вод в Баренцovo море было равно 56 000 км<sup>3</sup>. Но общий объем Баренцова моря равен 271 000 км<sup>3</sup>. Отсюда одно только поступление атлантических вод через пролив Нордкап—о. Медвежий способно обновить весь запас воды этого моря приблизительно в пять лет, а поступление вод через три главных пролива (Нордкап—о. Медвежий, Шпицберген—Земля Франца-Иосифа, и Земля Франца-Иосифа—Новая Земля) способно сделать то же в 3.5 года.

Количество осадков и величина испарения для открытой части Баренцова моря известны плохо. Считая, что для данных широт осадки превышают испарение приблизительно на 20 см в год, получаем, что при общей



площади этого моря равной  $136\,000\text{ км}^2$ , годовой приход осадки — испарение составляет всего  $272\text{ км}^3$ , т. е. крайне незначителен по сравнению с водообменом с прилегающими морями.

Сравнительно незначителен также в Баренцовом море приток береговых вод, и поэтому соленость вытекающих из Баренцова моря вод (около  $34.6\text{‰}$ ) мало отличается от солености втекающих в него атлантических вод ( $35\text{‰}$ ).

Северные проливы Баренцова моря трудно доступны и мало изучены и потому соответствующие подсчеты по этому морю еще не закончены. Проще обстоит дело с некоторыми другими морями и заливами.

Так, например, Азовское море отличается своими малыми глубинами (наибольшая глубина  $14.5\text{ м}$ ) и поэтому конвекционное и ветровое перемешивание осуществляется в нем до дна.

Отсюда мы можем для него считать применимой следующую формулу:

$$V_1 S_1 = (V_1 + V_3) S,$$

где

$V_1$  — объем воды, втекающей из Черного моря через Керченский пролив,

$S_1$  — соленость втекающей черноморской воды, равная  $17\text{‰}$ ,

$S$  — средняя соленость азовской воды, равная приблизительно  $11\text{‰}$ ,

$V_3$  — пресный баланс, равный приблизительно  $24\text{ км}^3$  в год, или приблизительно  $1/10$  объема Азовского моря.

Отсюда получаем, что для равновесия из Черного моря в Азовское должно поступать ежегодно  $41\text{ км}^3$  воды соленостью  $17.0\text{‰}$ , а вытекать  $41 + 24 = 65\text{ км}^3$  воды соленостью  $11\text{‰}$ .

В приведенной формуле можно считать постоянной величину  $S_1$  — соленость Черного моря. Величины же пресного баланса и поступления черноморских вод могут колебаться в связи с многими причинами в значительных пределах. Отсюда должна изменяться и соленость Азовского моря.

Так, предположив, что приток черноморских вод остается неизменным и равным  $41\text{ км}^3$  в год, а пресный баланс (положительный) уменьшился до  $12\text{ км}^3$  в год, мы получим, что соленость Азовского моря в окончательном итоге должна повыситься до

$$S' = \frac{V_1 S_1}{V_1 + V_3} = 13.2\text{‰}.$$

Это повышение солености, понятно, произойдет не сразу, а постепенно и вообще тем скорее, чем меньше объем данного моря и чем больше водообмен с прилегающим морем.

Приведенный пример заимствован у Самойленко. Для суждения о времени, необходимом для установления нового равновесия, после того как один из факторов формулы водного баланса изменился, Самойленко воспользовался следующим приемом<sup>1</sup>.

Для простоты предположим, что уменьшился береговой сток, а следовательно и отток вод из моря. Сохраняя те же обозначения, что и раньше, и относя приход и расход влаги к одному году, получим, что благодаря уменьшению величины берегового стока через год соленость повысится на величину

$$\Delta S_1 = \frac{V_1 S_1 - V_2 S}{V},$$

где  $V$  — объем Азовского моря, и станет равной  $S + \Delta S_1$ .

<sup>1</sup> Несколько ранее Самойленко этот же прием был использован В. А. Бергом для суждения о солевом режиме Балтийского моря.

По истечении второго года при тех же условиях соленость повысится на величину

$$\Delta S_2 = \frac{V_1 S_1 - V_2 (S + \Delta S_1)}{V}$$

Откуда

$$\Delta S_2 = \Delta S_1 \left(1 - \frac{V_2}{V}\right) = \Delta S_1 k.$$

Понятно, что годовое осолонение через  $n$  лет будет равно:

$$\Delta S_n = \Delta S_{n-1} k = \Delta S_1 k^{n-1}.$$

Соленость бассейна через  $n$  лет будет равна или

$$S_n = S + \Delta S_1 + \Delta S_2 + \dots + \Delta S_{n-1}$$

$$S_n = S + \Delta S_1 (1 + k + \dots + k^{n-1})$$

$$S_n = S + \Delta S_1 \frac{1 - k^n}{1 - k}.$$

Подставляя в последнюю формулу вместо  $\Delta S_1$  и  $k$  их значения, полученные раньше, имеем:

$$S_n = S + \frac{V_1 S_1 - V_2 S}{V} \frac{1 - \left(1 - \frac{V_2}{V}\right)^n}{1 - \left(1 - \frac{V_2}{V}\right)} = S + \frac{V_1 S_1 - V_2 S}{V_2} \left[1 - \left(1 - \frac{V_2}{V}\right)^n\right].$$

Считая попрежнему  $S_1 = 11\text{‰}$ ,  $S = 17\text{‰}$ ,  $V_1 = 41\text{ км}^3$  в год, измененный отток воды из Азовского моря  $V_2 = 53\text{ км}^3$  и  $V = 256\text{ км}^3$ , получаем по последней формуле, что соленость Азовского моря через год будет равна  $11.4\text{‰}$ , через три года  $12.1\text{‰}$ , через пять лет  $12.5\text{‰}$  и через десять  $13\text{‰}$ .

Понятно, что последняя формула является общей и применима к изменению любого из элементов водного баланса при условии, однако, полного перемешивания данного бассейна.

Средняя соленость Мирового океана равна  $35\text{‰}$ . Соленость прилегающих морей и отдельных бассейнов океана, если допустить, что, например, в течение года вода в данном бассейне полностью перемешивается, определяется, как мы видели, следующей формулой:

$$S = \frac{V_1 S_1}{V_1 + V_3},$$

где

$V_1$  — объем вод, поступающих в данный бассейн за год,

$S_1$  — средняя соленость этих вод и

$V_3$  — пресный баланс за год.

Из этой формулы следует, что в общем случае, т. е. когда пресный баланс не равен нулю, соленость бассейна определяется соотношением величин пресного баланса, солености и объема втекающих вод, характеризующих собой водообмен с прилегающим районом океана.

Пресный баланс складывается из берегового стока и разности между испарением и осадками. Чем меньше объем моря, тем большее значение приобретает береговой сток; чем больше поверхность моря, тем большее значение при прочих равных условиях имеет разность между испарением и осадками.

<sup>1</sup> Теоретически соленость никогда не станет равной требующейся по новой формуле равновесия, т. е. в данном примере  $13.2\text{‰}$ , а будет лишь асимптотически к ней приближаться.



Водообмен с прилегающими районами в общем тем больше, чем больше сечение пролива, соединяющего море с океаном, и чем больше разница соответствующих соленостей, т. е. чем больше абсолютная величина пресного баланса.<sup>1</sup>

Бассейны рек Балтийского и Черного морей велики, и в эти моря выносятся значительное количество речных вод. В то же время с соседними морями они, как и Азовское, соединены только узкими проливами.

Отсюда в этих морях, благодаря положительному пресному балансу и малому водообмену, соленость значительно понижена. Балтийское море, например, фактически полностью заполнено прибрежными водами, получившимися в результате смещения океанской воды с водами берегового стока. Соленость в вершинах Финского и Ботнического заливов падает почти до нуля.

В противоположность Балтийскому и Черному морям, Средиземное и Красное моря, также соединенные с океаном только узкими проливами, благодаря отрицательному пресному балансу, обладают повышенной соленостью. По образному выражению Гелланд-Гансена, у Средиземного моря много береговой черты и мало берегового стока.

Все осадки, выпадающие на громадные пространства Сибири, образуя систему многоводных сибирских рек, в конце концов почти полностью изливаются в Северный Ледовитый океан и опресняют его окраинные моря и поверхностные слои. Интенсивное в зимнее время льдообразование оседляет воды этого океана, а вынос льдов в Гренландское море поддерживает его солевой баланс. Распресняющее влияние льдов, выносимых Гренландским течением, чувствуется далеко на юге, вплоть до области Гольф-стрима.

Так как морской лед обладает малой соленостью, а лед, просуществовавший более года, почти пресен, то формула пресного баланса в морях, где имеет место льдообразование, усложняется объемом выносимых и вносимых в данное море льдов.

В открытом океане умеренных и низких широт соленость изменяется только под влиянием испарения и осадков.

<sup>1</sup> Понятно, что в этих рассуждениях исключается водообмен, вызываемый внешними силами, например, ветрами или изменениями атмосферного давления.

## ГЛАВА IV

# ПЕРЕМЕШИВАНИЕ ВОД ОКЕАНА

## § 32. Понятие о перемешивании

В океане непрерывно действуют процессы, изменяющие вертикальное и горизонтальное распределение его физико-химических характеристик.

Часть этих процессов, обусловленных главным образом жизнедеятельностью организмов, происходит во всей толще океана. Изменяя соотношения между химическими соединениями, содержащимися в морской воде в минимальных количествах, эти процессы, однако, почти не отражаются на общем физико-химическом состоянии вод океана. Другая часть процессов, резко изменяющих это состояние, как-то: поглощение и излучение лучистой энергии, испарение и осадки и т. д., разворачивается у самой поверхности океана. В дальнейшем воды, физико-химические характеристики которых созданы в том или ином районе у поверхности океана, переносятся морскими течениями в другие районы и на другие глубины. Здесь они внедряются в воды, создавшиеся при иных условиях, и таким образом в океане как на его поверхности, так и на глубине непрерывно создаются и поддерживаются вертикальные и горизонтальные градиенты физико-химических свойств.

Но одновременно и непрерывно в океане действуют другие процессы, направленные к выравниванию состояний и объединяемые общим названием — перемешивание.

Так непрерывное и хаотически-равномерное тепловое движение молекул, проникающих из слоя в слой, ведет к постепенному выравниванию состояний или молекулярному перемешиванию. Наибольшее и решающее значение в режиме океана имеют турбулентное и конвекционное перемешивания.

Под турбулентным понимается перемешивание, вызываемое неравномерным движением отдельных слоев воды, т. е. наличием вертикальных и горизонтальных градиентов скорости, благодаря которым на поверхностях раздела слоев создаются вихри, проникающие из слоя в слой и таким образом перемешивающие соприкасающиеся водные массы.

Под конвекционным понимается перемешивание, возникающее или в результате увеличения удельного объема глубинных слоев, или же в результате уменьшения удельного объема поверхностных слоев. В том и другом случае в толще воды возникают вертикальные токи, влекущие за собой перемешивание наложенных друг на друга слоев.

Главным отличием конвекционного перемешивания от турбулентного является то, что конвекционное перемешивание может идти независи-



мо от того, находятся ли данные слои в движении или нет, и что оно происходит только в вертикальном направлении.

Турбулентное перемешивание обуславливается наличием вертикальных и горизонтальных градиентов скорости и в зависимости от этого может происходить и в вертикальном и в горизонтальном направлении.

Если горизонтальные градиенты скорости обнаруживаются на поверхностях раздела водных масс различной плотности, как это бывает, например, когда морские течения вливаются в бассейны с другими физико-химическими характеристиками, то, одновременно с турбулентным может возникнуть конвекционное перемешивание.

Турбулентное перемешивание может также вызывать конвекционное, когда горизонтальные слои мало отличаются по плотности и перемешивание влечет за собой «уплотнение» слоев.

При перемешивании водных масс, т. е. при проникновении частиц из одного слоя в другой, одновременно происходит выравнивание всех свойств соприкасающихся слоев. Решение этой задачи в общем виде предложено Шмидтом.

Предположим для простоты, что перемешиваемые слои воды горизонтальны, и выберем какое-нибудь свойство этих слоев  $b$ , определяемое тем, что при его изменении в единице массы изменяется некоторая другая величина  $B$ , причем между величинами  $b$  и  $B$  существует линейная зависимость.

$$dB = \beta db,$$

где  $\beta$  — некоторая физическая постоянная<sup>1</sup>.

Если через горизонтальную площадку  $f$  за время  $t$  сверху проникнет некоторое количество частиц с массой  $m$  и свойством  $b$ , то при этом  $B$  изменится на величину  $\beta \sum mb$ .

В виде компенсации через ту же площадку и за то же время, но снизу, должно проникнуть такое количество частиц, чтобы в общем убыли в массе не было.

Отсюда, если перемешивание отнести к единице площади и единице времени, величина  $B$  в результате перемешивания изменится на величину

$$\gamma = \frac{\beta}{ft} (\sum_+ mb - \sum_- mb),$$

где знак плюс относится к частицам, проходящим сверху, и знак минус к частицам, проходящим снизу.

Пусть  $b$  есть некоторая функция глубины  $b=f(z)$ . Разлагая рассматриваемую функцию  $b$  в ряд Тейлора и ограничиваясь вторыми степенями  $z$ , что равносильно предположению, что эта функция близка к параболе, получаем:

$$b = b_0 + z \frac{db}{dz} + \frac{z^2}{2} \frac{d^2b}{dz^2}.$$

Подставляя найденное значение в предыдущее соотношение, получаем:

$$\gamma = \frac{\beta}{ft} \left\{ b_0 (\sum_+ m - \sum_- m) + \frac{db}{dz} (\sum_+ mz - \sum_- mz) + \frac{1}{2} \frac{d^2b}{dz^2} (\sum_+ mz^2 - \sum_- mz^2) \right\}.$$

<sup>1</sup> Эти совершенно общие рассуждения Шмидт поясняет следующим частным примером: пусть  $b$  — температура,  $\beta$  — теплоемкость, тогда естественно  $B$  — количество тепла.

Так как масса частиц, прошедших сверху через площадку (при условии неизменности расстояния последней от поверхности моря), равна массе частиц, прошедших снизу, то первый член этого выражения равен нулю. Далее, естественно предположить, что движение частиц с обеих сторон площадки симметрично, т. е. каждой частице, приходящей с некоторого расстояния  $z$ , должна соответствовать частица с той же массой, но находящаяся в начальный момент на расстоянии  $-z$ . Отсюда третий член также равен нулю.

Таким образом

$$\gamma = \beta \frac{db}{dz} \left( \frac{(\sum_+ mz - \sum_- mz)}{ft} \right).$$

В этой формуле

$\gamma$  — изменение величины  $B$  за единицу времени в результате перемешивания через единицу площади,

$\beta$  — физическая постоянная,

$\frac{db}{dz}$  — градиент свойства и

$\frac{\sum_+ mz - \sum_- mz}{ft} = A$  — величина, независимая от свойства воды и от его градиента и характеризующая интенсивность перемешивания. Эту величину Шмидт назвал коэффициентом перемешивания. Нетрудно видеть, что размерность  $A$  есть  $\text{см}^{-1} \text{г} \cdot \text{сек}^{-1}$ .

Таким образом получаем:

$$\gamma = \beta \frac{db}{dz} A.$$

Эта формула относится к перемешиванию через единицу поверхности. Чтобы найти закон изменения величины  $B$  во времени для единицы массы, представим столб воды с основанием в  $1 \text{ см}^2$  и высотой  $dz$ . Изменение величины  $B$  частицами, проникающими через верхнюю площадку этого столба, лежащую на уровне  $z$ , будет равно:

$$+ \beta \left( \frac{db}{dz} \right)_z A,$$

а через нижнее

$$- \beta \left( \frac{db}{dz} \right)_{z+dz} A.$$

Разность потоков через верхнее и нижнее основание за время  $dt$  выразится формулой

$$\beta \frac{d^2b}{dz^2} A dt dz.$$

Разделив это выражение на массу воды столба высотой  $dz$ , основанием  $1 \text{ см}^2$  и плотностью  $\rho$ , т. е. на  $\rho dz$ , и на время  $dt$ , получим:

$$\frac{dB}{dt} = \frac{A \beta}{\rho} \frac{d^2b}{dz^2}$$

по  $dB = \beta db$ .

Отсюда

$$\frac{db}{dt} = \frac{A}{\rho} \frac{d^2b}{dz^2}.$$

Эта формула выведена в предположении неизменности коэффициента перемешивания на расстоянии  $dz$ . Если же коэффициент перемешивания меняется, то последняя формула принимает вид:

$$\frac{db}{dt} = \frac{1}{\rho} \left( \frac{d^2b}{dz^2} A + \frac{db}{dz} \frac{dA}{dz} \right).$$



Эта формула одинаково пригодна как для воздуха, так и для воды. В море, однако, изменения совершаются медленно, коэффициент  $A$  в большинстве случаев можно считать постоянным на сравнительно большом расстоянии, и потому здесь можно пользоваться предыдущей формулой. В формуле

$$\gamma = \beta \frac{db}{dz} A$$

коэффициент перемешивания  $A$  не зависит от свойства  $b$  и от физической постоянной  $\beta$ . Формула эта выведена при совершенно общих предположениях. Поэтому, если в одной и той же точке моря в один и тот же момент в направлении перемешивания наблюдаются свойства  $b_1, b_2, b_3$  и т. д. и физические постоянные  $\beta_1, \beta_2, \beta_3$  и т. д., то, очевидно,

$$A = \frac{\gamma_1}{\beta_1 \frac{db_1}{dz}} = \frac{\gamma_2}{\beta_2 \frac{db_2}{dz}} = \frac{\gamma_3}{\beta_3 \frac{db_3}{dz}}.$$

Таким образом, для определения коэффициента перемешивания можно по Шмидту выбрать любую наиболее легко определяемую непосредственными наблюдениями пару  $\gamma$  и  $db/dz$  и в дальнейшем уже, определив  $A$  по любому  $\gamma$ , определять  $db/dz$  и наоборот. Понятно, что именно в этом заключается ценность метода Шмидта.

В развитие и пояснение своего метода Шмидт приводит табл. 109.

Таблица 109

$b$ свойство	$B$	$A$ коэффициент	$\gamma$ изменение величины $B$
Скорость течения (см сек <sup>-1</sup> )	Количество движения (см г-сек <sup>-1</sup> )	Трения (см <sup>-1</sup> г-сек <sup>-1</sup> )	Количество движения (см <sup>-1</sup> г-сек <sup>-2</sup> )
Температура С°	Количество тепла (г-кал)	Теплопроводности (см <sup>-1</sup> г-сек <sup>-1</sup> )	Количество тепла (г-кал см <sup>-2</sup> сек <sup>-1</sup> )
Соленость 10 <sup>-3</sup>	Количество солей (мг)	Диффузии	Количество солей (мг см <sup>-2</sup> сек <sup>-1</sup> )
Содержание газов	Количество газов	Диффузии	Количество газов
Населенность (плотность) биомассы	Число живых существ	Диффузии	Число живых существ

В приведенные формулы для воды можно ввести дальнейшие упрощения. Действительно, физическая постоянная для всех свойств воды, за исключением тепловых, равна единице. Далее, даже теплоемкость воды очень мало (не более, чем на 0.1 на больших глубинах) отличается от единицы. Поэтому для воды мы получаем:

$$\gamma = A \frac{db}{dz}.$$

Таким образом, полагая последовательно  $\gamma$  равным изменению количества вещества ( $dM$ ), количества теплоты ( $dQ$ ) и количества движения ( $dL$ ), а  $\frac{db}{dz}$  — соответственно вертикальному градиенту солености  $dS/dz$ , температуры  $\frac{d\theta}{dz}$  и скорости  $\frac{du}{dz}$  получим:

$$dM = A \frac{dS}{dz}; \quad dQ = A \frac{d\theta}{dz}; \quad dL = A \frac{du}{dz}.$$

Таким образом коэффициент перемешивания в этих трех формулах является последовательно коэффициентом диффузии, теплопроводности и трения.

В основу выводов Шмидта положено допущение, что выравнивание всех свойств отдельных слоев морской воды идет исключительно за счет проникновения частиц, несущих с собой то или иное свойство, из одного слоя в другой.

Это допущение может быть признано правильным только для выравнивания в морской воде концентраций растворенных твердых веществ и газов, а также для выравнивания количества различного рода коллоидных и взвешенных частиц и организмов. Отчасти это допущение можно принять для выравнивания любых свойств при конвекционном перемешивании. Что касается молекулярного и турбулентного перемешивания, то здесь, как увидим ниже, приходится рассматривать отдельно коэффициенты диффузии, теплопроводности и трения.

Рассматривая процессы перемешивания, очень часто приходится пользоваться простыми формулами смешения, а именно:

Если мы смешаем различные массы воды с различными значениями некоторого их свойства, то среднее значение этого свойства после смешения будет равно

$$b_{cp} = \frac{\sum mb}{\sum m},$$

где

$m$  — масса и

$b$  — свойство смешиваемых масс.

При смешении горизонтально наложенных друг на друга слоев, массы могут быть заменены высотами этих слоев и тогда

$$b_{cp} = \frac{\sum hb}{\sum h}.$$

Понятно, что в этих формулах принимается, что плотности (а для суждения о температуре — и теплоемкости) смешиваемых слоев равны.

Если известны свойства слоев до и после их смешения, то пропорция смешения получается по следующей формуле:

$$\frac{m_1}{m_2} = \frac{h_1}{h_2} = \frac{b_{cp} - b_2}{b_1 - b_{cp}},$$

где

$b_1$  и  $b_2$  — соответственно свойства первого и второго слоя до смешения,

$m_1$  и  $m_2$  — массы,

$h_1$  и  $h_2$  — высоты (в случае горизонтальности слоев) и

$b_{cp}$  — среднее свойство перемешанных слоев.

Таким образом, если, например, смешаны два слоя воды, солености которых до смешения были соответственно 30 и 35‰, а общая соленость



после перемешивания оказалась равной  $32\text{‰}$ , то по последней формуле получается

$$\frac{m_1}{m_2} = \frac{h_1}{h_2} = \frac{32 - 35}{30 - 32} = \frac{3}{2}$$

другими словами, для получения воды соленостью  $32\text{‰}$  надо взять три массы воды соленостью  $30\text{‰}$  и две массы воды соленостью  $35\text{‰}$ .

Эти простые формулы тем более важны, что на больших глубинах океана изменение физико-химических характеристик водных масс обуславливается почти исключительно их смешением в той или иной пропорции с водными массами, обладающими другими свойствами.

Надо отметить, что формулы смешения мало применимы для вычисления плотности и удельного объема смешавшихся слоев по начальным плотностям и удельным объемам. Действительно, из рис. 8 видно, например, что изолинии удельного объема являются кривыми выпуклыми в сторону уменьшения солености. Из этого следует, что действительный удельный объем всегда будет несколько меньше удельного объема смешиваемых слоев, получающегося по общим формулам смешения.<sup>1</sup>

Также надо отметить, что формулы смешения мало применимы к случаям движения, так как при переносе количества движения из одного слоя в другой часть энергии движения преобразуется в теплоту и таким образом выпадает из баланса.

Так, формула

$$A \frac{du}{dz}$$

для количества движения является в то же время выражением для силы трения между двумя движущимися слоями, приходящейся на единицу поверхности, и коэффициент  $A$  является силой трения, приходящейся на единицу поверхности при условии, что градиент скорости равен единице.

Для того, чтобы иметь возможность сравнивать силу трения с силами массовыми (отнесенными к единице массы), каковыми, например, являются сила тяжести и сила Кориолиса, в гидродинамике трение рассматривается как разность поверхностных сил трения, действующих на противоположные стороны элементарного параллелепипеда, соответствующим образом ориентированного относительно координатных осей.

Если слой движется горизонтально, то можно ограничиваться рассмотрением трения, действующего на верхнюю и нижнюю поверхность элементарного параллелепипеда.

Предположим, что скорость с глубиной убывает. В таком случае на верхнюю поверхность параллелепипеда будет действовать ускоряющее трение верхнего слоя, равное

$$A \left( \frac{du}{dz} \right)_z$$

и на нижнюю поверхность — замедляющее действие нижнего слоя, равное

$$- A \left( \frac{du}{dz} \right)_{z+dz}$$

Разность этих сил выразится формулой

$$A \frac{d^2u}{dz^2}$$

<sup>1</sup> Это обстоятельство и вызывает, как мы видели, явление «уплотнения при смешивании».

В этой формуле трение отнесено к единице объема. Делим силу, отнесенную к единице объема, на плотность, получаем силу трения, отнесенную к единице массы, а именно:

$$\frac{A}{\rho} \frac{d^2u}{dz^2},$$

где  $\frac{A}{\rho}$  — кинематический коэффициент трения.

Из этой формулы вытекает, что трение, отнесенное к единице массы, пропорционально изменению градиента скорости и обращается в нуль, или если отдельные слои движутся с одной и той же скоростью (градиент скорости равен нулю), или же если кривая распределения скорости по глубине представляет собою прямую линию (градиент постоянен).

Напомним, что свои рассуждения Шмидт считает приложимыми к любому виду материи и энергии, переходящему из слоя в слой. В частности, для энергии движения или живой силы единицы массы, переходящей в единицу времени через верхнюю поверхность параллелепипеда, Шмидт получает

$$w_1 = A \frac{dE}{dz} = A \frac{d \frac{u^2}{2}}{dz} = A u \frac{du}{dz},$$

где  $\frac{dE}{dz}$  — вертикальный градиент живой силы.

Понятно, что на расстоянии по вертикали, равном единице, скорость частиц будет равна

$$u + \frac{du}{dz}$$

и, следовательно, живая сила, проходящая через нижнюю поверхность параллелепипеда, будет равна

$$w_2 = \frac{1}{2} A \frac{d \left( u + \frac{du}{dz} \right)^2}{dz}.$$

Если считать, что вертикальный градиент скорости постоянен (или почти постоянен), то тогда при дифференцировании мы можем пренебречь членами, содержащими вторые производные, и получить

$$w_2 = A \left( u + \frac{du}{dz} \right) \frac{du}{dz}.$$

Таким образом, в единицу времени в единице объема энергия движения уменьшается на величину

$$w = w_1 - w_2 = A \left( \frac{du}{dz} \right)^2.$$

Эта часть работы сил трения, теряемая для движения, называется рассеянием (диссоциацией) энергии.

Выражение для рассеяния энергии можно получить и иным путем. Действительно, работа поверхностной силы трения равна

$$A u \frac{du}{dz}.$$

Взяв разность работ поверхностных сил трения, приложенных к единицам площади верхней и нижней поверхности слоя высотой  $dz$ , получаем

$$A \frac{d}{dz} \left( u \frac{du}{dz} \right) = A \left\{ u \frac{d^2u}{dz^2} + \left( \frac{du}{dz} \right)^2 \right\}.$$



Это выражение представляет собою полную работу сил вязкости. Из предыдущего не трудно видеть, что первый член представляет работу, затрачиваемую на передачу движения от слоя к слою, а второй член — рассеяние энергии.

Значение рассеяния энергии поясняется примером, заимствованным у Шмидта. В Гибралтарском проливе скорость течения уменьшается от поверхности моря и до глубины 60 м приблизительно на 20 см/сек. Отсюда рассеяние энергии будет равно

$$w = A \left( \frac{20}{6000} \right)^2 = \frac{A}{90\,000}.$$

Приняв в этой формуле коэффициент перемешивания равным  $100 \text{ см}^{-1} \text{ с}^{-1}$ , получаем

$$w = 1100 \cdot 10^{-6} \text{ эрг в } 1 \text{ см}^3 \text{ в } 1 \text{ сек.}$$

Рассеяние энергии в море весьма невелико, однако с течением времени его влияние сказывается.

Так, если предположить, что скорость течения  $c = 100 \text{ см/сек}$ , а удельный объем  $\alpha = 0.973$ , то живая сила единицы объема, равная

$$\frac{c^2}{2\alpha} = \frac{10\,000}{2 \cdot 0.973} = 5138 \text{ эрг/см}^3,$$

совершенно истощится через

$$\frac{c^2}{2\alpha w} = 4.6 \cdot 10^6 \text{ сек}$$

или менее, чем в 6 суток. Для скорости в  $10 \text{ см/сек}$  на рассеяние энергии потребуется около 6 часов.

Возвращаясь к общим вопросам перемешивания, заметим, что перемешивание водных масс, какими бы факторами оно ни вызывалось, не происходит мгновенно, а требует для своего завершения (полного смешения) известных промежутков времени. Быстрее всего смешение происходит при сочетании конвекционного и турбулентного перемешиваний. Так, например, поверхностные слои моря перемешиваются очень быстро и до большой глубины при низких температурах воздуха и сильном ветре.

Скорость перемешивания определяется также сопротивлением, оказываемым отдельными слоями. Это сопротивление тем больше, чем больше отдельные слои отличаются друг от друга по плотности, и называется их устойчивостью. При наличии в океане, как на поверхности, так и на глубинах, постоянных перемешивающих факторов именно устойчивостью объясняется сохранение водными массами различного происхождения их физико-химических характеристик в течение длительных промежутков времени.

### § 33. Устойчивость

В море всегда наблюдается известная стратификация слоев воды, причем устойчивое их равновесие, естественно, получается только в том случае, если более легкие слои воды подстилаются более тяжелыми, и понятно, что чем больше разница в плотностях наложенных друг на друга слоев, тем более устойчивым будет равновесие.

При перемешивании водных масс, т. е. при переносе частицы из слоя в слой — с меньшей глубины на большую — удельный объем частицы вследствие увеличения давления уменьшается и вследствие адиабатического процесса увеличивается. Наоборот, при переносе с большей глубины на меньшую, вследствие уменьшения давления ее удельный объем увеличивается и вследствие адиабатического процесса уменьшается.

Предположим, что на некоторой глубине  $z$  мы имеем соленость  $S$ , температуру  $t$ , давление  $p$  и удельный объем  $\alpha_{pts}$ , а на глубине  $z + dz$  соленость  $S + dS$ , температуру  $t + dt$ , давление  $p + dp$  и удельный объем

$$\alpha_{p+dp, t+dt, S+dS}.$$

Если мы частицу воды  $A$ , не изменяя ее свойств, с глубины  $z$  перенесем к частице  $B$  на глубину  $z + dz$ , то она адиабатически (благодаря сжатию или расширению при изменении давления на  $dp$ ) изменит свою температуру на некоторую величину  $d\zeta$ , а ее удельный объем соответственно изменится на величину

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} d\zeta$$

и будет равен:

$$\alpha_{p+dp, t, S} + \frac{\partial \alpha}{\partial t} d\zeta.$$

Если при перемещении вниз к частице  $B$  и соответствующем изменении ее удельного объема частица  $A$  окажется легче, чем частица  $B$ , то она начнет подниматься (устойчивое равновесие), если тяжелее, — то опускаться (неустойчивое равновесие) и, наконец, если при этом удельные объемы сравняются, то частица  $A$  останется у частицы  $B$  (безразличное равновесие). Таким образом, разность удельных объемов:

$$\Delta \alpha = \alpha_{p+dp, t+dt, S+dS} - \left( \alpha_{p+dp, t, S} + \frac{\partial \alpha}{\partial t} d\zeta \right)$$

является мером вертикальной устойчивости воды между глубинами  $z$  и  $z + dz$ , а величина

$$E = \frac{\Delta \alpha}{dz}$$

согласно предложению Хессельберга и Свердрупа, будет устойчивостью данных слоев в отличие от величины  $d\alpha/dz$ , являющейся вертикальным градиентом удельного объема, в котором адиабатическое изменение температуры при передвижении частицы по вертикали во внимание не принимается.

С другой стороны, получаем

$$\alpha_{p+dp, t+dt, S+dS} = \alpha_{p+dp, t, S} + \frac{\partial \alpha}{\partial t} dt + \frac{\partial \alpha}{\partial S} dS,$$

где  $\frac{\partial \alpha}{\partial S} dS$  и  $\frac{\partial \alpha}{\partial t} dt$  суть изменения удельного объема в зависимости от изменения температуры и солености соответственно на величины  $dS$  и  $dt$ .

Подставляя в выражение для  $E$ , получаем

$$E = \left( \frac{\partial \alpha}{\partial t} \frac{dt}{dz} + \frac{\partial \alpha}{\partial S} \frac{dS}{dz} \right) - \frac{\partial \alpha}{\partial t} \frac{d\zeta}{dz}$$

или

$$E = \frac{d\alpha}{dz} - \frac{\partial \alpha}{\partial t} \frac{d\zeta}{dz}.$$

<sup>1</sup> Хессельберг и Свердруп дают более точную формулу, а именно:

$$E = \frac{d\alpha}{dz} + \frac{\partial^2 \alpha}{\partial S^2} \frac{dS}{dz} + \frac{\partial^2 \alpha}{\partial t^2} \frac{dt}{dz} - \frac{\partial \alpha}{\partial t} \frac{d\zeta}{dz},$$

где  $\partial^2 \alpha / \partial S^2$  — изменение поправки удельного объема на сжимаемость, в связи с изменением солености,  $\partial^2 \alpha / \partial t^2$  — изменение поправки удельного объема на сжимаемость в связи с изменением температуры.

Оба средних члена в этой формуле являются величинами второго порядка по сравнению с первым и четвертым членами, и ими можно пренебречь.



Величина в скобках в последней формуле представляет собою вертикальный градиент удельного объема без поправок на сжимаемость и второй член — поправку на адиабатический процесс. Эта поправка, всегда несколько уменьшающая устойчивость, является произведением коэффициента термического расширения на адиабатический градиент температуры — величин, зависящих от температуры, солености и глубины.

Как мы видели, максимум коэффициента термического расширения равен  $346 \cdot 10^{-6}$ , а максимум адиабатического градиента равен  $262 \cdot 10^{-6}$ . Следовательно, максимальная поправка на адиабатический процесс равна  $10 \cdot 10^{-8}$ .

Так как поправка на адиабатический процесс вообще очень мала, то для суждения об устойчивости верхних слоев океана (где градиенты удельного объема велики) этой поправкой можно пренебрегать. На глубинах океана, где слои весьма однородны по температуре и солености и, следовательно, градиент удельного объема близок к нулю, адиабатическая поправка может играть решающую роль.

Устойчивость обычно обозначают через  $E$  и умножают на  $10^8$ . В дальнейшем мы будем пользоваться обозначением  $E$  в тех случаях, когда поправки на адиабатический процесс приняты во внимание, и обозначением  $E'$  — когда мы под устойчивостью будем понимать вертикальный градиент удельного объема (не принимая во внимание поправок на сжимаемость).

В табл. 110 приведены по Бруно Шульцу устойчивости слоев на разных глубинах в Филиппинской и Бугенвильской впадинах.

В этой таблице обращает на себя внимание то обстоятельство, что в верхних слоях устойчивость, вообще значительная, достигает своего максимума на некоторой глубине — в так называемом слое скачка — и что в глубинных слоях устойчивость, уменьшаясь, переходит через ноль и на больших глубинах становится отрицательной.

Как видно из таблицы, неустойчивое равновесие на больших глубинах получается в данных примерах исключительно за счет повышения температур, вызываемого, повидимому, с одной стороны, внутренней теплотой

Таблица 110

Глубина (в м)	Филиппинская впадина			Бугенвильская впадина		
	$t^\circ$	$S^\circ_{\text{‰}}$	$E \cdot 10^8$	$t^\circ$	$S^\circ_{\text{‰}}$	$E \cdot 10^8$
0	27.1	34.32	1130	29.0	34.93	1870
100	24.8	34.86	1340	24.5	35.50	1540
200	20.3	34.96	1410	19.6	35.71	930
300	13.1	34.53	640	14.5	35.30	690
400	9.1	34.39	180	8.8	34.76	160
500	7.8	34.34	130	7.2	34.63	65
800	5.3	34.37	120	5.1	34.49	82
1000	4.5	34.53	34	4.3	34.56	30
2000	2.7	34.64	17	2.4	34.60	11
3000	1.71	34.66	5.1	1.95	34.64	6
4000	1.55	34.67	4.0	1.83	34.67	4.5
5000	1.50	34.68	—0.6	1.81	34.69	—0.9
6000	1.61	34.68	—0.7	2.00	34.69	—1.6
7000	1.80	34.68	—1.4	2.23	34.69	—3.1
8000	2.03	34.68	—2.7	2.53	34.69	—3.1
8400	—	—	—4.2	2.66	34.69	—
9000	2.32	34.68	—	—	—	—
9282	2.60	34.68	—	—	—	—

земного шара и, с другой стороны, биологическими и, главным образом, радиоактивными процессами, имеющими место у дна моря.<sup>1</sup>

В отдельных районах океана отрицательную устойчивость можно наблюдать в некотором промежуточном слое, что объясняется наличием морских течений, налагающих друг на друга воды различного происхождения. В табл. 111 показаны устойчивости слоев на гидрологическом разрезе, сделанном экспедицией на «Садко» по 78 параллели Гренландского моря в конце августа 1935 г.

Таблица 111

Глубина (в м)	К о о р д и н а т ы					
	78°00' с.ш. 3°15' в. д.	78°15' с.ш. 1°00' в. д.	78°02' с.ш. 4°03' в. д.	78°03' с.ш. 6°48' в. д.	78°03' с.ш. 9°00' в. д.	78°04' с.ш. 11°05' в. д.
0—10	3200	700	300	1200	4400	—500
10—25	8600	1200	2733	3600	3000	6007
25—50	280	440	40	1160	840	1444
50—75	360	200	840	760	—	560
75—100	160	80	120	160	—	200
100—150	80	80	80	60	140	20
150—200	—20	—80	—20	40	0	140
200—250	—800	40	0	—20	0	—
250—300	—	0	20	40	20	—
300—400	—	10	10	70	—20	—
400—500	—200	0	20	220	70	—
500—750	8	0	80	76	20	—
750—1000	0	16	40	0	—	—
1000—1500	2	4	2	6	—	—
1500—2000	4	2	2	2	—	—

Большие вертикальные и горизонтальные градиенты температуры и солености на этом разрезе, а также наличие больших вертикальных колебаний глубинных слоев при одновременности наблюдений на отдельных горизонтах, возможно, создали несколько неправильное представление о распределении плотности по глубине. Тем не менее в этой таблице показатели нулевые и даже отрицательные устойчивости в слое от 150 до 500 м

<sup>1</sup> Как мы видели, повышение температуры с глубиной однородных по солености слоев может быть вызвано адиабатическими явлениями. Так, считая для Филиппинской впадины слой воды глубже 5000 м совершенно однородным и предполагая, что температура на 5000 м попрежнему равна  $1^\circ.50$ , мы получили бы, при условии действия только адиабатических явлений, следующее распределение температур по глубине

$p$	$t^\circ$
5000	1.50
6000	1.65
7000	1.82
8000	2.00
9000	2.20
9282	2.27

Из сопоставления цифр этой таблицы с температурами, наблюдаемыми в действительности, видно, что только в самом придонном слое разность достигает значительной величины.

Эти разности могут быть объяснены, возможно, не действительной неустойчивостью, а, во-первых, неточностью получения отсчетов, объясняемой не столько показаниями термометров, сколько неверным определением глубины их погружения, и, во-вторых, приближенностью формул, по которым вычисляются адиабатические поправки и поправки на сжимаемость. Последнее возможно в особенности для больших глубин, для которых данные получают экстраполированием.



на протяжении всего разреза, объясняемые наложением теплых вод Шпицбергенского течения на подстилающие холодные воды полярного происхождения. Обращают на себя внимание в той же таблице значительные устойчивости в поверхностных слоях разреза. Эти устойчивости увеличиваются с одной стороны, по направлению к гренландским льдам и, с другой — по направлению к Шпицбергену.

В отдельных случаях при сильной конвекции устойчивость может быть отрицательной и в верхних слоях океана.

В табл. 112 показано распределение температуры, солености и устойчивости по наблюдениям «Персея» 31 января 1933 г. на  $78^{\circ} 58'.2$  с. ш. и  $24^{\circ} 04'.2$  в. д.

Таблица 112

$p$	$t^{\circ}$	$S^{\circ}/_{\text{‰}}$	$E' \cdot 10^8$
0	5.00	34.59	-500
10	5.89	34.59	-333
25	6.80	34.66	-600
50	6.26	34.79	

Формулу устойчивости Хессельберга и Свердрупа представляют иногда иначе, а именно:

$$E = \frac{\partial \alpha}{\partial t} \left( \frac{dt}{dz} - \frac{d\tau}{dz} \right) + \frac{\partial \alpha}{\partial S} \frac{dS}{dz},$$

где первый член есть устойчивость, определяемая градиентом температуры и адиабатической поправкой, а второй член — градиентом солености.

Понятно, что та или иная устойчивость в отдельных районах океана может создаваться или за счет температуры или за счет солености, или же за счет совокупного влияния обоих этих факторов. Так, мы уже видели, что устойчивости в глубинных слоях Филиппинской и Бугенвильской впадин определяются исключительно температурой, а в верхних слоях — как за счет температуры, так и солености.

### § 34. Молекулярное перемешивание

Частицы воды в своем хаотически равномерном тепловом движении постоянно перескакивают из одного временного положения равновесия в другое. Отсюда, если два слоя воды различных свойств соприкасаются друг с другом, то, независимо от всех других условий, частицы воды, а также и частицы растворенных веществ непрерывно переходят из одного слоя в другой и, таким образом, происходит выравнивание концентраций растворов или диффузия.

Если  $dM$  — количество растворенного вещества — проходит за единицу времени через единицу площади при условии, что по нормали к этой площади на расстоянии  $dn$  разность концентраций равна  $dC$ , то

$$dM = a \frac{dC}{dn},$$

где  $a$  — коэффициент молекулярной диффузии, равный количеству растворенного вещества, проходящему за единицу времени через единицу площади при градиенте концентрации, равном единице, т. е. если на единице расстояния по нормали к площади разность концентрации равна единице.

Диффузия растворов проходит весьма медленно, причем диффузия растворенных газов идет несколько быстрее, чем диффузия растворенных твердых веществ.

Если два соприкасающихся слоя жидкости отличаются друг от друга по температуре, то понятно, что вместе с процессом диффузии, выравнивающим все свойства этих слоев, идет и выравнивание их температуры. Однако последний процесс — внутренней передачи тепловой энергии или молекулярной теплопроводности — проходит в жидкости быстрее, чем процесс диффузии.

Действительно, процесс теплопроводности, помимо непосредственного переноса тепла частицами, переходящими из слоя в слой, мы можем представить себе как передачу энергии движения путем непрерывных столкновений рядом лежащих молекул, а также путем междучастичных излучений. В последнем случае каждая частица передает свою энергию окружающим ее частицам, вызывая этим новые потоки лучистой энергии. Убыль энергии самой частицы при этом непрерывно пополняется потоками лучистой энергии, исходящими от соседних частиц. На границе между газом или жидкостью и твердым телом процесс теплопроводности идет почти исключительно за счет столкновений молекул и междучастичных излучений.

Таким образом в результате процесса теплопроводности от слоя жидкости с более высокой температурой возникает как бы поток теплоты к слою жидкости с более низкой температурой.

Если через единицу площади за единицу времени проходит количество теплоты  $dQ$ , при условии, что на расстоянии  $dn$  по нормали к этой площади разность температур равна  $dt$ , то

$$dQ = k \frac{dt}{dn},$$

где  $k$  — коэффициент теплопроводности, равный количеству теплоты, проходящему за единицу времени через единицу площади при градиенте температуры, равном единице, т. е., если на единице расстояния по нормали к данной площади разность температур равна  $1^{\circ}$ .

Процесс теплопроводности проходит в жидкости в более или менее чистом виде только при горизонтальном расположении различных по температуре слоев, причем эти слои должны быть расположены таким образом, чтобы изменение температуры вследствие теплопроводности не влекло за собой увеличения плотности верхних или уменьшения плотности нижних слоев. Эти ограничения вызываются тем, что во всех остальных случаях немедленно возникают конвекционные токи, перемешивающие слои и, таким образом, выравнивающие температуры.

Теплопроводность дистиллированной воды, согласно Якобу, увеличивается с повышением температуры по следующей формуле:

$$k = k_0 (1 + at),$$

где

$k_0 = 0.001325$  — теплопроводность при  $0^{\circ}$  и  
 $a = 0.00298$  — температурный коэффициент.

В табл. 113 приводятся величины коэффициента теплопроводности, вычисленные по этой формуле:

Таблица 113

$t^{\circ}$	0	10	20	30
$k \cdot 10^6$	1325	1365	1405	1444



Для вычисления теплопроводности морской воды Крюммель воспользовался правилом В е б е р а, по которому теплопроводности тел относятся как теплоемкости равных объемов или

$$\frac{k_s}{k_d} = \frac{c_s \rho_s}{c_d \rho_d},$$

где  $k_s$ ,  $c_s$  и  $\rho_s$  — теплопроводность, теплоемкость и удельный вес морской воды, а  $k_d$ ,  $c_d$  и  $\rho_d$  — те же величины для дистиллированной воды.

Вычисления Крюммеля по этой формуле для морской воды различной солености при температуре  $17^\circ.5$  приводятся в табл. 114.

Таблица 114

$S^\circ/\text{‰}$	0	10	20	30	35	40
$k \cdot 10^6$	1400	1367	1353	1346	1341	1337

Как указывалось, процесс теплопроводности идет быстрее диффузии. Однако, как видно из табл. 113 и 114, молекулярная теплопроводность воды очень мала.

Вычислено, что если бы в начальный момент вся толща океана имела температуру  $0^\circ$  и находилась в абсолютном покое, то при условии постоянного нагрева поверхности моря до  $30^\circ$ , через 100 лет на глубине 100 м никакого изменения температуры не было бы.

Через 1000 лет температура, благодаря молекулярной теплопроводности, поднялась бы:

на глубине 100 м до  $7^\circ.3$   
 » 200 »  $0^\circ.6$   
 » 300 »  $0^\circ.01$

На глубине 10 000 м температура поднялась бы на  $0^\circ.01$  только через 10 000 лет. Из этих примеров видно, что практически никакого значения в тепловом режиме океана передача тепла за счет молекулярного движения не имеет.

Если два слоя или один из слоев находятся в движении, то возникает процесс внутреннего трения, выравнивающий скорости и направления движения отдельных слоев и переводящий энергию их движения в теплоту.

Если мы предположим, что за единицу времени через единицу площади переносится количество движения  $dL$  при условии, что на расстоянии  $dn$  по нормали к данной площади разность скоростей слоев равна  $du$ , то мы получаем следующую формулу:

$$dL = \eta \frac{du}{dn},$$

где  $\eta$  — коэффициент вязкости (или внутреннего трения), равный количеству движения, проходящему за единицу времени через единицу площади, при градиенте скорости, равном единице, т. е. если на единице расстояния разность скоростей равна единице.

Величина  $1/\eta$ , обратная коэффициенту вязкости, называется коэффициентом подвижности жидкости.

Вязкость дистиллированной воды по Стефану и Аррениусу равна:

$$\eta = 0.0180 \text{ см}^{-1} \text{ г-сек}^{-1}.$$

Крюммель и Руппин сравнивали вязкость морской воды с вязкостью дистиллированной воды методом О с т в а л ь д а, а именно, по сравнению скорости истечения из узких трубок воды различной солености и температуры со скоростью истечения дистиллированной воды.

Принимая вязкость дистиллированной воды при  $0^\circ$  равной 100, они получили относительные значения вязкости морской воды при различных температурах и соленостях, выражаемые следующими эмпирическими формулами:

для дистиллированной воды:

$$z_{t,0} = \frac{100}{1 + 0.0355t + 0.000175t^2},$$

для морской воды соленостью  $35^\circ/\text{‰}$

$$z_{t,35} = \frac{100}{1 + 0.0338t + 0.000167t^2},$$

для морской воды различной солености при  $0^\circ$ ,

$$z_{0,s} = 100 + 0.255s_0 - 0.00574s_0^2 + 0.000114s_0^3,$$

где  $z$  — относительная вязкость в зависимости от температуры и удельного веса при  $0^\circ$  ( $z_0$ ).

Вязкость морской воды для различных температур и соленостей, исчисленная по данным Крюммеля и Руппина в предположении, что вязкость дистиллированной воды при  $0^\circ$  равна 18.0 миллипуазов, <sup>1</sup> приведена в табл. 115.

Таблица 115

$t^\circ \backslash S^\circ/\text{‰}$	0	10	20	30	35	40
0	18.0	18.3	18.6	18.8	18.9	19.1
2	16.7	17.0	17.3	17.5	17.6	17.8
5	15.2	15.5	15.8	16.0	16.2	16.3
10	13.1	13.4	13.6	13.9	14.0	14.1
20	10.1	10.3	10.5	10.8	10.9	11.0
30	8.1	8.3	8.5	8.7	8.8	8.8

Данные этой таблицы годятся для всех глубин, так как в обычных жидкостях вязкость подчиняется закону Гагена - Пуазейля, по которому коэффициент вязкости не зависит от давления.

Вязкость оказывает большое влияние на скорость падения коллоидных и взвешенных частиц на дно моря, а также на скорость поднятия пузырьков газа вверх (см. табл. 31). Действительно, эта скорость обратно пропорциональна вязкости, и следовательно в поверхностных тропических водах частицы падают почти в два раза быстрее, чем в полярных и глубинных водах. Вязкость оказывает большое влияние и на жизнь океана. Многие из мельчайших морских организмов обладают поверхностью тела, значительной по сравнению с их объемом. Так как с уменьшением размеров поверхность уменьшается пропорционально квадрату линейных размеров, а объем пропорционально кубу, то естественно, что поверхностное трение оказывается тем сильнее, чем меньше размеры организма. Отсюда небольшие изменения в вязкости существенно отражаются на условиях взвешенного состояния и передвижения мельчайших существ, населяющих море, а также на проникновении и циркуляции воды через поры и каналы морских организмов.

Так как вязкость воды вообще очень мала, то передача количества движения от слоя к слою, обусловленная переходом молекул из слоя в слой и столкновениями молекул между собою, совершается крайне медленно. Так, по подсчетам Ц е п п р и ц а, если на поверхности моря ветром поддерживается течение с некоторой постоянной скоростью, то, благодаря

<sup>1</sup> Единицу вязкости в системе CGS в честь Пуазейля называют пуазом.



молекулярной вязкости, на глубину 10 м эта скорость передается только через 0.4 года, на глубину 100 м — через 40 лет, на глубину 500 м — через 2000 лет и, наконец, на глубину 4000 м — через 10 000 лет передается только 3.7% поверхностной скорости. Таким образом, молекулярная вязкость играет весьма малую роль в общей циркуляции океана.

Мы видели, что из молекулярных процессов: диффузии, теплопроводности и вязкости — диффузия является процессом наиболее медленным и в то же время теплопроводность и вязкость также очень малы. Отсюда мы можем в первом приближении пренебрегать этими процессами при суждении об общем режиме океана. Только в наиболее глубоких слоях океана эти процессы играют некоторую роль.

### § 35. Турбулентное перемешивание

Тонкая струя фуксина, введенная в медленно движущийся в стеклянной трубке поток жидкости, образует очень гладкую прямую нить. При увеличении скорости потока эта нить, пройдя некоторое расстояние, обрывается, и после этого жидкость перемешивается и становится равномерно окрашенной. Первое движение называют слоистым или ламинарным, второе — вихревым или турбулентным.

Теоретические соображения и опыты Рейнольдса показали, что переход от ламинарного движения к турбулентному при движении различных жидкостей происходит всегда при одном и том же значении так называемого критического числа Рейнольдса. Это число для потоков открытого типа определяется формулой:

$$R = \frac{vh}{\tau_1} \rho,$$

где

$v$  — средняя скорость потока,

$h$  — глубина потока,

$\rho$  — плотность жидкости,

$\eta$  — вязкость жидкости.

Гопфа равно от 300 до 360. Отсюда, принимая для пресной воды при температуре 16° вязкость, отнесенную к плотности, равной 0.011, получаем критическую среднюю скорость, приведенную в табл. 116.

Таблица 116

При глубине потока	10 см	критическая	средняя	скорость	равна	0.33 см/сек
"	100 "	"	"	"	"	0.033 "
"	200 "	"	"	"	"	0.017 "

Из этих цифр следует, что ламинарное движение в природе, повидимому возможно только при очень медленных движениях водных масс в капиллярах грунта или, может быть, в отдельных впадинах Мирового океана. Во всех остальных случаях мы имеем дело с турбулентным движением, характеризующимся следующими особенностями:

1) скорость в каждой точке потока постоянно пульсирует по величине и направлению около средних своих значений;

2) скорость на очень близком расстоянии от стенок потока мало отличается от общей скорости потока, и

3) все движение мало зависит от вязкости жидкости.

Природа турбулентного движения недостаточно выяснена даже для однородных жидкостей, но его результаты легко обнаруживаются непосред-

ственными наблюдениями. Действительно, только вертикальными и горизонтальными градиентами скорости можно объяснить наличие, в речных потоках например, множества взвешенных частиц земных пород с удельным весом 2.0—2.8, причем размеры этих частиц возрастают с увеличением градиентов скорости. Тот же факт подтверждается почти полной гомотермией даже больших и глубоких рек и узких проливов с большими скоростями течения, несмотря на разнообразие условий их нагревания и охлаждения.

В самом океане всегда существуют факторы, создающие градиенты скорости. Сюда относятся, главным образом, волнение, течения и приливотливные явления.

Во время волнения отдельные частицы воды описывают более или менее правильные орбиты, радиусы которых уменьшаются при увеличении глубины от поверхности моря, и, таким образом, создаются известные градиенты скорости. При правильном волнении или зыби орбиты частиц приближаются к круговым и градиенты скорости очень малы. Но при ветровом волнении, особенно при опрокидывании гребней, градиенты скорости могут достигать очень больших значений и тем вызывать перемещения.

Ветровое или волновое перемешивание играет роль, однако, только в самых поверхностных слоях океана, распространяясь до дна лишь на мелководьях и приобретая особое значение у берегов, где, естественно, градиенты скорости повышаются.

Морские течения создают большие градиенты скорости лишь на своих пограничных поверхностях и также в особенности у дна и у берегов.

Наибольшее значение для турбулентного перемешивания в море имеют приливо-отливные явления, представляющие собою периодические колебания водных масс в вертикальном и горизонтальном направлениях.

Действительно, во-первых, скорости приливо-отливных течений, а следовательно и градиенты скорости, как правило, значительно больше, чем скорости постоянных и временных морских течений. Во-вторых, приливо-отливные явления сказываются во всей толще вод океана, в то время как морские течения достаточно интенсивно сказываются только в поверхностных слоях океана и то только в определенных его районах. Наконец, в-третьих, приливо-отливные явления действуют в вертикальном и горизонтальном направлениях непрерывно, периодически и одновременно в рядом лежащих районах, что именно и способствует созданию больших градиентов скорости.

Для элементарного объяснения возникновения турбулентного перемешивания предположим, что над спокойной в начальный момент поверхностью моря начинается ветер, сила которого постепенно возрастает. На поверхности моря при этом сначала появляются капиллярные волны, преобразующиеся постепенно в ветровые. После того как ветер достигает значительной силы, начинается опрокидывание гребней, разрушение волн, образование вихрей, проникающих все на большую и большую глубину и перемешивающих поверхностные слои. Одновременно, благодаря трению ветра о воду и давлению ветра на тыловую поверхность волн, возникает ветровое течение. Аналогичные явления происходят на поверхностях раздела водных масс, где роль ветра играет движущийся с большей скоростью слой, причем для того же эффекта разрыва поверхностей раздела и образования вихрей нужен значительно меньший градиент скорости, чем между воздухом и водой.

На рис. 52 тремя волнистыми линиями показано последовательное развитие вихрей из воли на пограничной поверхности. Верхняя волнистая



линия представляет пограничную поверхность, разделяющую два слоя с различными скоростями в начальный момент, и нижняя — ту же поверхность в момент сформирования вихрей с горизонтальными осями, перпендикулярными движению.

Понятно, первоначальные небольшие неровности на поверхностях раздела в большинстве случаев не являются правильными волнами, а располагаются совершенно неравномерно. Поэтому и конечное состояние представляется в виде беспорядочно равномерного смещения больших и малых вихрей, постепенно перемешивающих данные слои.

Чем меньше устойчивость слоев и чем больше градиенты скорости, тем интенсивнее развиваются волны и вихри и тем сильнее идет перемешивание. Отсюда возможность преодоления данной устойчивости и интенсивность перемешивания определяются величиной градиента скорости (см. ниже). Ветровое перемешивание, создающееся в результате больших градиентов скорости, распространяется быстро и на большую глубину. Так, например, на Баренцовом море за 2—3 суток штормовой погоды нередко наблюдается перемешивание верхних слоев вплоть до глубины 30—40 м. Мелководное Азовское море при каждом шторме перемешивается до дна.

Большие градиенты скорости создаются также у дна, у берегов, в узкостях, на мелководьях и т. д. Так, например, воды, прилегающие к Горлу Белого моря как со стороны Баренцова, так и со стороны Белого моря, достаточно резко стратифицированы. Несмотря на это, большие скорости приливо-отливных течений и, как следствие, большие градиенты скорости в некоторых районах Горла совершенно перемешивают воду от поверхности и до самого дна, что придает этому проливу характер речного потока. Однако в том же Горле Белого моря существуют районы, где такие же градиенты скорости оказываются недостаточными для преодоления существующей здесь резкой стратификации и, следовательно, большой устойчивости. Понятно, что одновременно с выравниванием турбулентным движением скоростей соприкасающихся слоев идет выравнивание и других свойств этих слоев.

Отсюда, аналогично молекулярному перемешиванию, мы можем написать следующие формулы турбулентного перемешивания, относя их к единице времени и площади

$$dM = A_s \frac{dS}{dz}$$

$$dQ = A_t \frac{dt}{dz}$$

$$dL = A_u \frac{du}{dz}$$

где  $dM$ ,  $dQ$  и  $dL$  — соответственно количества: вещества, теплоты и движения,  $\frac{dS}{dz}$ ,  $\frac{dt}{dz}$  и  $\frac{du}{dz}$  — соответственно вертикальные градиенты солёности, температуры и скорости и  $A_s$ ,  $A_t$  и  $A_u$  — соответственно турбулентные коэффициенты диффузии, теплопроводности и трения.

Определения, произведенные различными методами, показывают, что эти коэффициенты не равны между собой, как это видно из табл. 117.

Таблица 117

Коэффициент	Район океана	Исследователь	Величина, коэффициента $\text{см}^{-1} \text{ г-сек}^{-1}$
Турбулентной диффузии	Тихий океан у Калифорнии Рандерсфиорд Каспийское море	Мак Ивен	41
		Якобсен Штокман	0.4—0.1 0—30
Турбулентной теплопроводности	Филиппинская впадина Тихий океан у Калифорнии Каспийское море Баренцово море	Шмидт	2.0—3.2
		Мак Ивен	30
		Штокман Зубов	0—30 4—14
Турбулентного трения	Экваториальное течение Каспийское море Вост.-Сибирское море	Крюммель	240—300
		Штокман Свердруп	0—224 77—261

Из этой таблицы мы видим, что в то время как коэффициент турбулентного трения в среднем равен 200, коэффициенты турбулентной диффузии и теплопроводности по крайней мере в 10 раз меньше. Это вполне понятно, так как при турбулентном перемешивании передача вещества и тепла от слоя к слою проходит вместе с переходом водных частиц из слоя в слой, в то время как передача энергии движения от слоя к слою может проходить не только в результате перемешивания. Действительно, на простом примере передачи энергии ветра воде давлением на тыловые поверхности образовавшихся волн мы видим, что энергия движения может передаваться от слоя к слою не только трением, но и путем образования соответствующих волновых колебаний.

Затем мы должны допустить, что коэффициенты турбулентной диффузии, теплопроводности и трения в сильнейшей степени связаны с устойчивостью слоев. При одних и тех же градиентах солёности, температуры и скорости выравнивание концентраций и передача тепла и количества движения из слоя в слой при больших значениях устойчивости проходит значительно медленнее, чем при малых. Уже приведенный пример условий перемешивания в разных частях Горла Белого моря доказывает сказанное. Опыты Экмана по определению коэффициента трения в однородной и переслоенной воде также весьма показательны в этом отношении.

При этих опытах по промежуткам времени поворота тонкой горизонтальной иглы, введенной в сосуд, изучалось, насколько быстро передается движение вращающегося сосуда сначала переслоенной, а затем вполне однородной жидкости. В результате наблюдений оказалось, что движение сосуда передавалось однородной жидкости скорее, чем переслоенной, и, следовательно, коэффициент трения в первом случае был больше, чем во втором.

Эти результаты следует приписать тому, что в однородной жидкости вихри, образующиеся в результате турбулентности, свободно проникали сквозь толщу воды и тем самым ускоряли передачу воде движения сосуда. В переслоенной воде образование и распространение вихрей ограничива-



лось поверхностями раздела отдельных слоев и сами вихри как бы подавлялись устойчивостью этих слоев.

Турбулентное перемешивание, как мы видели, заключается в переносе частиц из слоя в слой, причем для преодоления устойчивости необходимо затратить вполне определенную работу.

Для определения этой работы предположим, что единица объема жидкости перенесена из слоя с удельным объемом  $\alpha_1$  в слой с удельным объемом  $\alpha_2$ . Вес единицы объема первого слоя будет равен

$$\frac{g}{\alpha_1},$$

где  $g$  — ускорение силы тяжести.

Если этот объем погрузить в слой с удельным объемом  $\alpha_2$ , то подъемная сила, действующая на этот объем, согласно закона А р х и м е д а, будет равна

$$\frac{g}{\alpha_2}.$$

Отсюда сила, которую надо приложить для погружения данного объема, будет равна:

$$f = g \left( \frac{1}{\alpha_1} - \frac{1}{\alpha_2} \right) = g \left( \frac{\alpha_2 - \alpha_1}{\alpha_1 \alpha_2} \right),$$

или, так как произведение  $\alpha_1 \alpha_2$  весьма близко к единице, то:

$$f = g \Delta \alpha = g \frac{\Delta \alpha}{dz} dz = g E dz.$$

Умножая эту силу на соответствующее вертикальное перемещение, получаем работу, которую надо затратить для перемешивания.

Мы видели, что полная работа сил вязкости в слое толщиной  $dz$  равна

$$\mu \left[ u \frac{d^2 u}{dz^2} + \left( \frac{du}{dz} \right)^2 \right],$$

где

$\frac{du}{dz}$  — вертикальный градиент скорости и

$\mu$  — коэффициент турбулентного трения.

Если градиент скорости можно считать мало изменяющимся, то работа сил вязкости определяется выражением:

$$\mu \left( \frac{du}{dz} \right)^2.$$

Мы видели также, что при турбулентном движении скорости отдельных частиц имеют вертикальные составляющие. Работа, совершающаяся благодаря этим составляющим, и идет на преодоление устойчивости и перемешивание. Таким образом работа на преодоление устойчивости пропорциональна самой устойчивости. С другой стороны, работу сил вязкости, тратящуюся на преодоление устойчивости, можно принять пропорциональной квадрату вертикального градиента скорости.

Отсюда получаем:

$$\frac{E}{\left( \frac{du}{dz} \right)^2} = M,$$

где  $M$  — критерий турбулентности в переслоенной жидкости.

Понятно, что если отношение устойчивости к квадрату вертикального градиента скорости меньше критерия  $M$ , то турбулентное перемешивание

осуществляется интенсивно. Если это отношение больше, то слои как бы скользят друг по другу, образуя на поверхности раздела внутренние волны.

Турбулентное перемешивание происходит в любых условиях океана, но наибольшего значения оно достигает в поверхностных слоях океана под влиянием ветра и волнения.

Из приведенной выше формулы видно, что работа, необходимая для перемешивания, прямо пропорциональна разности удельных объемов, умноженной на высоту перемешанных слоев, или иначе, величине

$$\Delta \alpha \Delta z.$$

Понятно, что при перемешивании нескольких слоев воды с различными удельными объемами работа, необходимая для перемешивания, будет пропорциональна величине

$$\sum_{z_0}^{z_n} \Delta \alpha \Delta z.$$

Эту величину в применении к перемешиванию под влиянием ветра и волнения, начинающемуся у поверхности моря и постепенно распространяющемуся на глубину, назовем условной работой ветрового перемешивания и применим последнюю формулу к частному случаю.

В табл. 118 обработаны по последней формуле данные разреза, сделанного «Персеем» в Баренцовом море по 30 меридиану (в. д.) 31 июля — 4 августа 1928 г.

Таблица 118

$\varphi$ $p$	72°57'	73°28'	73°57'	74°30'	75°00'	75°24'	75°59'	76°30'
0	0	0	0	0	0	0	0	0
10	60	0	0	20	10	20	50	110
20	70	60	0	110	10	20	20	110
30	450	130	60	130	60	50	70	210
40	160	580	40	100	90	230	160	390
50	100	740	80	340	50	240	500	170
60	475	840	150	80	320	200	40	370
70	150	1315	1175	375	510	600	650	870
80	1450	1700	1755	1150	1260	1425	1200	1370
90	1400	2915	3455	1400	2410	2775	2550	1670
100	4315	4355	3810	4025	3750	4004	4205	3220
110								1100
120								4320

Для каждой отдельной станции первые столбцы этой таблицы представляют собой произведение разностей удельных объемов на отдельных горизонтах на расстояния между горизонтами (умноженные на  $10^5$ ) и пропорциональны работе, необходимой для перемешивания слоев воды между данными горизонтами.

Вторые столбцы получены последовательным суммированием сверху цифр первых столбцов и имеют следующее значение.

С началом ветра и волнения перемешивание начинается с верхних слоев и постепенно распространяется все на большую и большую глубину. Чем



сильнее и продолжительнее ветер и чем меньше устойчивость верхних слоев, тем на большую глубину распространяется ветровое перемешивание. Как уже указывалось, замечено, что в некоторых районах Баренцева моря трехдневный семербалльный ветер совершенно перемешивает верхние слои вплоть до глубины 30—40 м. Данные вторых столбцов последней таблицы, а также построенный по ним рис. 53 показывают, до какой глубины ветер одной и той же силы и продолжительности может перемешать воду на каждой отдельной станции. Например, ветер, работа которого в наших условных единицах равна 250, перемешивает верхние слои станции на  $72^{\circ}57'$  с. ш. до глубины 22 м, на станции  $73^{\circ}57'$  с. ш. — до 45 м, на станции  $76^{\circ}30'$  с. ш. — до 27 м и т. д.

Таким образом, в первом приближении, мы можем написать:

$$w \cdot T = k \sum \Delta \alpha dz,$$

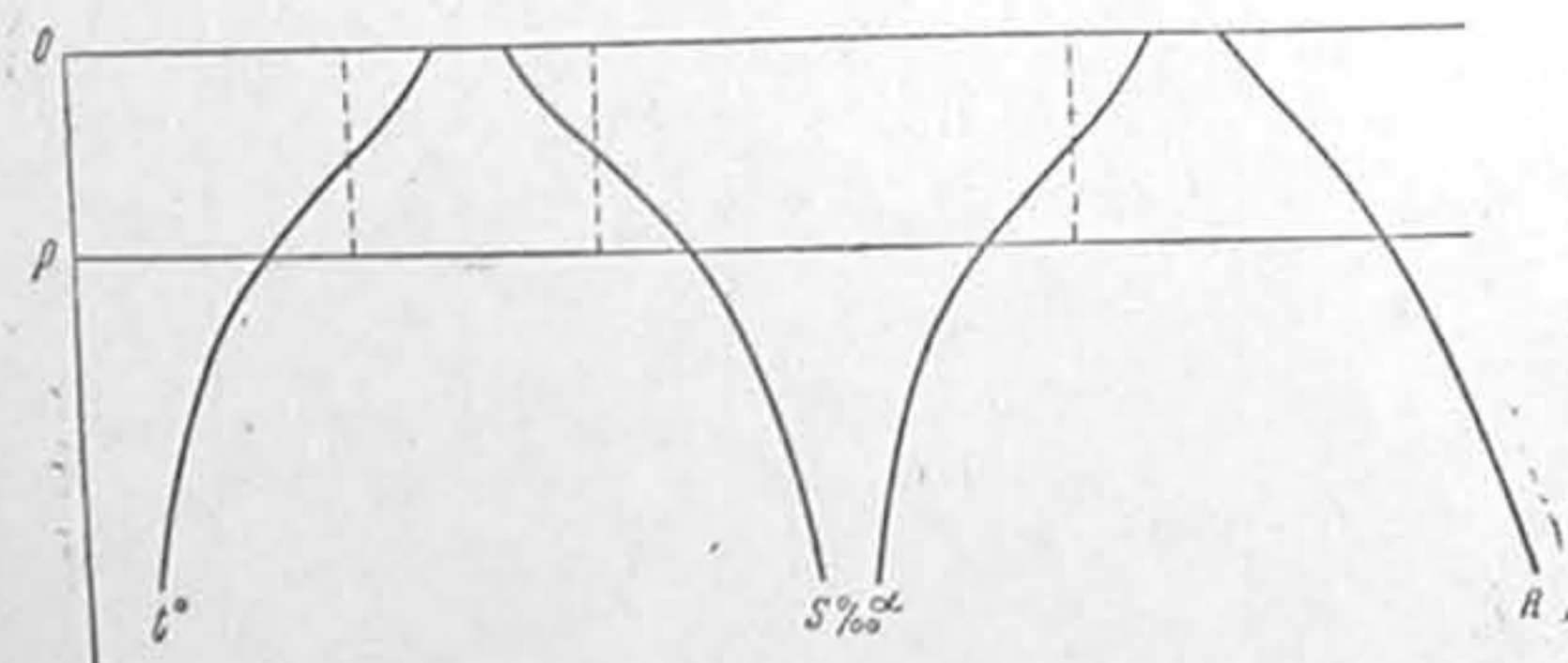
где

$w$  — сила ветра в баллах,  
 $T$  — продолжительность ветра в сутках,  
 $k$  — коэффициент пропорциональности, по-видимому, равный 0.1.

На рис. 54 показано схематически: сплошными кривыми — нормальное вертикальное распределение температуры ( $t^{\circ}$ ), солёности ( $S^{\circ}/_{\infty}$ ) и удельного объема в начальный момент ( $\alpha$ ); пунктиром — распределение тех же элементов после ветрового перемешивания, распространившегося от поверхности моря и до некоторой глубины. Кривая  $R$  показывает в условном масштабе работу, затрачиваемую для турбулентного перемешивания от поверхности моря и до заданной глубины. Из рисунка видно, что отличительным признаком ветрового турбулентного перемешивания является уничтожение устойчивости перемешива-

53. Изолинии условной работы ветра, необходимой для турбулентного перемешивания до данной глубины в Баренцевом море по 30 меридиану в. д.

мую для турбулентного перемешивания от поверхности моря и до заданной глубины. Из рисунка видно, что отличительным признаком ветрового турбулентного перемешивания является уничтожение устойчивости перемешива-



54. Кривые вертикального распределения температуры, солёности и удельного объема после ветрового перемешивания.

шихся слоев и создание больших градиентов всех физико-химических характеристик морской воды на их нижней границе.

Турбулентное перемешивание, как мы видели, представляется в виде вихрей, создающихся благодаря градиентам скоростей и пронизывающих соприкасающиеся слои. Естественно, что образование, развитие и угасание этих вихрей происходит в толще слоев хотя и хаотически, но более

или менее равномерно. Естественно также, что, так как обычно градиенты скорости достигают своей максимальной величины в верхних слоях океана, то турбулентное перемешивание также достигает своего максимума у поверхности океана.

Однако в отдельных районах моря, в особенности на мелководьях у берегов и у отдельных банок, большие градиенты скорости могут создаваться как раз у дна и турбулентное перемешивание распространяется как раз из глубинных слоев. Определяемое рельефом дна и очертаниями берегов турбулентное перемешивание, распространяющееся снизу, понятно, не может быть таким равномерным, как перемешивание, распространяющееся сверху. Вихри в этом случае достигают значительно больших размеров и в отдельных случаях превращаются в водовороты. Особенно это явление сказывается в сравнительно мелководных районах, где сильны приливо-отливные течения, а также в районах соприкосновения противоположно направленных морских течений, какими бы силами эти течения ни были вызваны.

## § 36. Конвекционное перемешивание

Как уже отмечалось, устойчивое равновесие неподвижных горизонтальных слоев морской воды может существовать только при условии, что более легкие слои подстилаются слоями более тяжелыми. Точнее говоря, устойчивость  $E$  для равновесия должна быть положительной.

Предположим, что под влиянием того или иного фактора удельный объем первого сверху слоя начнет уменьшаться. Одновременно начнет уменьшаться и устойчивость между первым и вторым сверху слоями, и в тот момент, когда устойчивость перейдет через нулевое значение, возникнут конвекционные токи, в результате которых оба слоя перемешаются.

Как мы видели, устойчивость зависит от двух величин: от вертикального градиента удельного объема (без поправок на сжимаемость) и от адиабатической поправки. Последнюю из-за ее малого размера, по сравнению с градиентами удельных объемов верхних слоев, мы можем для наших рассуждений пренебречь и считать, что для возможности перемешивания необходимо, чтобы удельный объем первого слоя стал равным (правильнее, несколько меньше) удельному объему второго сверху слоя.

Уменьшение удельного объема морской воды может быть вызвано или увеличением ее солёности или же изменением температуры, приближающим последнюю к температуре наибольшей плотности.

Увеличение солёности поверхностных слоев воды в море, если не считаться с перемешиванием вод различной солёности, может быть вызвано или льдообразованием или испарением.

Пусть из однородного слоя толщиной  $z$ , солёность которого в начальный момент была  $S$ , выделился лёд толщиной  $i$  и солёностью  $S_i$ , меньшей  $S$ .

Если этот слой льда толщиной  $i$  растопить, то мы получим столб воды высотой  $h$ , причем

$$h = i \frac{\delta_i}{\delta_w},$$

где

$\delta_i$  — плотность льда,

$\delta_w$  — плотность воды.

Понятно, что после выделения льда солёность оставшегося столба воды повысится на  $\Delta S$ .



По правилу смешения получаем:

$$Sz = hS_i + (z - h)(S + \Delta S).$$

Откуда увеличение солёности будет равно:

$$\Delta S = \frac{(S - S_i)h}{z - h}.$$

Пренебрегая в знаменателе этой формулы толщиной льда по сравнению с толщиной слоя, из которого лёд образовался, а также считая отношение плотностей льда и воды приблизительно равным 0.9, получаем:

$$\Delta S = \frac{0.9(S - S_i)i}{z}$$

$$\text{и } i = \frac{1.1z\Delta S}{S - S_i}.$$

Если солёность льда принять равной нулю, получаем наиболее простые формулы:

$$\Delta S = \frac{0.9iS}{z},$$

$$i = \frac{1.1z\Delta S}{S}.$$

Рассуждая аналогично, получаем, что увеличение солёности слоя при испарении будет равно:

$$\Delta S = \frac{aS}{z},$$

где

$z$  — поперечному толщину однородного слоя солёностью  $S$  и

$a$  — высота испарившегося слоя<sup>1</sup>.

Для воды, солёность которой больше  $24.7\text{‰}$ , температура наибольшей плотности лежит ниже температуры замерзания и поэтому для такой воды, т. е. в наиболее общем случае, удельный объём будет уменьшаться вместе с понижением температуры вплоть до температуры замерзания. В частном случае при малых солёностях и низких температурах может оказаться, наоборот, что для уменьшения удельного объёма необходимо некоторое повышение температуры.

Таким образом в общем случае ( $S\text{‰} > 24.7$ ) для уменьшения удельного объёма надо отнять от рассматриваемого слоя некоторое количество теплоты. Относя это количество теплоты к  $1\text{ см}^2$  поверхности моря, считая теплоёмкость воды равной единице и измеряя толщину слоя в метрах, получаем:

$$\Delta t = \frac{\Delta Q}{100z},$$

где

$\Delta t$  — понижение температуры слоя толщиной в  $z$  метров и

$\Delta Q$  — количество теплоты, отнятое с  $1\text{ см}^2$  поверхности моря в  $z$ -кал.

Предположим, что в начальный момент мы имели два слоя с соответственными температурами  $t_1$  и  $t_2$ , солёностями  $S_1$  и  $S_2$ , удельными объёмами  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$  и высотами слоев  $z_1$  и  $z_2$ . Естественно, по сказанному выше, что после полного перемешивания этих слоев общая толщина перемешав-

<sup>1</sup> Того же вида формулы применимы, понятно, и для вычисления опреснения морских слоев при выпадении осадков, таянии льдов и отложении солей из концентрированных растворов морской воды.

шихся слоев будет  $z_{1,2} = z_1 + z_2$ , а общий удельный объём будет равен удельному объёму нижнего слоя, т. е.  $\alpha_{1,2} = \alpha_2$ .

Предположим, что уменьшение удельного объёма верхнего слоя произошло исключительно за счёт изменения его температуры на  $\Delta t$ . В таком случае общую солёность перемешавшихся слоев мы найдем по формуле смешения, а именно:

$$S_{1,2} = \frac{S_1z_1 + S_2z_2}{z_1 + z_2}.$$

Общая температура после смешения получится по формуле:

$$\frac{(t_1 + \Delta t)z_1 + t_2z_2}{z_1 + z_2} = \frac{t_1z_1 + t_2z_2}{z_1 + z_2} + \frac{z_1}{z_1 + z_2} \Delta t = t_{1,2} + \frac{z_1}{z_{1,2}} \Delta t,$$

где  $S_{1,2}$  и  $t_{1,2}$  означают соответственно среднюю солёность и среднюю температуру слоев до конвекционного перемешивания.

Аналогично, при условии, что уменьшение удельного объёма первого слоя, вызвавшее перемешивание, произошло исключительно за счёт увеличения его солёности на  $\Delta S_1$ , мы получим общие после перемешивания солёность и температуру по формулам:

$$\frac{S_1z_1 + S_2z_2}{z_1 + z_2} + \frac{z_1}{z_1 + z_2} \Delta S_1 = S_{1,2} + \frac{z_1}{z_{1,2}} \Delta S_1,$$

$$\frac{t_1z_1 + t_2z_2}{z_1 + z_2} = t_{1,2}.$$

В этих формулах  $\Delta t$  и  $\Delta S_1$  суть изменения температуры или солёности первого слоя, необходимые для того, чтобы его удельный объём стал равным удельному объёму второго слоя.

Вычислить, однако, величины  $\Delta t$  и  $\Delta S_1$ , представляется трудным и потому их находят обычно с помощью  $TS$ -диаграммы. Задача сводится к следующему: по известной солёности (или температуре) первого слоя найти температуру (или солёность), соответствующую удельному объёму второго слоя.

На рис. 55 представлена часть  $TS$ -диаграммы. Пусть точка  $A$  соответствует элементам первого слоя и  $BC$  является частью изолинии удельного объёма второго слоя. Естественно, что для того, чтобы удельный объём первого слоя стал равен удельному объёму второго слоя, необходимо или изменить температуру на величину  $AC$  или же изменить солёность на величину  $AB$ .

После того как величина  $\Delta t$  или  $\Delta S_1$  по  $TS$ -диаграмме определена, общие солёность и температура двух верхних перемешавшихся слоев легко определить по приведенным выше формулам.

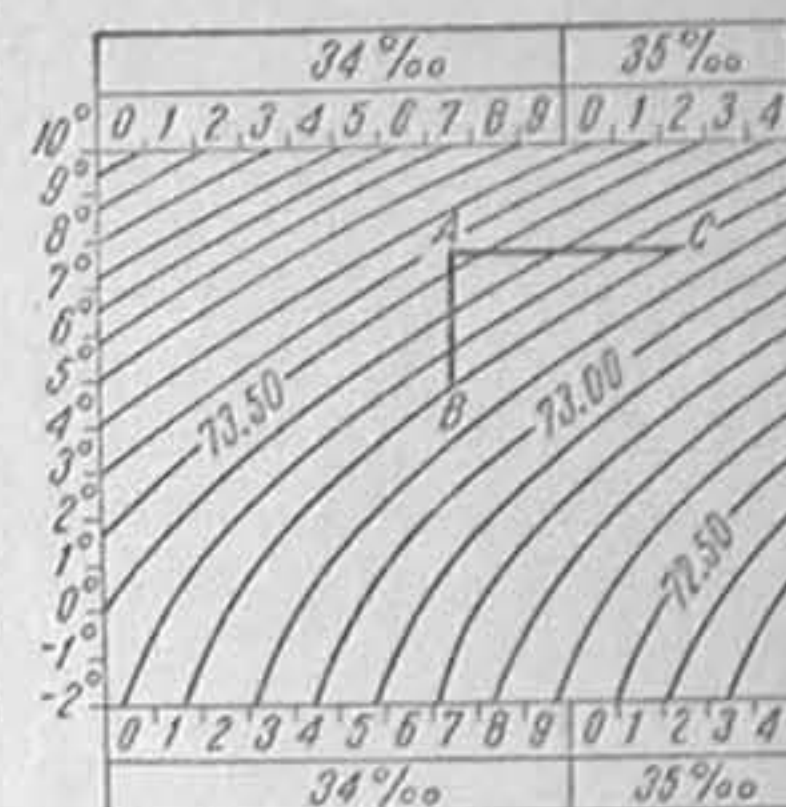
Для возможности перемешивания с следующим, третьим сверху, слоем с элементами  $t_3, S_3, \alpha_3$  и  $z_3$  рассуждаем аналогично предыдущему и получаем:

общий удельный объём после перемешивания

$$\alpha_{1,2,3} = \alpha_3.$$

Если перемешивание идет исключительно за счёт увеличения солёности, то после перемешивания общая температура будет равна:

$$\frac{t_1z_1 + t_2z_2 + t_3z_3}{z_1 + z_2 + z_3} = t_{1,2,3}$$



55. Определение по  $TS$ -диаграмме изменения солёности или изменения температуры, необходимых для изменения удельного объёма до заданной величины.



и общая соленость

$$\frac{S_{1,2} + \frac{z_1}{z_{1,2}} \Delta S_1 + \Delta S_{1,2} \frac{z_1}{z_{1,2}} + S_3 \frac{z_3}{z_{1,2,3}}}{z_{1,2,3}} = S_{1,2,3} + \frac{z_1 \Delta S_1 + z_{1,2} \Delta S_{1,2}}{z_{1,2,3}},$$

и если перемешивание идет исключительно за счет изменения температуры, то получим общую температуру:

$$t_{1,2,3} + \frac{z_1 \Delta t_1 + z_{1,2} \Delta t_{1,2}}{z_{1,2,3}}$$

и общую соленость:

$$S_{1,2,3}.$$

Конвекционное перемешивание, как мы видели, может происходить за счет изменения солености или за счет температуры, а иногда под совокупным влиянием обоих факторов.

В частности, в низких широтах преобладает перемешивание за счет изменения солености, в умеренных широтах преобладает перемешивание за счет изменения температуры, а в высоких широтах, где имеет место сильное льдообразование, перемешивание происходит как за счет изменения солености, так и за счет изменения температуры.

Характерными примерами конвекционного перемешивания, распространяющегося на очень большие глубины и происходящего, главным образом, за счет осолонения, являются Красное и Средиземное моря. Вследствие малого количества осадков, малого берегового стока и большого испарения, соленость верхних слоев здесь летом постепенно повышается, но

56. Схематическое вертикальное распределение температуры, солености и удельного объема после конвекционного перемешивания.

конвекции нет, так как одновременно повышается температура. Но зимнего понижения температуры оказывается достаточным для того, чтобы конвекционное перемешивание распространилось до очень больших глубин.

Примером конвекционного перемешивания, доходящего до самого дна и вызванного исключительно зимним понижением температуры, является зимнее перемешивание в южной части Баренцева моря.

В том же Баренцевом море в районах льдообразования мы встречаемся с третьим типом конвекционного перемешивания, а именно: вначале вызываемого понижением температуры, а потом, после начала льдообразования, вызываемого главным образом увеличением солености.

Наконец на больших глубинах, особенно в глубоких слоях океана, значительную роль играет конвекционное перемешивание, вызываемое подогреванием придонных слоев воды снизу внутренним теплом земли, биохимическими процессами в грунтах и, в особенности, за счет радиоактивного распада.

На рис. 56 показано схематически: сплошными кривыми—нормальное вертикальное распределение температуры, солености и удельного объема

в начальный момент, пунктиром — распределение тех же элементов после конвекционного перемешивания от поверхности моря и до некоторой глубины, вызванного исключительно понижением температуры, и черточками,— вызванного исключительно за счет повышения солености поверхностных слоев. Как это видно из рисунка, конвекционное перемешивание, в противоположность турбулентному, не создает больших градиентов удельного объема и, следовательно, большей устойчивости.

Конвекционное перемешивание, так же как и турбулентное, не происходит мгновенно, а требует для своего завершения известных промежутков времени. В общем оно происходит тем быстрее, чем больше отрицательная устойчивость, обуславливающая его возникновение. Именно по отрицательным устойчивостям, иногда наблюдаемым в поверхностных, промежуточных и в глубинных слоях океана, мы можем судить об идущем процессе конвекционного перемешивания.

Придерживаясь прежних обозначений, мы можем написать для конвекционных диффузии, теплопроводности и трения:

$$dM = A \frac{dS}{dz}, \quad dQ = A \frac{dt}{dz}, \quad dL = A \frac{du}{dz}$$

Естественно, что эти формулы имеют смысл только при отрицательной устойчивости. Естественно также, что в первом приближении коэффициент конвекционного перемешивания мы можем считать одинаковым для обмена вещества, тепла и количества движения. Так как конвекционное перемешивание проходит за счет силы тяжести, то коэффициенты конвекционного перемешивания иногда называют гравитационными.

Особое место занимает конвекционное перемешивание в результате «уплотнения при смешении», создаваемого турбулентным перемешиванием холодных вод низкой солености и теплых вод высокой солености.

## § 37. Вертикальная зимняя циркуляция

Всякое понижение температуры поверхностных слоев моря (если рассматривать воду с соленостью большей  $24.70_{\text{‰}}$ ) вызывает уменьшение удельного объема верхних слоев моря, а следовательно, и конвекционное перемешивание. Поэтому в районах моря, где мы имеем достаточно выраженный суточный ход температуры поверхностных слоев, днем мы будем наблюдать некоторое повышение температуры и, благодаря испарению, некоторое осолонение, а ночью похолодание и конвекционное перемешивание до известной глубины. То же явление происходит при всяком временном понижении температуры моря. Но наибольшего развития этот процесс достигает в результате длительного зимнего охлаждения, когда мы получаем так называемую вертикальную зимнюю циркуляцию.

В виду особого влияния вертикальной зимней циркуляции на режим океана рассмотрим происходящие при этом явления с некоторой подробностью, причем из-за невозможности выразить простыми формулами соотношения между температурой, соленостью и удельным объемом воспользуемся для последующих рассуждений каким-нибудь произвольно выбранным примером.

Предположим, что на некоторой станции к началу зимнего охлаждения наблюдалось показанное в табл. 119 распределение температуры и солено-



Таблица 119

Глубина (в м)	Темпе- ратура	Соленость (в ‰)	Удельный объем
0	8.7	33.40	74.73
10	8.5	33.42	74.69
25	7.4	33.46	74.50
50	6.1	33.68	74.16
75	5.9	33.90	73.99
100	4.3	34.20	73.57
150	3.7	34.44	73.34
200	3.5	34.72	73.11
250	3.4	34.96	72.93
265 (дно)	—	—	—

удельный объем первого слоя станет равным (несколько меньше) удельному объему второго слоя, сейчас же внутри первого и второго слоя возникнут конвекционные токи, в результате которых первые два слоя совершенно перемешаются. При этом, понятно, удельный объем перемешавшихся слоев будет

Таблица 120

№ слоя	Слой от — до (в м)	Толщина слоя (в м)	Средние для каждого слоя		
			$t^\circ$	$S^\circ/\text{‰}$	$v_t$
1	0—10	10	8.6	33.41	74.71
2	10—25	15	7.9	33.44	74.59
3	25—50	25	6.7	33.57	74.32
4	50—75	25	6.0	33.79	74.08
5	75—100	25	5.1	34.05	73.78
6	100—150	50	4.0	34.32	73.46
7	150—200	50	3.6	34.58	73.22
8	200—250	50	3.5	34.84	73.02
9	250—265	15	3.4	34.96	72.93

равен начальному удельному объему второго слоя, т. е. 74.59, а соленость будет равна средней солености первого и второго слоя, т. е. 33.43. Температуру перемешавшихся слоев мы найдем по  $TS$ -диаграмме, как соответствующую  $S=33.43$  и  $v_t=74.59$ , а именно  $t=7^\circ.8$ .

Так как средняя температура первого и второго слоя в начальный момент была  $8^\circ.2$ , то очевидно, что для перемешивания первых двух слоев необходимо, чтобы с каждого  $\text{см}^2$  поверхности моря было отдано количество тепла, равное

$$q_t = \frac{0.4 \cdot 25 \cdot 100}{1000} = 1 \text{ к-кал}$$

(если теплоемкость воды считать равной единице).

Для перемешивания первых двух слоев с третьим слоем эти слои должны охладиться настолько, чтобы их удельный объем стал равным удельному объему третьего слоя. Так как средняя соленость первых трех слоев равна 33.50, то по этой солености и удельному объему третьего слоя  $v_t=74.32$

<sup>1</sup> Все последующие рассуждения относятся к случаю неподвижности вод. Это допущение не всегда верно, но пока вопрос в общем виде еще не решен.

мы найдем общую температуру первых трех слоев после охлаждения и перемешивания. Не трудно получить и соответствующее количество отданного тепла.

Поступая так же дальше и сводя результаты в табл. 121, мы получим общие температуру, соленость и удельный объем любого числа перемешавшихся слоев, а также и количество тепла, которое должно быть отдано поверхностью моря атмосфере для возможности такого перемешивания.

Таблица 121

Число слоев	Толщина слоев $p$ (в м)	$t^\circ_m$	$S_m$	$t^\circ$	$S$	$v_t$	$i$	$q_t$	$q_i$	$q$
1—2	25	8.2	33.43	7.8	33.43	74.59	—	1.0	—	1.0
1—3	50	7.5	33.50	6.3	33.50	74.32	—	6.0	—	6.0
1—4	75	7.0	33.59	4.9	33.59	74.08	—	15.7	—	15.7
1—5	100	6.5	33.71	2.5	33.71	73.78	—	40.0	—	40.0
1—6	150	5.7	33.91	—0.3	33.91	73.46	—	90.0	—	90.0
1—7	200	5.2	34.08	—1.8	34.17	73.22	0.58	140.0	4.2	144.2
1—8	250	4.8	34.23	—1.8	34.43	73.02	1.63	165.0	11.7	176.7
1—9	265	4.7	34.27	—1.8	34.53	72.93	2.22	172.2	16.0	188.2

В этой таблице:

$p$  — толщина перемешавшихся слоев, считая от поверхности моря,  
 $t^\circ_m$  и  $S_m$  — средние температуры и солености перемешавшихся слоев до перемешивания,

$t$  и  $S$  — температуры и соленость тех же слоев после перемешивания,

$v_t$  — удельный объем перемешавшихся слоев,

$i$  — толщина образовавшегося льда в м,

$q_t$  — количество тепла в к-кал, отданного каждым  $\text{см}^2$  поверхности моря для охлаждения перемешавшихся слоев,

$q_i$  — количество тепла в к-кал, отданное каждым  $\text{см}^2$  для образования льда соответствующей толщины,

$q = q_t + q_i$  — общее количество тепла, отданное на охлаждение воды и образование льда при перемешивании (данного числа слоев).

Перемешивание первых шести слоев в данном примере идет так, как было описано выше, но для перемешивания с седьмым слоем мы встречаемся с необходимостью повышения солености, что может быть достигнуто в результате льдообразования.

Действительно, средняя соленость семи перемешавшихся слоев равна 34.08. Эта соленость, даже при условии, что весь столб воды охладится до температуры замерзания ( $\tau = -1^\circ.8$ ), соответствует по  $TS$ -диаграмме удельному объему 73.28, между тем как удельный объем седьмого слоя равен 73.22. По той же  $TS$ -диаграмме удельному объему 73.22 и  $\tau = -1^\circ.8$  соответствует соленость 34.17. Следовательно, для возможности перемешивания средняя соленость первых шести слоев должна быть повышена путем льдообразования на 0.09.

Мы видели, что если толщина льда незначительна по сравнению с толщиной слоя воды, в котором происходит льдообразование, а соленость льда настолько мала, что ею можно пренебречь, то толщину льда ( $i$ ) можно найти по формуле

$$i = \frac{1.1 p \Delta S}{S}$$



где

$p$  — толщина слоя,  
 $S$  — соленость слоя до начала льдообразования и  
 $\Delta S$  — осолонение в результате льдообразования.  
 В нашем случае получаем:

$$i = \frac{200 \cdot 0.09 \cdot 1.1}{34.08} = 0.58 \text{ м.}$$

Рассуждая так же дальше, мы находим, что для того, чтобы на нашей станции вертикальная циркуляция дошла до дна, необходимо образование льда толщиной 2.22 м.

В трех последних столбцах приведенной таблицы даны:

$q_t$  — количество тепла в кг-кал, отдаваемое 1 см<sup>2</sup> поверхности моря в предположении, что теплоемкость воды равна единице, и вычисляемое по формуле:

$$q_t = \frac{(t_m^0 - t^0) p \cdot 100}{1000} \text{ кг-кал} = 0.1 (t_m^0 - t^0) p \text{ кг-кал.}$$

Таким образом при перемешивании первых семи слоев

$$q_t = 0.1 [5^{\circ}.2 - (-1^{\circ}.8)] \cdot 200 = 140.0 \text{ кг-кал;}$$

$q_i$  — количество тепла, отдаваемое 1 см<sup>2</sup> поверхности моря при образовании льда данной толщины и вычисляемое по формуле:

$$q_i = \frac{80 \cdot i \cdot 100 \cdot 0.9}{1000} \text{ кг-кал} = 7.2 i \text{ кг-кал,}$$

где 80 г-кал — теплота плавления льда.

В нашем примере после перемешивания первых семи слоев количество тепла, отданного на льдообразование, будет равно:

$$q_i = 7.2 \cdot 0.58 = 4.2 \text{ кг-кал}$$

и общее количество отданного тепла после перемешивания первых семи слоев будет равно:

$$q = q_t + q_i = 140.0 + 4.2 = 144.2 \text{ кг-кал.}$$

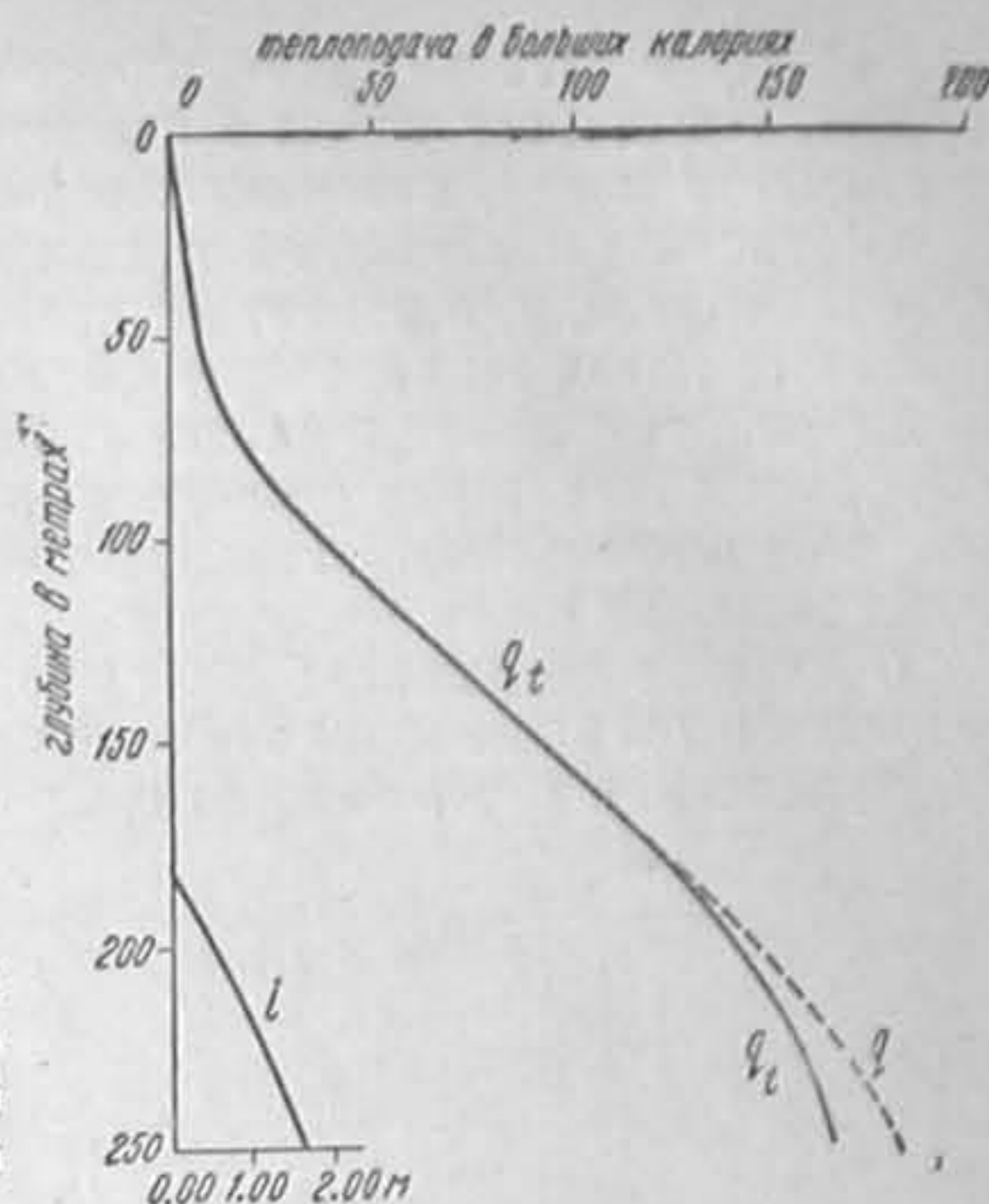
Мы разделили толщину воды от поверхности и до дна на 9 слоев. Понятно, что если мы разделим эту толщину на большее число слоев, то мы сможем ответить более точно на вопросы: до какой именно глубины дойдет вертикальная циркуляция при данном количестве отданного атмосфере тепла, до какой именно температуры вода при этом охладится, будет ли при этом льдообразование и какое льдообразование и т. д.

Те же результаты получаются, если по данным последних столбцов этой таблицы построить график, как это показано на рис. 57. Из рисунка видно, что в данном примере льдообразование начнется после того, как перемешивание достигнет глубины 170 м.

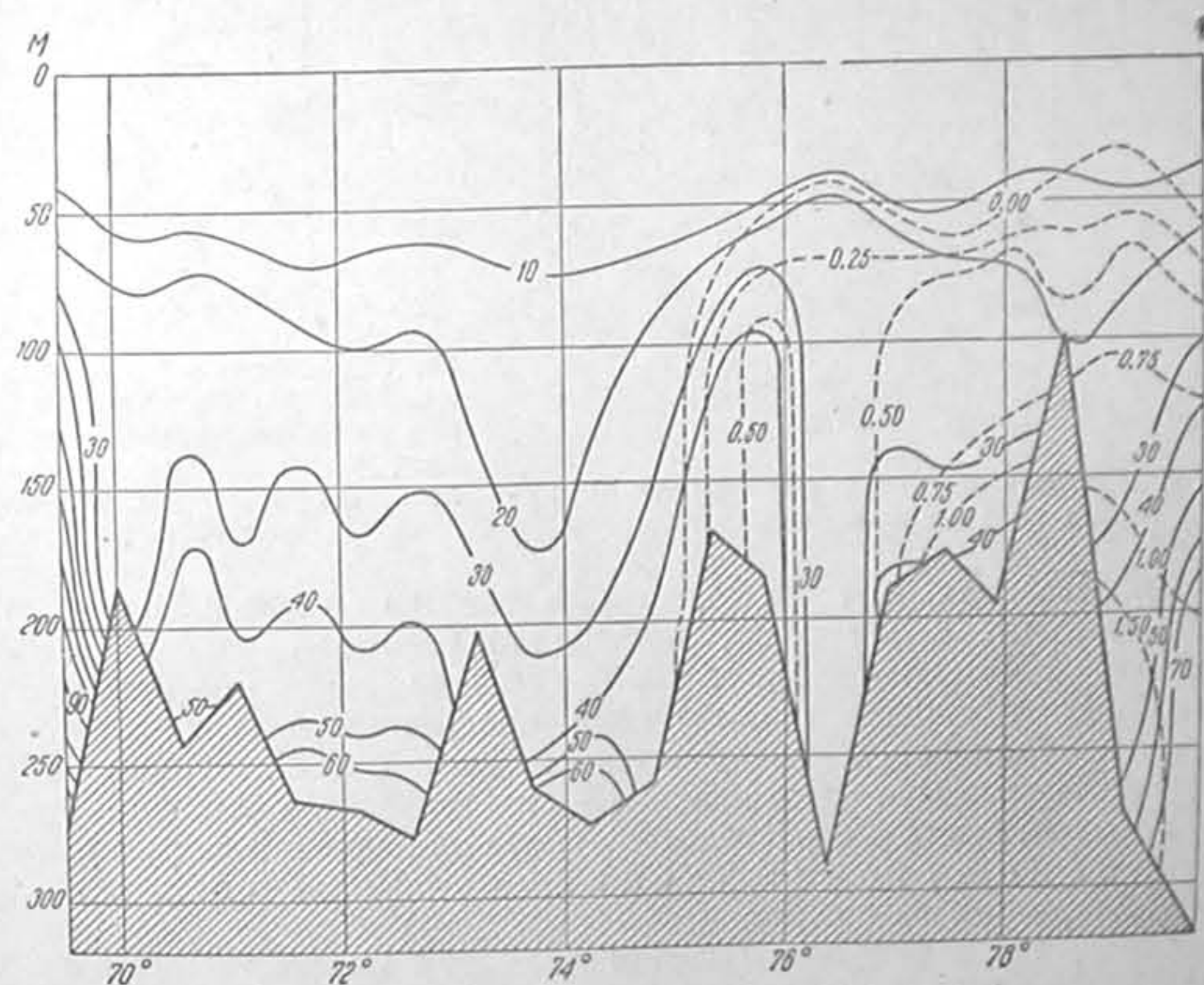
Если мы описанным выше приемом обработаем гидрологические наблюдения, сделанные на ряде станций перед самым началом зимнего охлаждения, то мы сможем на изучаемом разрезе провести изолинии количества тепла, отдаваемого водой атмосфере за время зимнего охлаждения. Естественно, что эти изолинии дадут нам представление о глубине, до которой благодаря гидрологическим особенностям каждой отдельной станции при прочих равных условиях доходит вертикальная зимняя циркуляция, на какой именно станции льдообразование начинается раньше и на какой позже и т. д.

На рис. 58 показаны изолинии зимней циркуляции (сплошные линии), вычисленные по данным разреза по Кольскому меридиану (33°30' в. д.) в Баренцовом море, сделанного Полярным институтом в августе 1931 г. Из рисунка видно, насколько глубже проникает вертикальная зимняя циркуляция при том же количестве тепла, отданного водой атмосфере, например у 74° с. ш., по сравнению с 69° 30' с. ш. В первом случае при 20 кг-кал, отданных атмосфере 1 см<sup>2</sup> поверхности моря, вертикальная циркуляция спускается до 175 м, в то время как во втором она доходит только до 65 м, что объясняется значительно большей переслоенностью вод прибрежной станции под 69°30' с. ш.

На рис. 59 показаны изотермы на одном из разрезов, сделанном «Персеем» в Баренцовом море в марте 1934 г. Как и следовало ожидать,



57. Теплоотдача в кг-кал атмосфере с 1 см<sup>2</sup> поверхности моря и толщина образовавшегося льда при условии вертикальной зимней циркуляции, дошедшей до данной глубины.



58. Изолинии теплоотдачи в кг-кал с 1 см<sup>2</sup> поверхности моря при вертикальной зимней циркуляции, доходящей до данной глубины, в Баренцовом море по Кольскому меридиану. Пунктиром показаны изолинии льда (в метрах), образующегося при перемешивании до данного горизонта.

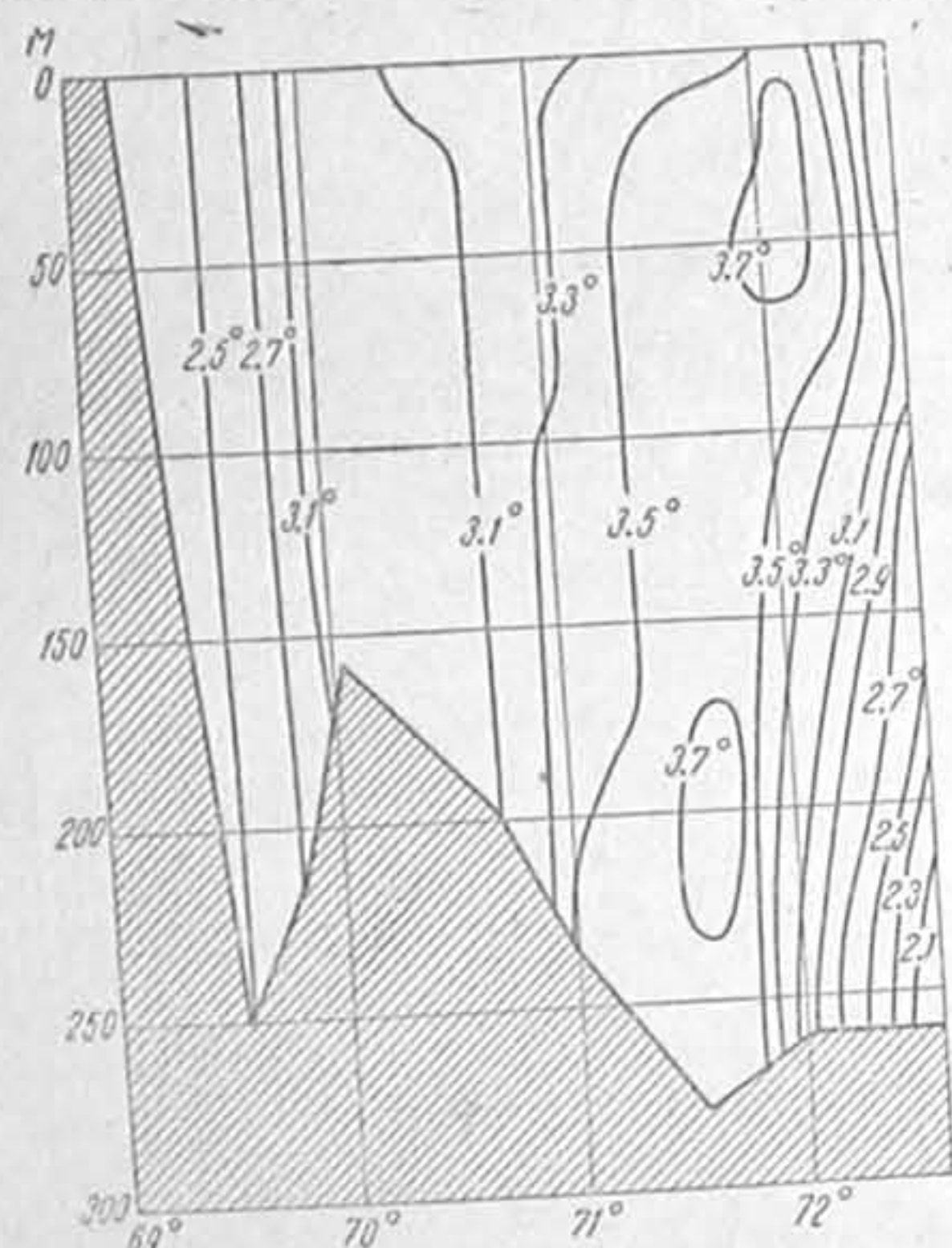


особенно у берега, где конвекционное перемешивание соединяется с сильным турбулентным и где отдача тепла морем атмосфере зимой значительней, чем в открытом море<sup>1</sup>, изотермы совершенно вертикальны.

Вертикальная циркуляция продолжается до тех пор, пока продолжается охлаждение, и в момент ее прекращения характеризуется количеством отданного морем тепла, толщиной перемешавшихся слоев и их общей температурой. Последняя в случае льдообразования, понятно, равна температуре замерзания, а при отсутствии льдообразования может быть, в зависимости от вертикального градиента солености, и выше и ниже температуры ниже лежащих слоев.

Предположим, как это бывает в большинстве случаев, что температура перемешавшихся слоев ниже температуры слоев, не захваченных вертикальной циркуляцией, и пусть нижняя граница циркуляции в момент ее прекращения определяется глубиной  $p'$ .

Вертикальное распределение температур схематически изобразится при этом кривой  $abcd$





В Беринговом море, благодаря летнему прогреву и перемешиванию, выраженность холодного промежуточного слоя к середине июля значительно уменьшилась. В Баренцовом море на глубине 50 м к концу августа еще сохранилась температура замерзания, главным образом потому, что эта станция расположена вблизи отступающей кромки плавучих льдов. Лбы же, как мы видели, препятствуют проникновению на глубины солнечной энергии, а следовательно, и их нагреванию.

Как видно из этого примера, холодный промежуточный слой вообще наиболее ярко выражен и сохраняется дольше всего у кромки тающих льдов. Таким образом, по выраженности холодного промежуточного слоя в ледовых районах в летнее время можно судить о времени вскрытия моря. С другой стороны, в районах, куда лед лишь заносится ветром и течениями, образования от этого холодного промежуточного слоя мы не наблюдаем.

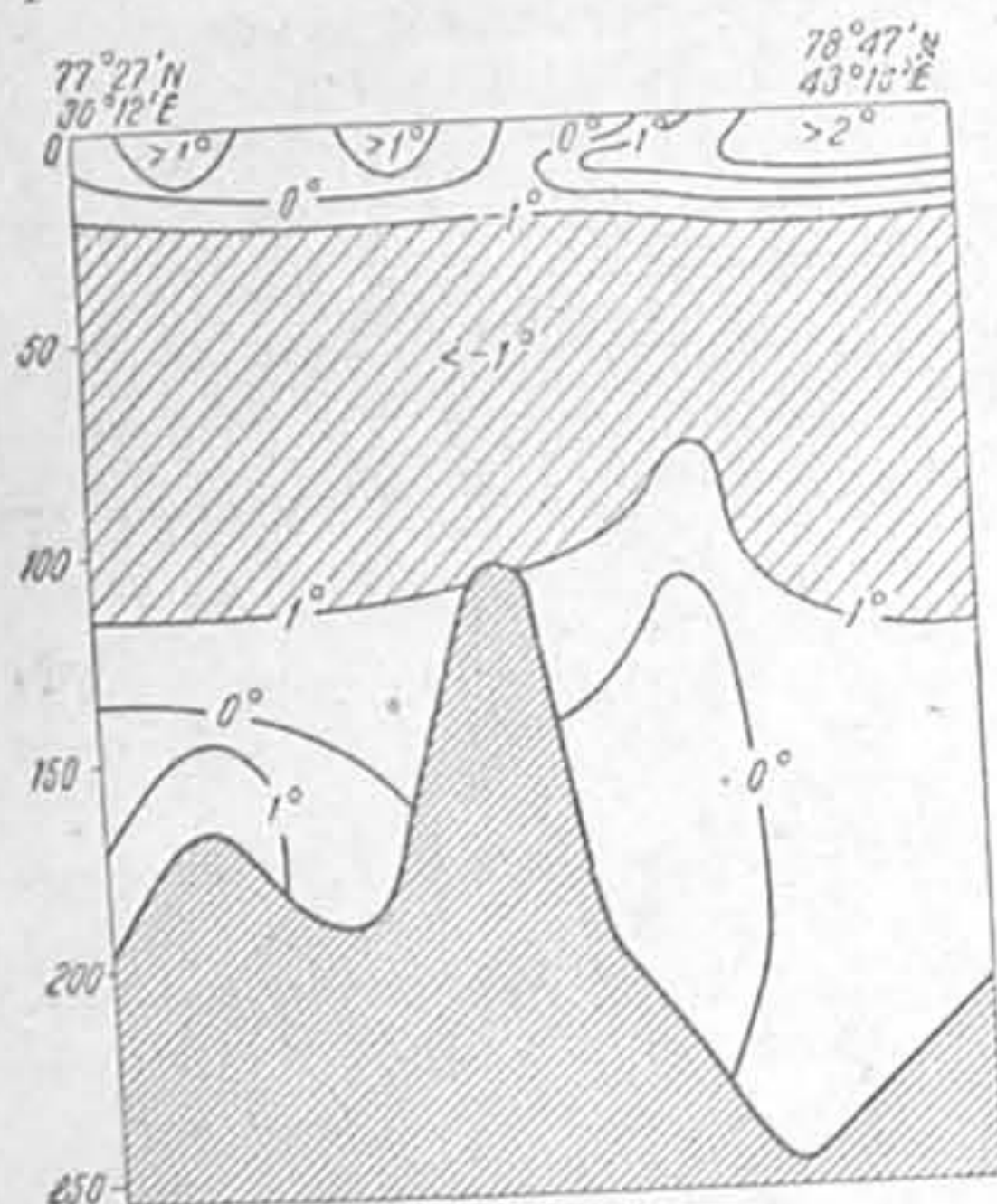
На рис. 61 показаны изотермы разреза, сделанного «Персеем» 5—10 августа 1928 г. в Баренцовом море вдоль кромки тающих льдов. Из рисунка видно, что на всем разрезе приблизительно между горизонтами 20 и 120 м наблюдался мощный холодный промежуточный слой с температурами значительно ниже  $-1^{\circ}$ .

В балансе вод Северного Ледовитого океана играют главную роль: теплые и соленые атлантические воды, поступающие в него между Европой и Америкой, и береговой сток, главным образом с Евразийского побережья. Береговые воды и таяние льдов распресняют поверхностные слои, льдообразование их осолопляет. Часть опресненных вод и льдов, выносится из Северного полярного бассейна Восточно-Гренландским течением. В результате создаются определенные условия соленостного и температурного равновесия, характеризующиеся глубиной залегания нижней изотермы холодного промежуточного слоя.

61. Холодный промежуточный слой в Баренцовом море 5—10 августа 1928 г.

В годы интенсивного поступления и повышенной температуры атлантических вод, подстилающих холодный и опресненный поверхностный слой, и мягких зим эта изотерма несколько приподымается; в годы ослабления притока атлантических вод и суровых зим она несколько понижается. Эти вековые вертикальные колебания нижней границы холодного промежуточного слоя достигают 50—100 м. Так, в первых годах текущего столетия в северных широтах Баренцова моря и прилегающих частях Северного полярного бассейна нижняя граница холодного промежуточного слоя (изотерма  $-1^{\circ}$ ) держалась на глубине 150—200 м. Сейчас, благодаря общему потеплению Арктики, она в тех же районах расположена на глубине 75—100 м.

Значение теплых атлантических вод, подстилающих в Северном полярном бассейне холодный промежуточный слой, и изменения в их режиме — температуре и мощности — громадно, но пока еще недостаточно оценивается именно потому, что эти воды как бы погребены под холодным промежуточным слоем. Между тем это значение легко обна-



руживается несложным анализом явлений вертикальной зимней циркуляции.

В качестве примера воспользуемся уже приведенными фактическими наблюдениями на станции в Баренцовом море, сделанной 25 августа 1931 г. на  $79^{\circ}04'$  с. ш. и  $37^{\circ}02'$  в. д. (табл. 124).

Детальное рассмотрение данных этой станции показывает, что ее по вертикали можно разделить на три слоя: первый слой от 0 до 30 м нагрет местной солнечной радиацией, распреснен таянием льдов и перемешан волной и ветром; второй слой от 50 до 150 м с температурой, близкой к температуре замерзания, является холодным промежуточным слоем. Ниже 200 м и до дна лежат однородные теплые и соленые воды атлантического происхождения.

Перемешивание вертикальной зимней циркуляцией верхних 30 м не требует льдообразования и для этого достаточно отдать атмосфере всего 1.6 кг-кал.

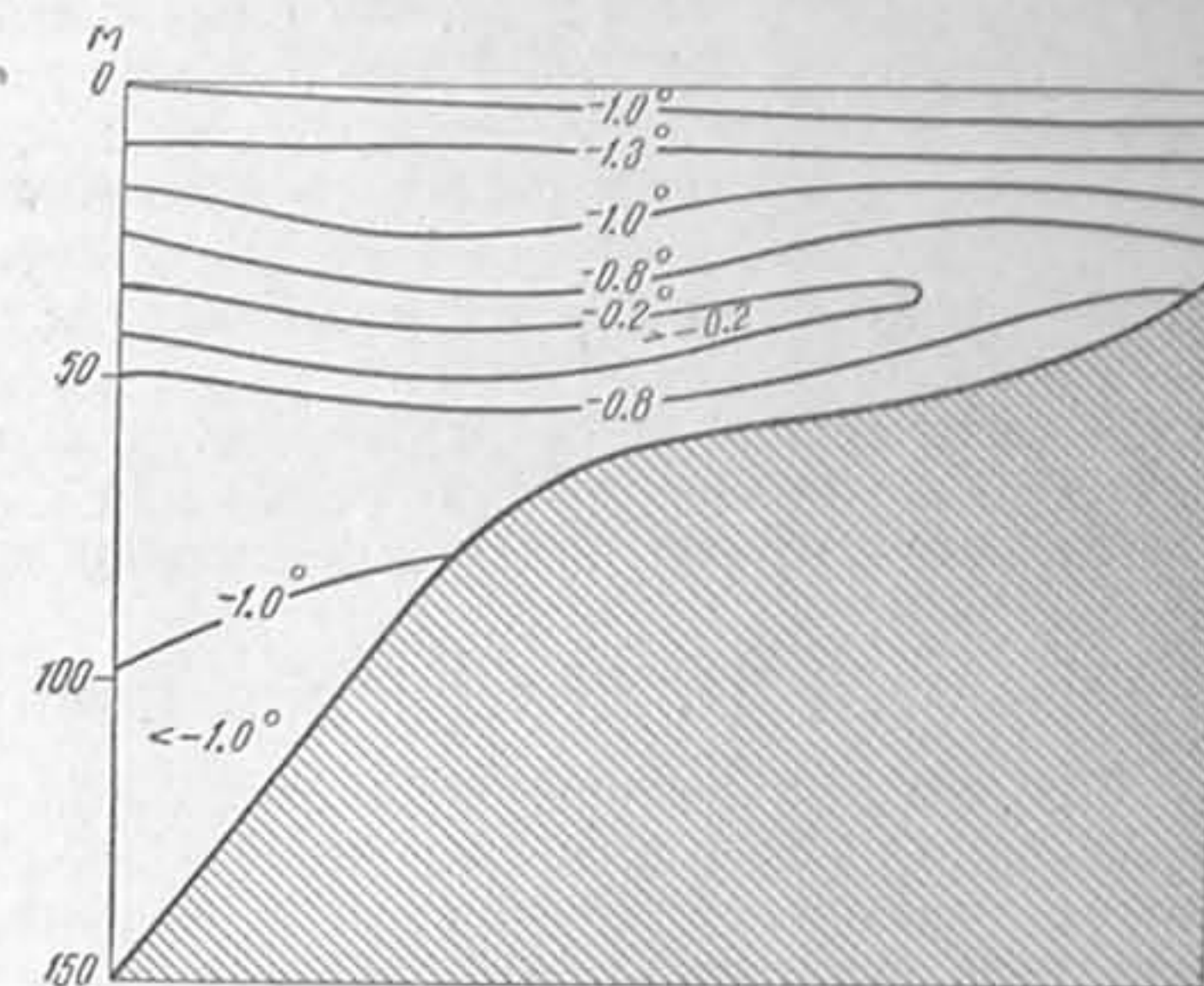
Перемешивание до 40 м уже сопровождается образованием льда толщиной 0.31 м и требует отдачи атмосфере 20.5 кг-кал. В тот момент, когда перемешивание достигает 210 м, толщина льда увеличивается до 1.73 м, а количество отданного атмосфере тепла — до 47.0 кг-кал.

При дальнейшем даже небольшом охлаждении в вертикальную циркуляцию вовлекается однородный и мощный слой теплых атлантических вод. Благодаря этому, когда вертикальная циркуляция достигает 250 м, освобождаются громадные количества тепла, достаточные при условии интенсивного перемешивания, во-первых, для того, чтобы растопить весь образовавшийся до этого слой льда толщиной 1.73 м, и, во-вторых, кроме того повысить температуру всего столба воды от  $-1^{\circ}.8$  (температура замерзания) до  $-1^{\circ}.6$ .

Понятно, что если бы температура атлантических вод была выше и нижняя граница холодного промежуточного слоя была расположена ближе к поверхности моря, то эффект этого явления был бы еще значительнее.

Чрезвычайно характерное явление, связанное с вертикальной зимней циркуляцией, наблюдается в районе больших глубин Белого моря. Здесь на глубине 150 м господствует почти постоянная температура, приблизительно равная  $-1^{\circ}.4$ , в то время как поверхностные слои моря к концу лета нагреваются до  $15^{\circ}$  и более.

С началом вертикальной зимней циркуляции поверхностные слои постепенно охлаждаются все более и более и нижняя граница конвекционно перемешанных и очень холодных поверхностных слоев спускается все ниже и ниже. Таким образом к концу зимы создается теплый промежуточный слой толщиной 20—30 м (рис. 62). Этот слой, наложенный на холодные глубинные слои, наблюдается почти в течение всей зимы над всей глубокой частью.



62. Распределение температур и теплый промежуточный слой в апреле 1933 г. в Кандалакшском заливе.



Белого моря, причем становится тоньше и даже уничтожается совсем вблизи берегов. Этот теплый слой, как указывают многие исследователи, имеет большое значение для теплолюбивых организмов, в нем скопляющихся и переносящих зиму в сравнительно благоприятных тепловых условиях. Надежин указывает, что весенний подход сельди к берегам Кандалакшского залива происходит как раз внутри теплого промежуточного слоя.

Действительно, возможно, что к концу зимы теплый промежуточный слой обедняется питательными веществами и кислородом и массы рыбы устремляются к берегам, где прогрев начинается раньше всего. В эти прогретые и освеженные весенние воды сельдь и плывет по теплему промежуточному слою в поисках пищи и кислорода.

Естественно, что нижняя граница теплого промежуточного слоя создается в результате очень мягких зим и последующего очень теплого лета. Верхняя граница определяется суровостью данной зимы. Чем суровее зима, тем больше образуется льда, тем ниже спускается верхняя граница, и возможно, что после холодного лета и очень суровой зимы теплый промежуточный слой Белого моря уничтожается совсем.

В центральной части Северного полярного бассейна теплые атлантические воды, вклинивающиеся под холодные и опресненные поверхностные воды, также образуют как бы промежуточный теплый слой. То же явление мы наблюдаем по атлантическую сторону Гибралтарского пролива, где теплые средиземноморские воды вклиниваются в атлантические воды. Отличие беломорского промежуточного слоя заключается именно в том, что он создается на месте в результате вертикальной зимней циркуляции.

### § 38. Вентиляция придонных вод

Для развития органической жизни на дне моря, помимо других условий, необходимо более или менее постоянное освежение придонных вод. Если этого освежения нет или оно недостаточно, то с течением времени содержание кислорода понижается, образуются залежи продуктов распада органического вещества, появляется сероводород и придонная жизнь замирает. Одновременно поверхностные слои также обедняются для жизни, так как питательные вещества, падая на дно моря после смерти организмов, уже не возвращаются обратно к его поверхности и таким образом не вовлекаются снова в круговорот органического вещества.

Наоборот, на участках моря, где обмен придонных и поверхностных вод проходит достаточно интенсивно, не только придонная жизнь развивается бурно и «продуктивность дна» становится высокой, но и в верхних слоях моря создаются весьма благоприятные условия для развития планктона. Действительно, при перемешивании, доходящем до дна, поверхностные воды, насыщенные кислородом (как от непосредственного соприкосновения с воздухом, так и в результате фотосинтетической деятельности фитопланктона), рано или поздно доходят до дна и освежают придонные слои. В свою очередь придонные воды, подымаясь кверху, способствуют обогащению поверхностных слоев питательными веществами, без которых развитие фитопланктона невозможно. Понятно, что это явление имеет громадное практическое значение. Действительно, благодаря обилию пищи как в самой толще воды, так и на дне, районы моря, где перемешивание доходит до дна, являются своего рода «рыбными пастбищами», куда промысловые рыбы идут откармливаться, и, таким образом, успех рыболовства на данном участке моря в высокой степени зависит от того, лежит ли данный участок моря на путях рыбы к районам высокой продуктивности. Отсюда уже понятна важ-

ность изучения вентиляции придонных вод в связи с причинами, ее вызывающими.

Главными факторами, обуславливающими вентиляцию придонных вод, являются турбулентное и конвекционное перемешивания, доходящие до дна, стонно-нагонные явления и морские течения.

Турбулентное перемешивание, как мы видели, можно подразделить на ветровое и на вызванное градиентами скорости морских течений.

Мы видели, что в первом приближении сила ветра в баллах ( $w$ ) и его продолжительность в сутках ( $T$ ) связаны с работой перемешивания до глубины  $z$  формулой:

$$wT = 0,1 \sum_0^z \Delta z \Delta z,$$

где  $\Delta z$  — разность удельных объемов слоев, находящихся друг от друга на расстоянии  $\Delta z$  по вертикали.

Из этой формулы и приведенных в § 36 примеров видно, что ветер одной и той же силы перемешивает воду тем до большей глубины, чем меньше градиент удельного объема. Кроме того, как мы видели, самый коэффициент 0.1 рассчитан только для открытых частей океана. У берегов, в закрытых бухтах и проливах он может быть значительно больше. Повидимому, ниже глубины, определяемой 500 единицами условной работы, ветровое перемешивание не распространяется. Таким образом мы можем приблизительно считать, что в среднем 50 м являются нижней границей ветрового перемешивания. В § 36 приводился также пример влияния ветрового перемешивания, доходящего до дна, на придонную жизнь мелководного Азовского моря.

Течения создают турбулентное перемешивание от поверхности и до дна только при очень больших градиентах скорости, что возможно только в мелководных узких проливах с причудливыми очертаниями берегов и рельефом дна и главным образом при сильных приливо-отливных течениях.

Уже приведенный в § 36 пример Горла Белого моря достаточно убедителен. Однако и этот род перемешивания не распространяется, повидимому, на глубины больше 50 м.

В отдельных случаях даже при сочетании ветра и течений глубина турбулентного перемешивания может быть несколько больше и то вряд ли превышает 100 м. Значительно глубже спускается конвекционное перемешивание, вызываемое или увеличением солености, или уменьшением температуры, или сочетанием и того и другого фактора, что иногда дает поразительные результаты.

Понятно, что весьма важно определить, насколько нужно осолонить испарением или льдообразованием, или охладить поверхностные слои моря для того, чтобы конвекционное перемешивание на данном участке моря дошло до дна.

Предположим, что на данном участке моря течений нет, что полученные нами температуры и солености не изменяются к началу конвекционного перемешивания, и проследим явления вертикальной зимней циркуляции, доходящей до дна исключительно за счет отдачи тепла водой атмосфере.

Вычислим сначала начальные средние температуру и соленость данной станции от поверхности и до дна по формулам:

$$t_m = \frac{\sum_0^p t \Delta p}{p}, \quad S_m = \frac{\sum_0^p S \Delta p}{p}$$



Понятно, что для того, чтобы конвекционное перемешивание дошло до дна, необходимо, чтобы удельный объем всего столба воды стал равным удельному объему придонного слоя. Поэтому входим в  $TS$ -диаграмму с вычисленной средней соленостью и удельным объемом придонного слоя и пробуем найти соответствующую температуру. Если найденная таким образом температура ( $t'$ ) для какой-нибудь станции равна или несколько выше температуры замерзания воды данной солености, то это означает, что для возможности дохода конвекционного перемешивания до дна никакого льдообразования не надо.

Количество тепла, которое должно быть при этом отдано атмосфере каждым  $\text{см}^2$  поверхности моря, легко определяется по формуле:

$$Q = \frac{(t_m - t') p \cdot 100}{1000} \text{ ккал} = 0.1 (t_m - t') p \text{ ккал},$$

где  $t_m$  — средняя температура станции до перемешивания,  
 $t'$  — температура, соответствующая средней солености станции до перемешивания,

$p$  — глубина станции в м.

Эту формулу мы можем представить иначе. Действительно, разность между средним начальным удельным объемом станции ( $\alpha_m$ ) и удельным объемом придонного слоя ( $\alpha_p$ ), который будет средним удельным объемом после перемешивания, можно выразить таким образом:

$$\alpha_m - \alpha_p = k \alpha_m (t_m - t'),$$

где  $k$  — средний коэффициент объемного термического расширения морской воды данной солености в пределах температур  $t_m$  и  $t'$ .  
Подставляя в формулу для  $Q$ , получаем:

$$Q = \frac{0.1}{k \alpha_m} (\alpha_m - \alpha_p) p.$$

Из этой формулы следует, что величина  $Q$  прямо пропорциональна глубине станции и разности между средним и придонным ее удельными объемами.

Как мы видели, коэффициент термического расширения меняется в широких пределах в зависимости от температуры, солености и давления; при низких температурах приближается к нулю, а при температуре наибольшей плотности меняет свой знак. Это обстоятельство как раз и ограничивает возможность пользования этой простой формулой и заставляет вести вычисления по  $TS$ -диаграмме.

Предположим теперь, что на какой-либо другой станции окажется, что при данном удельном объеме придонного слоя и даже при температуре замерзания соленость, получающаяся по  $TS$ -диаграмме, будет выше средней начальной солености станции. Это будет означать, что для того, чтобы вертикальная циркуляция дошла до дна, необходимо льдообразование тем более мощное, чем больше получающаяся разница соленостей.

Действительно, как мы видели в § 36

$$i = \frac{1.1 p \Delta S}{1 S},$$

где

$i$  — толщина льда в м,

$p$  — глубина станции в м,

$S$  — средняя соленость станции и

$\Delta S$  — осолонение, вызываемое образованием льда данной толщины.

Очевидно по предыдущему, что общее количество тепла, отданное атмосфере каждым  $\text{см}^2$  поверхности моря, будет при этом равно:

$$Q = Q_1 + Q_2 = \left[ \frac{(t_m - \tau) p \cdot 100}{1000} + \frac{80 \cdot 0.9 \cdot i \cdot 100}{1000} \right] \text{ ккал} = [0.1 (t_m - \tau) p + 7.2 i] \text{ ккал},$$

где

$\tau$  — температура замерзания воды данной солености,

$Q_1$  — количество тепла в ккал, отдаваемое атмосфере каждым  $\text{см}^2$  поверхности моря при условии, что средняя температура станции понизится до температуры замерзания,

$Q_2$  — количество тепла в ккал, затрачиваемое на образование льда толщиной  $i$  м, и

80 — теплота кристаллизации в ккал.

По этим формулам обработаны данные гидрологического разреза, сделанного «Персеем» в августе 1928 г. в Баренцовом море по 35 меридиану. Результаты вычислений приведены в табл. 125.

Таблица 125

Широта	Глубина (в м)	$t^\circ$	$i$	$Q_1$	$Q_2$	$Q$
72°58'	272	0.7	—	63.0	—	63.0
73°30'	244	1.5	—	58.6	—	58.6
74°00'	310	1.0	—	124.0	—	124.0
74°32'	266	0.0	—	53.2	—	53.2
75°00'	196	-1.0	—	41.2	—	41.2
75°34'	172	-0.9	—	84.4	—	84.4
76°01'	256	-1.0	—	84.5	—	84.5
76°13'	293	-1.9	0.25	99.6	1.8	101.4
76°28'	270	-1.9	1.79	70.2	12.8	80.3
76°58'	103	-1.8	1.48	14.5	10.7	25.2
77°31'	493	-1.8	2.65	21.2	19.1	40.3
78°00'	465	-1.8	2.94	16.5	21.2	37.7
78°34'	180	-1.8	2.74	18.0	19.7	37.7

В этой таблице  $t^\circ$  — означает среднюю температуру станции, после того как вертикальная циркуляция дошла до дна. Остальные обозначения не требуют пояснений.

В вычисленные таким образом величины  $Q$  — показатели вентиляции — входят все характерные для каждой отдельной станции элементы, а именно: глубина, средняя температура и средняя соленость.

Но раз начавшаяся и дошедшая до дна вертикальная циркуляция продолжается до тех пор, пока продолжается зимнее охлаждение. Отсюда, если мы предположим, что на данном участке моря зимнее охлаждение начинается одновременно, идет одинаково интенсивно и прекращается также в одно и то же время, то показатели вентиляции дают нам понятие о продолжительности вентиляции придонных вод на каждой отдельной станции, а отсюда — о продуктивности дна и о других вызываемых вертикальной циркуляцией явлениях.

Для сравнения возьмем станции в широте 75°00' и 75°34'. На первой глубина больше, но градиенты удельного объема меньше и поэтому показатель вентиляции на первой в два раза меньше, чем на второй. Следовательно, хотя станции расположены очень близко друг от друга и поэтому не отличаются по климатическим условиям, на первой станции вентиляция придонных вод начнется значительно раньше, а кончится, как уже было указано выше, одновременно.

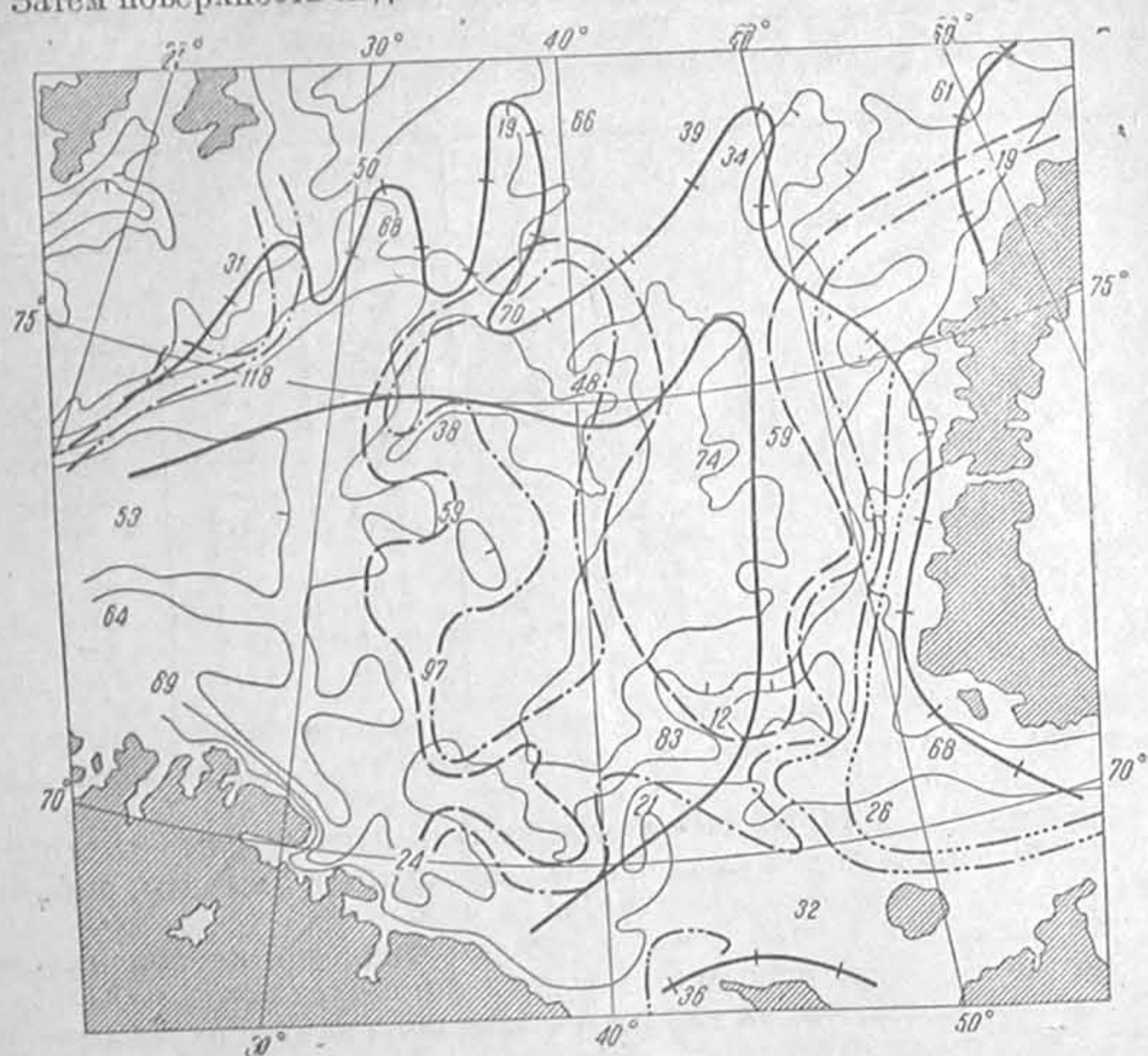
Гораздо сложнее сравниваются в этом отношении станции, требующие для придонной вентиляции образования льда.

У станций в широте 75°00' и 77°31' глубина почти одна и та же. Практически для этих станций показатели вентиляции также равны друг другу. Но на первой для начала придонной вентиляции никакого льдообразования



не требуется, и она может отдать атмосфере еще 15,70 ккал прежде, чем она охладится до температуры замерзания. На второй станции перед тем, как начнется придонная вентиляция, должен образоваться лед, толщиной в 2,65 м. Отсюда, несмотря на одинаковые показатели вентиляции, на станции 75°00 с. ш. придонная вентиляция начнется значительно раньше, чем на станции 77°31' с. ш.

Действительно, отдача тепла водой атмосфере через лед идет при той же температуре воздуха во много раз медленнее, чем с поверхности чистой воды. Затем поверхность льда обычно вскоре после льдообразования покрыв-



63. Изолинии количества тепла в ккал, отдаваемого каждым  $\text{см}^2$  поверхности Баренцева моря при условии, что вертикальная зимняя циркуляция доходит до дна.

вается более или менее толстым слоем снега, обладающим еще меньшей теплопроводностью, чем лед, и потому еще более замедляющим отдачу тепла. Отсюда даже незначительное льдообразование задерживает вертикальную циркуляцию.

Как мы видели в § 30, в южной части Баренцева моря на Кольском меридиане (от 69°30' с. ш. до 72°30' с. ш.) ежегодно каждым квадратным сантиметром поверхности моря отдается атмосфере, в зависимости от суровости данной зимы, от 32 до 66 ккал. С известными поправками эти цифры можно распространить на другие районы моря и таким образом судить о вентиляции придонных вод в различных районах.

На рис. 63 показана карта Баренцева моря, на которой проведены изолинии тепла, отдаваемого атмосфере 1  $\text{см}^2$  поверхности моря, при условии,

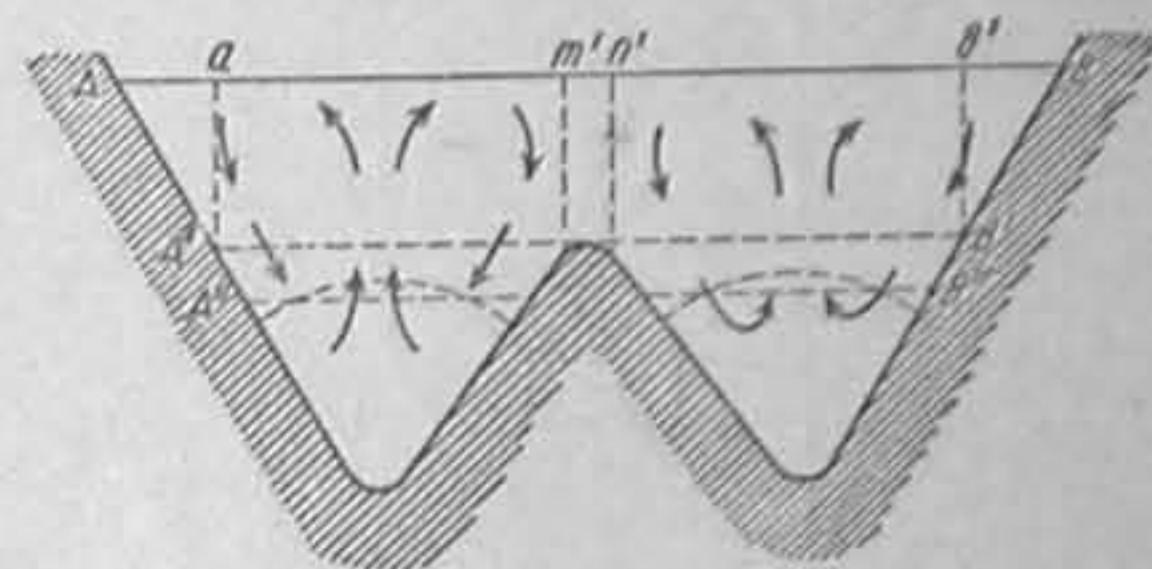
что вертикальная зимняя циркуляция доходит до дна. Толстая линия на этой карте отграничивает районы, где для придонной вентиляции необходимо льдообразование. Пунктиром показаны изолинии соответствующей толщины льда. На ту же карту нанесена, по Зенкевичу, биомасса на дне моря, выраженная в граммах веса данных организмов, собранных с 1  $\text{м}^2$  дна. Как указывает Зенкевич, в то время как в Белом море и в северных частях Баренцева моря биомасса дна равна 20 г на  $\text{м}^2$ , а в Карском море 50 г, в южных частях Баренцева моря, и в частности в Печорском море, эта биомасса возрастает до 500 г и более. Таким образом связь между вертикальной циркуляцией и биомассой дна представляется несомненной.

Показатель вентиляции, как мы видели, прямо пропорционален глубине места и поэтому при прочих равных условиях вертикальная циркуляция доходит до дна, в первую очередь на прибрежных мелководьях и на отдельных банках в открытых частях моря.

Предположим, что в начальный момент горизонтальные гидрологические градиенты равны нулю, а вертикальные одинаковы, т. е. море состоит из горизонтальных однородных по температуре и солености слоев. В таком случае вертикальная зимняя циркуляция будет характеризоваться положением изотерм.

Предположим далее (рис. 64), что в некоторый момент вертикальная циркуляция спустилась до горизонта  $A'B'$ . Естественно, что к этому времени склоны берега  $AA'$  и  $BB'$  уже будут проветриваны и что с этого момента начнется вентиляция вершины банки  $mn$ . При дальнейшем охлаждении поверхности моря нижняя граница вертикальной циркуляции опустится еще более. Но при этом естественно, что столбы воды над склонами берега и над банкой охладятся несколько больше, и их плотность станет также несколько больше, чем над глубокими жолобами. В результате, когда в средней части жолобов граница вертикальной циркуляции спустится до горизонта  $AB$ , у берегов и у банки она опустится несколько ниже. Это сползание тяжелых хорошо проаэрированных вод будет продолжаться до тех пор, пока, благодаря перемешиванию, плотности на соответствующих горизонтах совершенно не сравняются. В свою очередь сползание воды со склонов вызывает, как компенсацию, подъем глубинных вод в центрах жолобов с последующим повышением нижней изотермы вертикальной циркуляции и сопровождается общей циркуляцией, показанной на рис. 64 стрелками.

Предположим теперь, что в тот момент, когда нижняя граница вертикальной зимней циркуляции заняла некоторое положение ниже вершины подводной возвышенности (рис. 64), зимнее охлаждение прекратилось и, благодаря начавшемуся летнему прогреву, образовался холодный промежуточный слой. Постепенно, благодаря поглощению солнечной радиации и турбулентному перемешиванию, этот слой будет уничтожаться сверху. Над жолобами, кроме того, он будет уничтожаться турбулентным перемешиванием снизу. Если рассматриваемая подводная возвышенность лежит на пути теплого течения, как это имеет место, например, в южной части Баренцева моря, то к эффекту радиации и турбулентного перемешивания и сверху



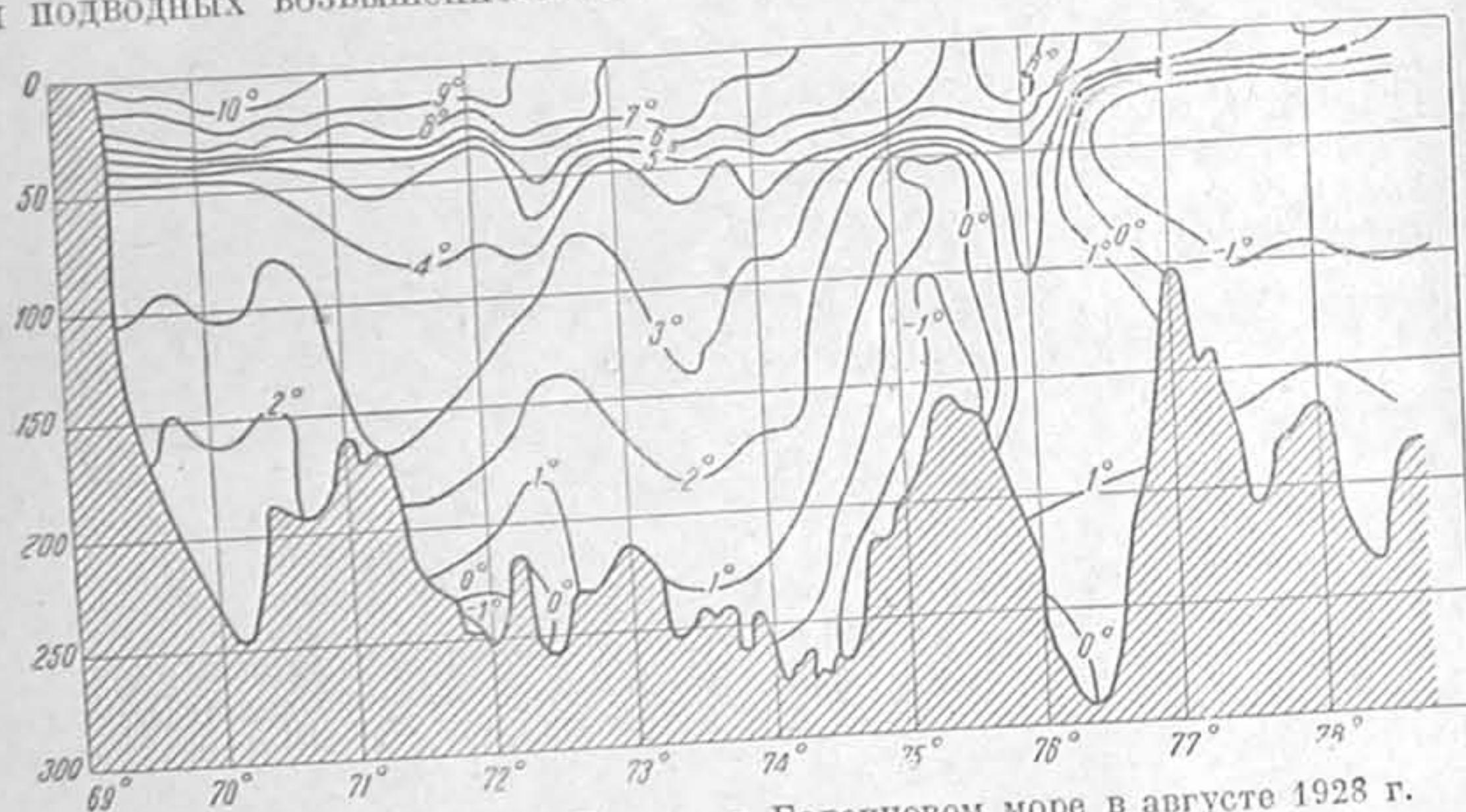
64. Схема сползания охлажденных вод вдоль склонов берега и подводных банок в результате вертикальной зимней циркуляции.



и снизу прибавляется эффект смывания остатков зимнего режима теплыми водами. Так как скорость течения над подводными возвышенностями всегда меньше, чем в жолобах, то отсюда естественно, что и последний эффект в жолобах больше.

На рис. 65 представлены изотермы одного из разрезов в Баренцовом море, сделанного «Персеем».

На рисунке обращает на себя внимание, что изотермы этого разреза, перпендикулярного Нордкапскому течению, весьма точно следуют рельефу дна. Они спускаются в жолобах и образуют как бы «шапки холодной воды» над подводными возвышенностями. Замечательно также, что все эти шапки наклонены к югу в результате их смыва струями теплого Нордкапского течения, прижимающимися, благодаря влиянию силы Кориолиса, к северным склонам подводных возвышенностей.



65. Изотермы разреза «Персей» в Баренцовом море в августе 1928 г.

Естественно, что при суровых климатических условиях эти шапки холодной воды могут к началу нового зимнего охлаждения оказаться уничтоженными. Тогда естественно, что последующие вертикальная зимняя циркуляция и вентиляция придонных вод над этими возвышенностями будут еще более выражены.

Подъемы глубинных изотерм кверху в море могут быть вызваны и другими причинами. Как увидим ниже (§ 42), если два расположенные друг над другом слоя воды с удельными объемами  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$ , движутся с соответствующими скоростями  $c_1$  и  $c_2$ , то угол наклона изотермы, разделяющей эти слои, определится из формулы:

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{2\omega \sin \varphi}{g} \left( \frac{c_1 \alpha_2 - c_2 \alpha_1}{\alpha_1 - \alpha_2} \right),$$

где

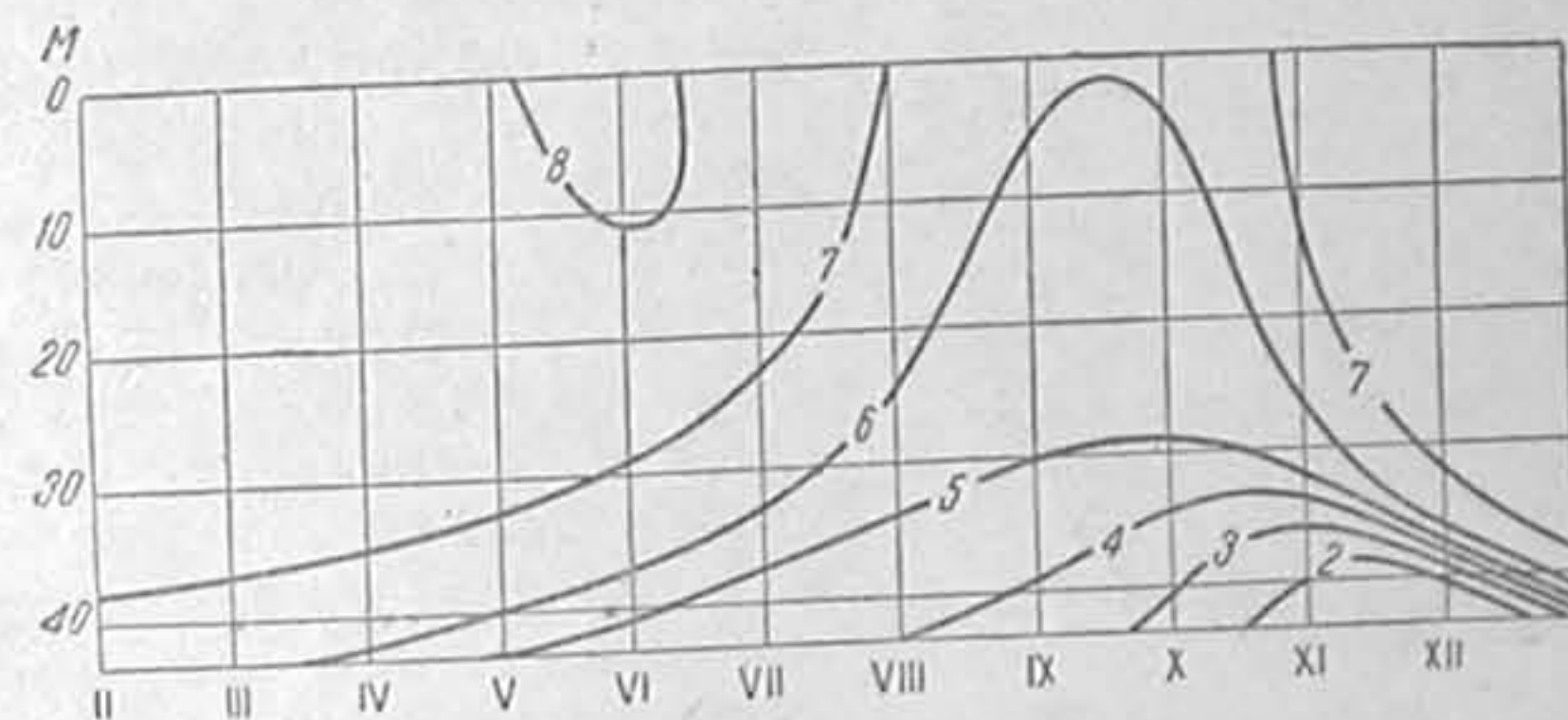
$\omega$  — угловая скорость вращения земли,  
 $g$  — ускорение силы тяжести,  
 $\varphi$  — географическая широта.

Согласно этой формуле, если где-либо в океане под влиянием тех или иных условий в северном полушарии образуется циклоническое (против часовой стрелки) движение, а в южном антициклоническое, то в центрах этих движений неизбежен подъем к поверхности моря глубинных, в общем

случае, более холодных, более соленых, а потому и более тяжелых водных масс. Более теплые и менее соленые водные массы сосредоточатся при этом на периферии, как это показано на рис. 64.

В тот момент, когда нижняя граница вертикальной зимней циркуляции спустится до соответствующего горизонта, дальнейшее проникновение на глубину охлажденных поверхностных вод значительно ускорится и образуются потоки вод в направлениях, показанных на рис. 64 стрелками.

Значение этих потоков, а также скольжения утяжеленных в результате вертикальной зимней циркуляции вод по склонам побережий имеет, как это показано еще Нансеном, исключительное значение для жизни океана. Глубинные воды Мирового океана образовались в тот или иной момент на его поверхности в результате зимнего охлаждения. В некоторых районах, как, напр., в центральной части Северного полярного бассейна, решающее значение имеет именно стекание водных масс по склонам. В Гренландском море преобладает влияние потоков в центре куполообразного поднятия холодных вод, образованного циклоническим их движением.



66. Сезонный ход абсолютного содержания кислорода на глубинах одной из бухт на Мурмане.

Глубинные воды Атлантического океана образуются также преимущественно в центре циклонического движения к югу от Исландского порога и в центрах антициклонических движений у берегов Антарктики. Этот вопрос еще будет затронут в § 43.

Насколько велико влияние вертикальной зимней циркуляции и сползания проаэрированных вод со склонов берега на гидрологический режим отдельных водоемов, показывает рис. 66, заимствованный у Зенкевича. Этот рисунок составлен по работам Северной научно-промысловой экспедиции и представляет годовой ход абсолютного содержания кислорода (в  $\text{см}^3$  на 1 л) на разных глубинах одной из бухт на Мурмане, отделенной от моря неглубоким порогом.

Более интенсивное охлаждение, в результате вертикальной зимней циркуляции прибрежных районов, мелководий и центральных частей циклонических (в северном полушарии) движений имеет еще то значение, что именно здесь температура воды ранее всего спускается до температуры замерзания и здесь раньше всего начинается льдообразование.

Исключительными примерами глубокого проникновения вертикальной зимней циркуляции являются Красное и Средиземное моря, в которых вертикальные градиенты удельного объема очень малы. Благодаря отрицательному пресному балансу, соленость поверхностных слоев Средиземного моря в летнее время выше, чем соленость придонных вод, как это видно из табл. 126, заимствованной у Крюммеля.



Таблица 126

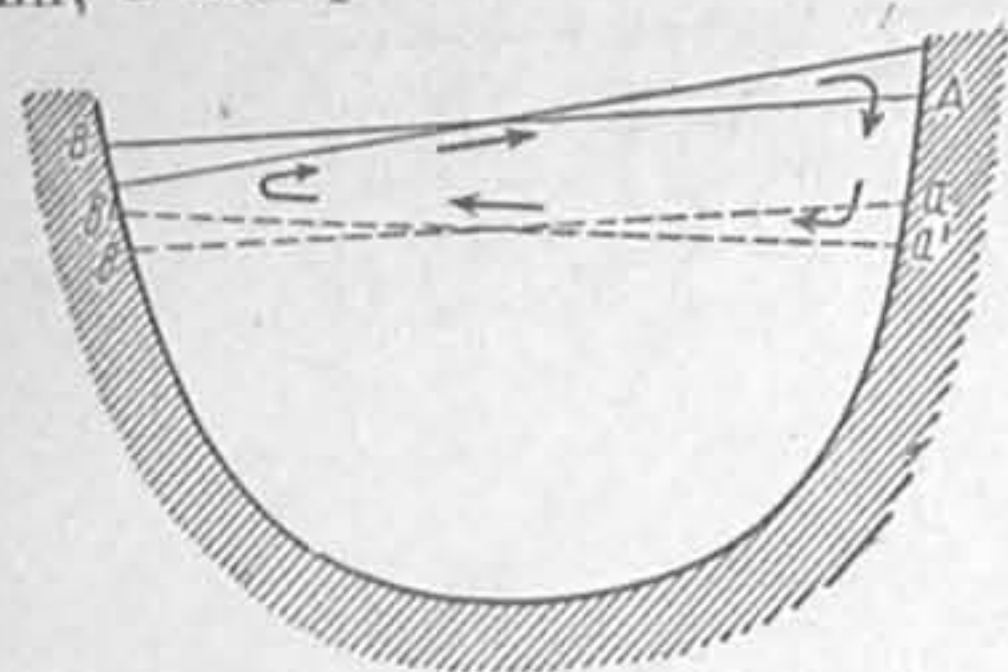
С. широта . . . . .	35°49'	35°05'	34°34'	36°16'
В. долгота . . . . .	30°18'	30°04'	29°36'	28°53'
Глубина в м . . . . .	2060	2288	2430	2950
Соленость на поверхности . . . . .	39.40	39.31	39.32	39.09
Соленость у дна . . . . .	39.14	38.86	39.04	38.77

В Средиземном море у дна господствуют температуры около 13°. Из таблицы видно, что здесь достаточно понизить температуру поверхностных слоев тоже приблизительно до 13°, чтобы вертикальная циркуляция проходила до дна. Глубинные воды Средиземного моря и являются водами, образовавшимися на его поверхности в зимнее время.

Еще более разительным примером является Красное море, где благодаря аналогичным условиям на глубинах свыше 2000 м господствуют температуры свыше 21°.

Следующим фактором, обуславливающим вентиляцию придонных вод у берегов, являются стонно-нагонные явления.

Предположим, что на рис. 67 представлен разрез через некоторый бассейн, в котором воды состоят из двух слоев, резко отличающихся друг от друга по плотности. Если в этом бассейне нет никаких течений, то понятно, что изостера, отделяющая эти слои друг от друга, также как и уровень моря, будет горизонтальна.



67. Наклон изостеры, разделяющей поверхностные слои под влиянием стонно-нагонных явлений, вызывающих вентиляцию прибрежных участков дна.

Если мы предположим, что под влиянием ветра образуется поверхностное течение по направлению от В к А, то в верхнем слое создается циркуляция, показанная стрелками, и вследствие трения о берега и о нижний слой уровень моря у А подымается, а у В опускается. Одновременно в силу гидростатического давления изостера  $aa'$  наклонится в противоположную сторону.

Как увидим ниже, формулу наклона изостер, приведенную на стр. 186, представляют и иначе, а именно:

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{a_2 \operatorname{tg} \beta_1 - a_1 \operatorname{tg} \beta_2}{a_1 - a_2},$$

где

$a_1$  и  $a_2$  — соответственно удельные объемы первого и второго слоя,  $\beta_1$  — угол наклона изобар в поверхностном слое, в нашем случае наклон уровня,

$\beta_2$  — угол наклона изобар во втором слое.

Полагая, в первом приближении, что наклон уровня изобар во втором слое настолько мал, что им можно пренебречь, получаем:

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{a_2 \operatorname{tg} i}{a_1 - a_2}$$

или, так как удельные объемы весьма близки к единице —

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{\operatorname{tg} i}{\Delta a},$$

где угол наклона уровня пропорционален силе ветра и зависит от местных условий.

Из этой формулы следует, что угол изостеры обратно пропорционален разности удельных объемов и в общем значительно больше угла наклона уровня. Из рис. 67 кроме того видно, что у нагонного берега участок дна ( $aa'$ ) омывается поверхностными водами, а у стонного берега участок дна ( $bb'$ ) омывается глубинными водами. С переменой ветра на обратное направление изостера наклоняется в противоположную сторону и таким образом у берегов осуществляется более полное перемешивание (большие градиенты скорости) и лучшая вентиляция придонных вод.

Рельефнее всего это явление сказывается на Черном море, где море резко делится на две зоны: поверхностную зону, содержащую растворенный кислород, и глубинную, содержащую сероводород. Глубинная зона куполом приближается к поверхности моря ближе всего в его центральной части и полого спускается к берегам, отчасти благодаря зимней циркуляции и отчасти благодаря описанному действию стонно-нагонных явлений.

Морские течения в вентиляции придонных вод играют двойную роль. Во-первых, благодаря течениям, на поверхностях раздела создаются градиенты скорости, вызывающие турбулентное перемешивание. Во-вторых, сами течения несут с собой новые запасы кислорода и питательных веществ. Придонные воды глубоких частей Мирового океана образуются на поверхности океана в умеренных широтах в результате смешения теплых тропических вод, продвигающихся к полярным областям, и холодных полярных вод, продвигающихся к экватору. Охлаждаясь воздействием атмосферы, они становятся тяжелее прилегающих вод, опускаются на глубину и уже придонными течениями возвращаются в приэкваториальные области, освежая придонные воды запасами кислорода, накопленными тогда, когда они были еще на поверхности океана.

## § 39. Слой скачка

Слой, в котором соответственные вертикальные градиенты велики, называется слоем скачка: температуры, солености, содержания кислорода, удельного объема и т. д., в зависимости от того, какой именно из гидрологических элементов в данном слое изменяется наиболее быстро.

Особое значение в жизни океана, понятно, имеет слой скачка удельного объема, означающий большую устойчивость поверхности, разделяющей данные слои.

Как мы видели (§ 33), общая устойчивость слоев ( $E$ ) складывается из устойчивости ( $E_t$ ), определяемой вертикальным распределением температуры, и устойчивости ( $E_s$ ), определяемой вертикальным распределением солености. Таким образом

$$E = E_t + E_s.$$

Из этой формулы следует, что наибольшая устойчивость создается тогда, когда температурная и соленостная устойчивость складываются, как это, например, бывает при одновременном нагревании и опреснении поверхностных вод или при наложении более пресных и более теплых прибрежных вод на более соленые и холодные воды океана.

Вообще, как правило, в поверхностных слоях низких широт преобладает слой температурного скачка, ослабляющийся, а иногда и уничтожающийся конвекционным перемешиванием за счет увеличения солености при испарении. В умеренных широтах слой температурного скачка характерен для летнего времени и обычно уничтожается зимним охлаждением. В высоких широтах в летнее время характерен слой соленостного скачка, образующий-



ся в результате повышения температуры и таяния льдов и уничтожающийся зимой при льдообразовании. Таким образом, в зависимости от местных условий, слой скачка удельного объема может быть или временным, или сезонным, или постоянным. В широких пределах колеблются в зависимости от местных условий и глубины залегания слоя скачка удельного объема.

В таблице 127 показано характерное летнее распределение температуры и солености в Балтийском море к востоку от о. Готланда.

Таблица 127

$p$	$t^{\circ}$	$S^{\circ}/_{\infty}$	$E' \cdot 10^3$
0	13.8	6.98	550
20	13.2	7.00	6200
30	8.2	7.09	1485
65	2.3	7.43	6170
100	4.2	10.23	1155
210	4.7	11.89	

Данные этой станции весьма рельефно доказывают двойное происхождение вод Балтийского моря. Верхние слои представляют собою балтийскоморские воды, сильно распресненные большим положительным пресным балансом, нижние — воды Северного моря, проникшие через датские проливы.

Верхние 20 м сильно прогреты и перемешаны ветром и волнением. В слое между 20 и 30 м мы имеем большую устойчивость, определяемую большим вертикальным градиентом температуры и созданную ветровым перемешива-

нием. Эта устойчивость ограничивает дальнейшее распространение на глубину ветрового перемешивания, но легко уничтожается последующей зимней вертикальной циркуляцией. На глубине 65 м мы имеем минимум температуры — холодный промежуточный слой — остаток зимней вертикальной циркуляции. Между 65 и 100 м расположен второй максимум устойчивости, вызванный ярко выраженным слоем скачка солености, который препятствует более глубокому распространению зимнего конвекционного перемешивания. Таким образом, в разобранный пример верхний слой скачка является сезонным. Нижний слой скачка является более или менее постоянным, оказывающим сильное влияние на весь режим глубокой части Балтийского моря.

Наиболее характерным примером влияния постоянного скачка удельного объема является Черное море.

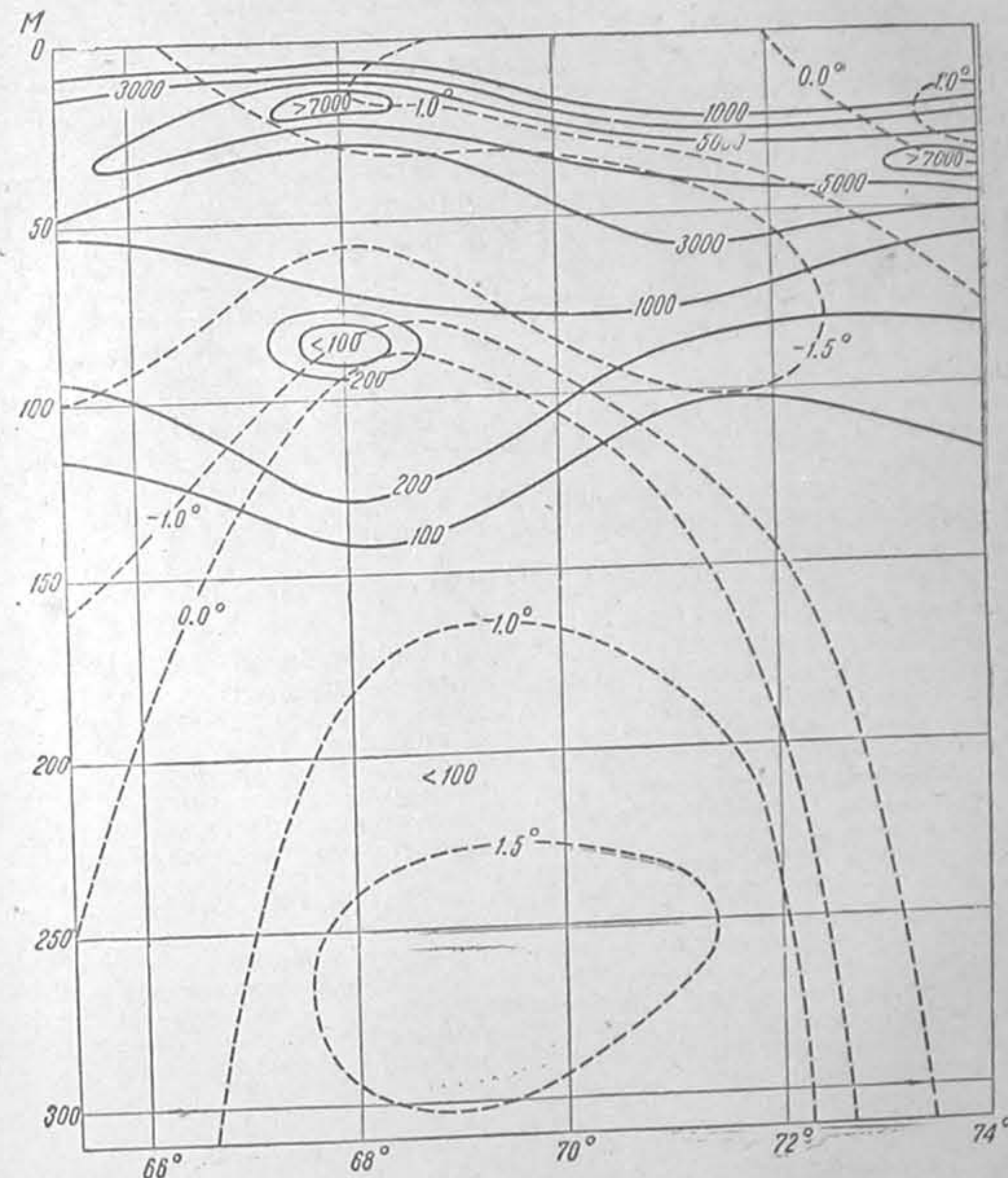
В верхних слоях этого моря, вплоть до глубины 200 м, соленость с глубиной резко повышается. Летом в поверхностном 50-метровом слое температура также резко повышается. Зимой, несмотря на сильное охлаждение поверхности моря, конвекционное перемешивание, как правило, вследствие больших градиентов солености, не распространяется глубже 150 м. В результате в этом море имеем резко отличающиеся друг от друга глубинные слои, совершенно лишённые вентиляции и насыщенные сероводородом, и поверхностные слои, обладающие собственным режимом, для которых подстилающие их тяжелые воды являются своеобразным «жидким дном».

На рис. 68 представлены данные гидрологического разреза, сделанного «Садко» в середине сентября 1935 г. по 80 параллели в северо-западной части Карского моря. Сплошные линии на этом рисунке представляют изолинии устойчивости и прерывистые изотермы.

Из рис. 68 видно, что на этом разрезе распресненные таянием льдов и охлажденные зимним охлаждением поверхностные воды подстилаются теплыми и солеными атлантическими водами, втекающими в данный район из центральной части Северного полярного бассейна. Необходимо очень большое осолонение и, следовательно, мощное льдообразование для того, чтобы преодолеть большую устойчивость поверхностных слоев. В резуль-

тате, подобно Черному морю, поверхностные слои смешиваются с глубинными весьма медленно и почти изолированы от последних.

Известно, что в окраинных морях и у берегов континентов наиболее распространенным из терригенных отложений является синий ил, обязанный своим цветом сульфидом железа, образующимся за счет серы органического вещества. Синий ил сверху обычно прикрыт тонкой пленкой красновато-коричневого оттенка, объясняемой тем, что сульфиды железа окисляются кислородом, растворенным в прилегающих при-



68. Разрез «Садко» в сентябре 1935 г. в Карском море по 80-й параллели.

донных слоев в окиси и закиси железа. Чем меньше органического вещества в водах данного района океана, тем толще красноватая пленка, и в некоторых районах она настолько мощная (достигая нескольких десятков см), что образует особую разновидность синих илов — красный ил. Таким образом, для образования красного ила необходимо, чтобы глубинные воды содержали достаточное количество кислорода и были бедны органическим веществом.

Верхние слои северной части Карского моря богаты органическим веществом. В летнее время здесь мы встречаемся с мощными всплывками жизни. Однако, благодаря изолированности верхних слоев от глубинных, органическое вещество только в очень небольших количествах, и то, главным образом, вдоль склонов берега и мел-



ководий, проникает в глубинные слои. Отсюда естественно, что здесь мы встречаемся с достаточно мощным слоем красного ила. Благодаря тем же причинам, красные илы характерны и для района, прилегающего с севера к Шпицбергену.

Мы видели, что если отношение устойчивости к квадрату вертикального градиента скорости больше критерия турбулентности ( $M$ ) в переслойной жидкости, то турбулентное перемешивание весьма затрудняется или даже почти прекращается. Слои в этом случае как бы скользят друг по другу и циркуляция в каждом из них носит изолированный характер, напоминая циркуляцию на мелководьях, где течение на верхних горизонтах может быть в одну сторону, а в нижних для компенсации в противоположном направлении. В дальнейшем мы неоднократно встретимся с примерами такой «внутрислойной циркуляции», обусловленной наличием ярко выраженного слоя скачка удельного объема, в частности с внутрислойной циркуляцией в верхнем распресненном слое Северного Ледовитого океана, подробно изученной инструментальными наблюдениями во время дрейфа станции «Северный полюс» 1937—38 гг.

«Жидкое дно», образованное слоем скачка удельного объема, имеет в отдельных случаях вполне определенное практическое значение.

Известно, что подводная лодка, уходя на глубину, старается возможно уменьшить свою положительную пловучесть, т. е. разность между весом лодки (направленным вертикально вниз) и силой Архимеда — силой давления воды, вытесняющей лодку вверх.

Таким образом, если  $D$  подводное водоизмещение лодки в тоннах и  $V$  — ее объем под водой в  $m^3$ , то пловучесть лодки  $e$  равна

$$e = D - \rho V,$$

где  $\rho$  — удельный вес воды.

Объем лодки при плавании под водой не изменяется (если пренебречь переменами температуры и давления, благодаря которым объем лодки то увеличивается, то уменьшается). Весовое водоизмещение подводной лодки можно в известных пределах изменить, заполняя или опорожняя специальные водяные цистерны.

Понятно, что для того, чтобы лодка держалась на определенной глубине, нужно, регулируя количество воды в цистернах, довести пловучесть лодки до нуля. Практически это невозможно, так как малейшее изменение веса лодки или плотности воды влечет за собой движение лодки или вверх или вниз. Поэтому пребывание лодки на определенной глубине от поверхности моря достигается двумя способами. Во-первых, постановкой на подводный якорь, причем положительная пловучесть лодки доводится до величины, достаточной для того, чтобы лодка не опускалась и недостаточной для подъема якоря из грунта. Во-вторых, что возможно только на ходу, — действием горизонтальных рулей, уравновешивающим небольшую отрицательную или положительную (последнее предпочтительнее) пловучесть лодки. Но при наличии большой устойчивости, разделяющей два слоя с удельными объемами  $a_1$  и  $a_2$ , можно отрегулировать вес лодки таким образом, чтобы в верхнем слое пловучесть лодки была слегка отрицательна:

$$e_1 = \left( D - \frac{V}{a_1} \right) m,$$

а в нижнем, наоборот, слегка положительна:

$$e_2 = \left( D - \frac{V}{a_2} \right) m.$$

Отсюда разность пловучестей будет:

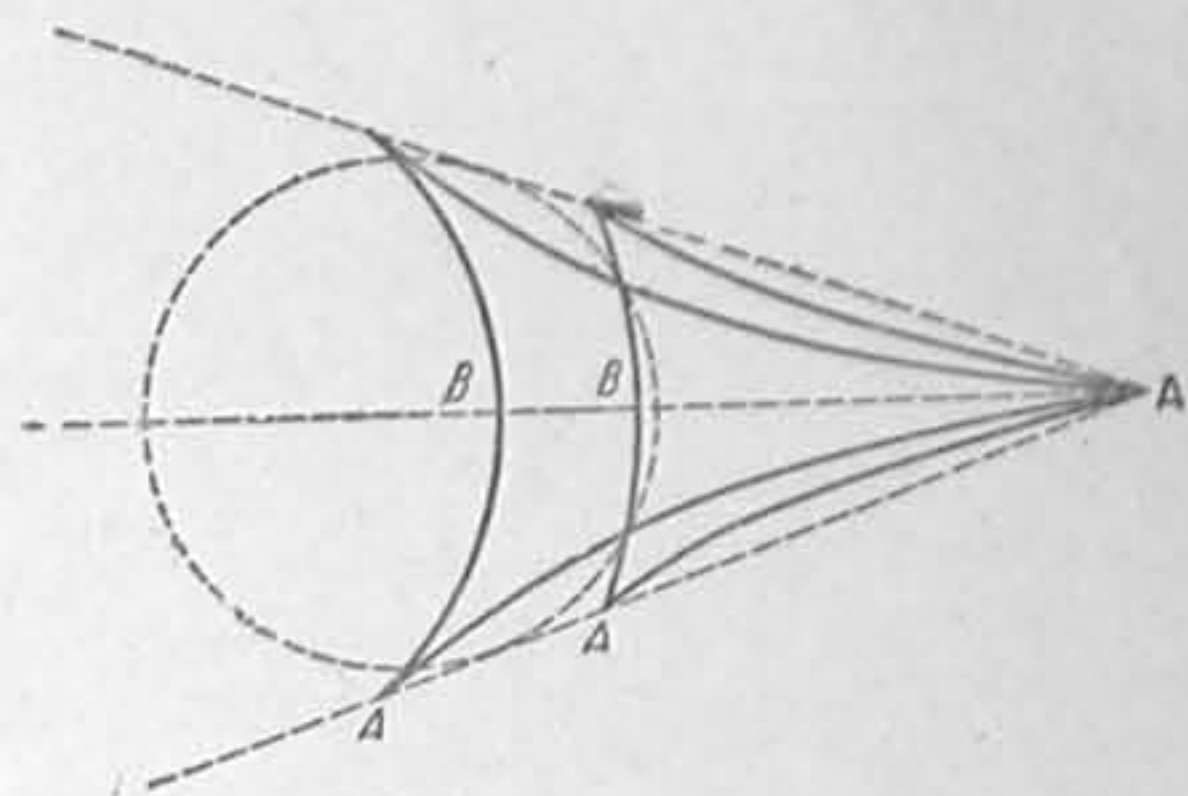
$$\Delta e = V \Delta a \text{ т.}$$

Считая, что  $e_1$  может быть доведена почти до нуля, получаем, что для подводной лодки водоизмещением под водой около 2000 т (объем около 2000  $m^3$ ) при  $\Delta a = 0.002$  положительная пловучесть лодки во втором слое будет равна 4 т, т. е. будет совершенно достаточна для того, чтобы лодка могла лежать неподвижно на нижнем слое, как на дне.

Особо больших значений устойчивость достигает в прибрежных районах, где на соленые воды океана налагаются распресненные прибрежные воды. Так, с большой устойчивостью, вызванной большим градиентом солености, связано явление «мертвой воды», наблюдавшееся у берегов Скандинавии, Канады и даже в Средиземном море и у устьев больших американских рек. Явление это было известно давно, но на его изучение было обращено специальное внимание после того, как Нансен наблюдал его на «Фраме» 29 августа 1893 г. у берегов Таймыра.

Для создания мертвой воды необходимо наличие очень резкого слоя скачка, расположенного несколько ниже киля судна. Паровые суда, идущие малым ходом, попав в мертвую воду, внезапно теряют ход. Так, в описываемом Нансеном случае скорость «Фрама» уменьшилась с 4.5 до 1 узла. Парусные и буксируемые суда сбиваются с курса и перестают слушаться руля. Паровое судно, застопорившее машину в мертвой воде, теряет ход не постепенно, а сразу. Паровое судно при выходе из мертвой воды сразу забирает ход, как будто на нем были отпущены удерживавшие его до тех пор швартовы.

69. Корабельные волны, образующиеся при движении судна по «мертвой воде».

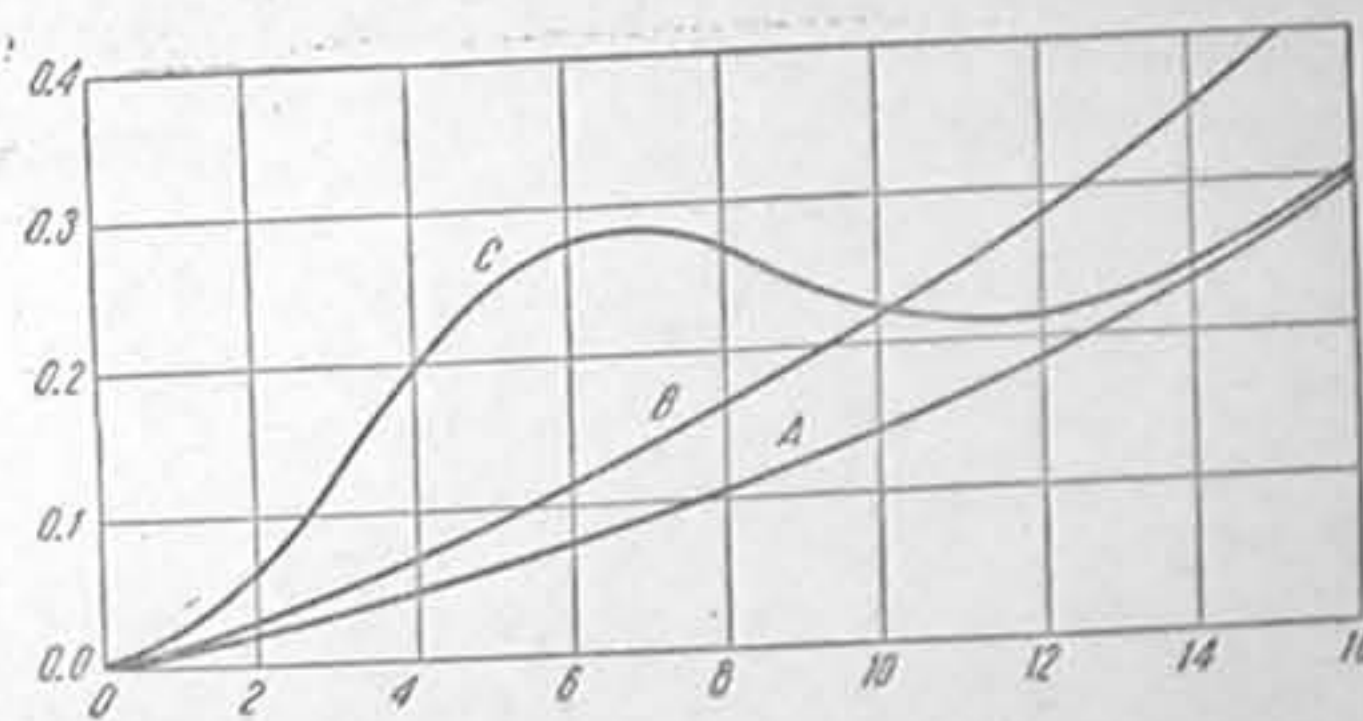


Поверхность моря (рис. 69) при следовании судна в штиль по мертвой воде приобретает необычный вид. За кормой значительно усиливаются поперечные волны (BB), пересекающие след судна, в дополнение к боковым или эшелонным волнам (AA), идущим от носа.

Кроме того, как показали специальные исследования Экмана над моделью судна, буксируемой в пресной воде, наложенной на соленую воду, на поверхности раздела также образуются волны.

Как известно, сопротивление воды при движении судна складывается из сопротивлений: 1) поверхностного или трения; 2) сопротивления формы или вихревого и 3) волнового. При движении судна по глубокой воде волновое сопротивление, создающееся в результате того, что часть энергии двигателя судна тратится на образование волн, достигает 55% от всего сопротивления воды. Сопротивление воды вообще возрастает при увеличении скорости сначала пропорционально второй, а при больших скоростях пропорционально третьей степени скорости.

При движении судна на мелкой воде, как показали классические опыты Скотта Русселя и Вильяма Фруда с моделями судов, сопротивление воды достигает некоторого максимума при определенной для каждого отдельного судна скорости, зависящей от глубины места, и сопро-



70. Сопротивление в граммах (ординаты) движению модели судна и скорость в см/сек. (абсциссы) по опытам Экмана.



возбуждается особыми явлениями. Волны за кормой судна сильно возрастают, а впереди судна появляется одиночная волна, которую судно как бы толкает впереди себя. При дальнейшем увеличении скорости, сопротивление движению корабля уменьшается, волны за кормой исчезают и судно начинает двигаться на гребне одиночной волны.

Аналогичные результаты получены при опытах Экмана с моделью судна в переслоенной воде. На рис. 70 показаны результаты этих опытов. Кривая *A* представляет сопротивление движению судна на глубокой воде, кривая *B* — сопротивление на мелкой воде (максимум на рисунке не показан), и кривая *C* показывает сопротивление в переслоенной воде. Ход этой кривой объясняет явление мертвой воды, а крутизна склонов около точки максимума объясняет его внезапность.

Таким образом, и в этом отношении слой скачка удельного объема является по своим свойствам как бы жидким дном.

На рис. 71 показано распределение температуры, солености и плотности в одном из так называемых норвежских «устричных» бассейнов в Нихаммере по наблюдениям Гелланд-Гансена 25 июля 1903 г.

В табл. 128 дано распределение устойчивости по глубине (в м) в этом бассейне.

Таблица 128

	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7
$P$	160 000	390 000	150 000	100 000	60 000	60 000	30 000
$E \cdot 10^3$							

Необычайно высокие температуры на глубине одного-двух метров в таких бассейнах (в одном из них на глубине 2 м была измерена температура  $35^\circ$ ) по Гелланду объясняются следующим образом:

Устричные бассейны всегда отделены от открытого моря порогом и их поверхностные воды сильно распреснены и по солености резко отличаются от подповерхностных слоев. В то время как верхний слой, нагреваясь днем, в ночное время охлаждается испарением, излучением и конвекцией, нижний слой днем согревается проникающими через верхний слой солнечными лучами и в то же время защищается верхним слоем от потери тепла в атмосферу. Таким образом в течение лета происходит постепенное повышение температуры поверхностного слоя до некоторого предела, а затем температура долгое время остается почти постоянной, что позволяет вести в таких местах правильное устричное хозяйство (отчего эти бассейны и получили название устричных), несмотря на высокие широты Норвегии.

Слой скачка, какими бы факторами он ни был создан и как бы ярко он ни был выражен, с течением времени постепенно сглаживается, граница между соприкасающимися слоями становится все более расплывчатой и в конце концов слой скачка уничтожается. Этому способствует непрерывное перемешивание отдельных слоев друг с другом, происходящее на всех глубинах. Таким образом постоянство слоя скачка определяется постоянством действия факторов, его создающих.

## § 40. Периодические изменения гидрологических элементов

Изменения физико-химических свойств воды в море, как уже неоднократно отмечалось, происходят главным образом в поверхностных слоях Мирового океана.

Но в большинстве случаев эти изменения связаны с изменением астрономических и метеорологических условий и потому носят периодический характер. В связи с солнечной деятельностью в низких широтах преобладают суточные колебания, в высоких — сезонные. В умеренных широтах суточные колебания накладываются на сезонные.

В светлое время суток и года в общем преобладает нагревание, осоложение (благодаря испарению) и т. д. В темное время суток и года преобладает охлаждение, опреснение и т. д. Таким образом в поверхностных слоях океана создаются периодические колебания физико-химических свойств морской воды относительно некоторой средней величины. Эти колебания процессами перемешивания передаются до некоторой глубины. Ярче всего эти явления сказываются на температурном режиме поверхностных слоев океана.

Поглощение лучистой энергии, непосредственно повышающее температуру океана, определяется глубиной ее проникновения, зависящей от количества взвешенных частиц и мути в морской воде, т. е. от ее прозрачности. Чем меньше прозрачность морской воды, тем при прочих равных условиях больше нагреваются наиболее поверхностные слои и тем больше создающийся при этом вертикальный градиент температуры. С другой стороны, процессы, понижающие температуру поверхностных слоев океана (испарение, конвекция, излучение) тем больше, чем больше при прочих равных условиях температура поверхностных слоев моря. Отсюда, чем меньше прозрачность моря, тем больше суточные и сезонные амплитуды температуры.

Но изменение температур на глубинах обуславливается не только непосредственным проникновением на глубины лучистой энергии, но и процессами перемешивания. Эффект же последних обратно пропорционален устойчивости слоев. Таким образом в общем случае периодические изменения температуры поверхности океана тем больше, чем меньше прозрачность, чем больше переслоенность воды и чем меньше глубина. Одновременно при тех же условиях периодические изменения температуры распространяются на меньшую глубину и амплитуда их меньше.

Для суждения о распространении на глубину периодических изменений температуры поверхностных слоев моря с известными допущениями можно воспользоваться следующими законами Фурье, выведенными для распространения периодических изменений температуры в совершенно однородных твердых телах, а именно:

1) При увеличении расстояния от поверхности тела, периодически изменяющей свою температуру в арифметической прогрессии, амплитуды колебаний температуры уменьшаются в геометрической прогрессии, что выражается формулой:

$$\theta_z = \theta_0 e^{-\beta z},$$

где для краткости

$$\beta = \sqrt{\frac{\pi \delta}{T A_t}}.$$

$\theta_0$  — амплитуда колебаний температуры у поверхности тела,  
 $\theta_z$  — амплитуда температуры на некоторой глубине  $z$ ,  
 $T$  — период колебания,



$A_t$  — коэффициент теплопроводности и  
 $\delta$  — плотность тела.

2. Время наступления крайних температур на различных глубинах запаздывает пропорционально глубинам, что выражается формулой:

$$\frac{t_1}{t_2} = \frac{z_1}{z_2}$$

где  $z_1$  и  $z_2$  — глубины и  
 $t_1$  и  $t_2$  — соответствующие промежутки времени запаздывания крайних температур.

3. Глубины одинакового уменьшения амплитуд пропорциональны корню квадратному из периодов:

$$\frac{z_1}{z_2} = \sqrt{\frac{T_1}{T_2}}$$

Из этой формулы следует, что амплитуда суточной волны, например, уменьшается в одно и то же число раз, что и амплитуда годовой волны, на глубине в 19 раз меньшей.

Эти законы, выведенные строго математически, многократно проверены эмпирически.

На рис. 72 показаны кривые — таутохроны, представляющие по Р и К вертикальное распределение температуры в однородном грунте для января, апреля, августа и октября по непосредственным измерениям.

Понятно, что, пользуясь формулами Фурье, можно решать обратную задачу, а именно, зная период колебания и определяя время проникновения колеба-

72. Вертикальное распределение температур в однородном грунте.

ния на различные глубины, вычислять коэффициент теплопроводности. Действительно, рассматривая таутохроны, мы видим, что температурные кривые представляют собой волну с постепенно затухающей амплитудой. Длина такой волны, понятно, будет равна глубине, на которой колебания температуры по фазе будут совпадать с колебаниями температуры на поверхности тела.

В основной формуле Фурье  $\theta_z = \theta_0 e^{-\beta z}$  величина  $\beta z$  представляет собою сдвиг фаз. Очевидно, что на глубине, равной длине волны, т. е. при  $z = \lambda$ , мы будем иметь сдвиг фаз, равный  $2\pi$ . Отсюда:

$$\lambda = \frac{2\pi}{\beta} = 2 \sqrt{\frac{\pi A_t T}{\delta}}$$

Но скорость распространения волны связана с ее длиной и периодом формулой:

$$v = \lambda T,$$

Откуда

$$v = 2 \sqrt{\frac{\pi A_t}{\delta T}}$$

Наконец, из формулы скорости распространения волны получается

$$z = vt = 2t \sqrt{\frac{\pi A_t}{\delta T}}$$

где  $z$  — глубина распространения температурной волны периода  $T$  за время  $t$ .

Законы Фурье, безукоризненные для однородного твердого тела, применимы для океана только с известными ограничениями. Эти ограничения вытекают из неоднородности и подвижности океана. В океане мы встречаемся с зависимостью коэффициентов перемешивания от устойчивости отдельных слоев. Далее, физико-химические свойства морской воды в одной и той же точке моря изменяются не только за счет процессов перемешивания, но и за счет поступления новых вод (береговой сток, морские течения и т. д.).

Температура подповерхностных слоев повышается не только перемешиванием, но и непосредственным поглощением лучистой энергии. Кроме того, понижение температуры и повышение солености обычно вызывают конвекционные явления, а значительное охлаждение иногда и льдообразование, что в корне изменяет ход обычного турбулентного перемешивания. Наконец, более или менее равномерное турбулентное перемешивание, создаваемое в толще воды сравнительно небольшими градиентами скорости, иногда в верхних слоях нарушается бурным ветровым перемешиванием.

Кроме того, если исключить течения и непосредственный прогрев глубинных слоев солнечной радиацией, то, как правило, температура на глубинах повышается, а соленость понижается турбулентным перемешиванием и температура понижается, а соленость повышается конвекционным перемешиванием — или, точнее, глубинный удельный объем увеличивается турбулентным перемешиванием и уменьшается конвекционным перемешиванием.

Таким образом законы Фурье к водным массам применимы лишь условно. Во-первых, надо предполагать отсутствие течения. Во-вторых, надо считать только с волнами длинных периодов, так как амплитуды суточных волн настолько малы, что на глубинах их подметить невозможно. Наконец, в отношении температур, например, надо помнить, что повышение температур на глубинах обуславливается преимущественно турбулентным коэффициентом теплопроводности, а понижение — конвекционным<sup>1</sup>.

Из формулы

$$z = 2t \sqrt{\frac{\pi A_t}{\delta T}}$$

следует, что время наступления максимума или минимума ( $t$ ) и глубина этого максимума или минимума ( $z$ ) связаны линейно.

В коэффициенте пропорциональности  $\left(2 \sqrt{\frac{\pi A_t}{\delta T}}\right)$  переменными являются плотность морской воды и коэффициент теплопроводности. Так как плотность морской воды меняется в незначительных пределах, а именно от 0.99987 до 1.03227, то, следовательно, величина коэффициента пропорциональности в зависимости от изменения плотности меняется в пределах 1.5%. Поэтому для наших целей мы можем считать плотность морской воды постоянной и равной единице. Отсюда для годовой волны получаем:

$$z = 0.5454 t \sqrt{A_t},$$

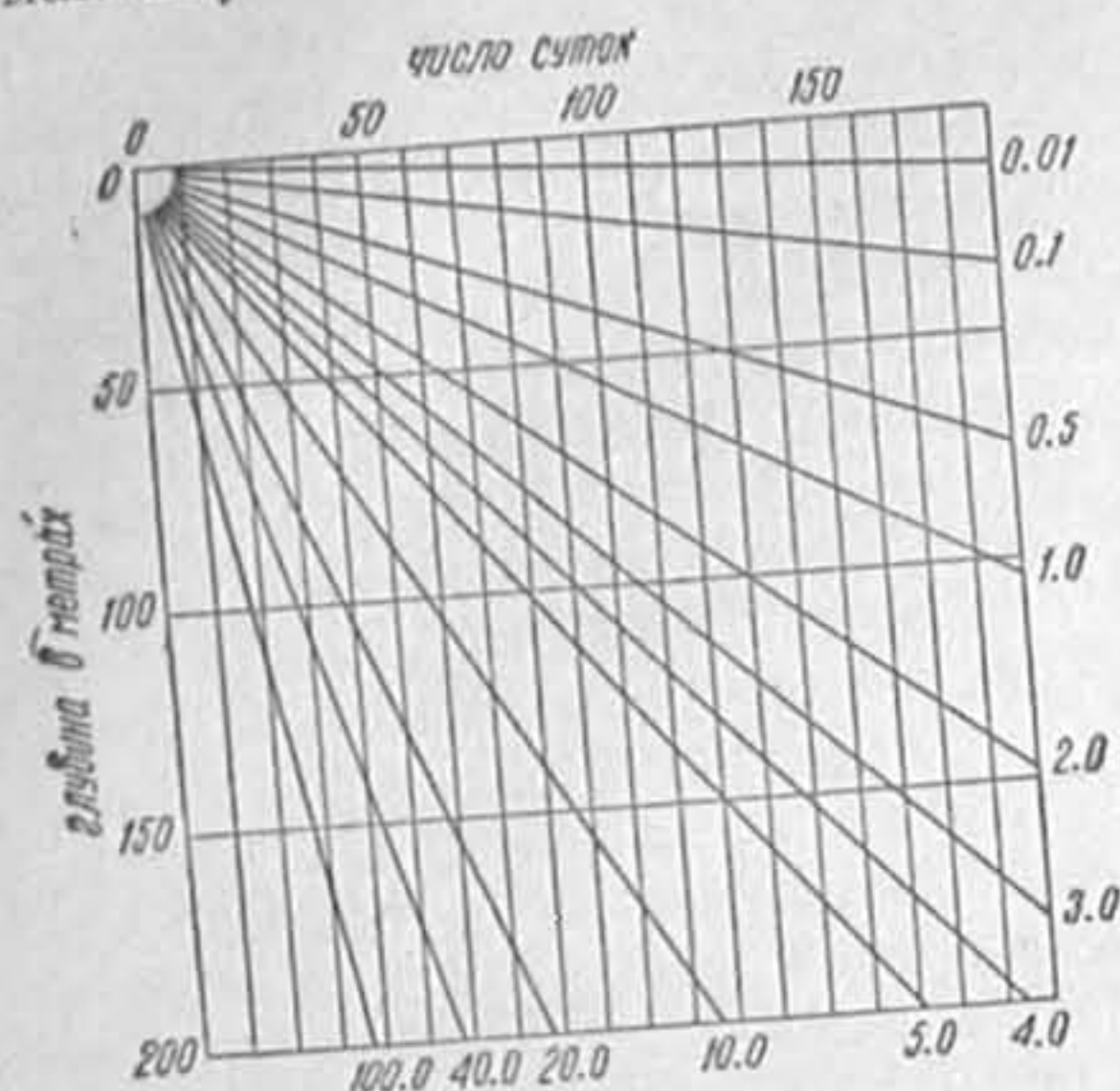
где  $z$  выражено в м,  $t$  — в сутках и  $A$  в  $\text{см}^{-1} \text{з-сек}^{-1}$ .

По этой формуле не трудно построить линейный график. Такой график для годовой температурной волны показан на рис. 73.

<sup>1</sup> Законы Фурье в большей степени применимы к периодическим изменениям температуры в ледяном покрове, что будет разобрано в § 56.



Пользование графиком не представляет затруднений. Если, например, максимум температуры на глубине 100 м обнаружен на 82 суток позже максимума на поверхности, то по графику получаем, что коэффициент турбулентной теплопроводности равен  $5 \text{ см}^{-1} \text{ г-сек}^{-1}$ . Если этот коэффициент проникновения на ту же глубину потребуется всего 58 суток.



73. График для определения коэффициента теплопроводности по запаздыванию максимумов температуры воды на глубинах.

Так как повышение температуры поверхностных слоев не вызывает конвекционного перемешивания, то отсюда вытекает, что распространение высоких температур на глубине происходит главным образом за счет турбулентного перемешивания. Отсюда, применяя формулы Фурье, мы по графику (рис. 73) можем определить коэффициенты турбулентной теплопроводности по максимумам температуры, как это сделано в табл. 129 для одной из станций на Баренцовом море.

Таблица 129

Глубина (в м)	Дата отмеченного максимума	Число суток между максимумами	Коэффициент теплопроводности $\text{см}^{-1} \text{ г-сек}^{-1}$
0 75	21/VIII 24/X	54	6.3
75 150	24/X 3/I	71	3.8
150 250	3/I 20/II	48	14.0

В этой таблице, во-первых, обращает на себя внимание разновременность наступления максимума температуры на глубинах. Гидрологическое лето — максимум температуры — начинается на глубине 100—150 м только в январе, а на глубине 250 м даже в феврале. Запаздывание максимума температуры на глубинах вытекает из законов Фурье, наблюдается в океане повсеместно, в частности для Баренцова моря установлено еще в 1906 г. Книповичем.

Наибольший коэффициент теплопроводности обнаруживается в нижних слоях, где устойчивость меньше всего, затем он несколько меньше в верхних слоях, где хотя устойчивость и высока, но перемешивание не только турбулентное, но и турбулентно-ветровое. Кроме того, эти слои непосредственно прогреваются солнечной радиацией. Меньше всего коэффициент турбулентной теплопроводности в промежуточных слоях. Необходимо, однако,

еще раз подчеркнуть, что от подобного рода вычислений не следует ожидать особой точности.

Во-вторых, на той же станции минимум температуры наступает на всех горизонтах почти одновременно: в данном случае в апреле. Это вполне согласуется с тем, что конвекционное перемешивание происходит значительно быстрее турбулентного. Вертикальная зимняя циркуляция к 24 октября захватила верхний 25-м слой. К 3 января конвекционные токи дошли до глубины 75 м. Слои ниже этой глубины вертикальной зимней циркуляцией захвачены еще не были, и потому их температура хотя несколько и понизилась, но только за счет турбулентного перемешивания. К 20 февраля вертикальная зимняя циркуляция спустилась до глубины 200 м.

К 25 апреля температура на всех горизонтах еще более понизилась и достигла своего минимума.

Одновременность наступления минимумов температуры на отдельных горизонтах всех слоев, захваченных вертикальной циркуляцией и именно в момент ее прекращения, представляется явлением также весьма характерным для всех районов океана.

Естественно, что минимум температуры в слоях, расположенных ниже зоны вертикальной циркуляции, объясняется указанным выше турбулентным перемешиванием с образующимся над ними в момент прекращения вертикальной зимней циркуляции холодным промежуточным слоем, и для каждого отдельного слоя наступает тем позже, чем глубже расположен данный слой.

В районах, где вертикальная зимняя циркуляция сопровождается льдообразованием, минимумом температуры является температура замерзания воды данной солености. Здесь к началу льдообразования от поверхности моря и до некоторой глубины минимум температуры (температура замерзания) — наступает одновременно. По мере утолщения ледяного покрова минимум температуры постепенно захватывает все более и более глубокие слои<sup>1</sup>. Отсюда в слоях, расположенных ниже нижней границы вертикальной циркуляции; наблюдавшейся в момент начала льдообразования, минимум температуры на глубинах, подобно максимуму, также запаздывает.

В табл. 130 приводятся некоторые данные для глубоководной части Белого моря.

Таблица 130

	Г л у б и н а (в м)						
	0	10	25	50	75	100	150
Годовая амплитуда температуры (в град.)	19.8	13.9	6.9	6.1	2.9	1.2	—
Продолжительность нагрева (в месяцах)	3.5	3.5	5.0	5.5	6.0	6.5	0
Продолжительность охлаждения (в месяцах)	8.5	8.5	7.0	6.5	6.0	5.5	0

Применяя ту же формулу Фурье, коэффициент теплопроводности получается около  $1 \text{ см}^{-1} \text{ г-сек}^{-1}$ , т. е. в несколько раз меньший, чем

<sup>1</sup> По мере льдообразования и сопутствующего осолонения верхних слоев температура их замерзания несколько понижается, но этим понижением в первом приближении мы можем пренебречь.



для Баренцова моря. Повидимому, это надо объяснить значительно большей переслоенностью, следовательно, и большей устойчивостью беломорских вод.

Выводы, полученные для периодических изменений температуры, понятно, распространяются на любые физико-химические и биологические свойства морской воды. Если на каком-нибудь горизонте происходят периодические колебания какого-нибудь физико-химического свойства морской воды, то от этого горизонта вверх и вниз распространяются соответствующие температурные, соленостные, кислородные и т. д. волны. Чем меньше период этой волны, тем на меньшем расстоянии от данного горизонта уменьшается в одно и то же число раз амплитуда колебаний.

На поверхности моря прогрев сменяется охлаждением, осолонение — сменяется опреснением и т. д. При каждом таком изменении вниз посылаются волны соответствующего типа. Если при этом изменении устойчивость слоев остается положительной, перемешивание остается турбулентным. В противном случае возникает конвекционное перемешивание.

Наблюдаемое в какой-либо точке моря вертикальное распределение гидрологических элементов является отчасти результатом распространения на глубину таких волн, дошедших в данный момент до того или иного горизонта. Именно этим, если одновременно наблюдений исключается влияние вертикальных колебаний глубинных слоев, объясняются постоянно наблюдающиеся, особенно в верхних слоях океана, изгибы кривых вертикального распределения гидрологических элементов.

Из разобранных примеров мы видим, что изменения температуры как на поверхности, так и на глубинах океана определяются: изменениями в интенсивности нагревания и охлаждения, распространением на глубину этих изменений вследствие перемешивания и перемещения водных масс в вертикальном и горизонтальном направлениях.

Уже отмечалось, что при измерении температуры (или определении любой другой характеристики морской воды) мы можем, во-первых, измерять температуру через некоторые промежутки времени в одной и той же точке моря — в одних и тех же географических координатах — и, во-вторых, измерять температуру самой движущейся водной массы, или, другими словами, измерять температуру в океанографических координатах.

Наблюдения над температурой поверхностных слоев океана в океанографических координатах показывают, что суточные амплитуды в общем невелики и только в редких случаях достигают  $1^{\circ}$ . Максимальные температуры наблюдаются на 1—3 часа после полудня и минимальные на 1—2 часа после восхода солнца. Это запаздывание объясняется тем, что излучение тепла в атмосферу в общем идет медленнее поглощения солнечного тепла водой, и максимальные температуры наступают, например, в момент сравнения этих противоположно-направленных процессов.

Суточные амплитуды поверхностных слоев океана (в океанографических координатах) больше при ясном небе, когда днем сильно нагревание, а ночью теплоотдача в атмосферу. Кроме того поверхностные амплитуды тем больше, чем мелководнее район и чем меньше прозрачность моря.

В открытых частях Мирового океана, где вертикальные и горизонтальные градиенты температуры невелики, практически безразлично, измеряем ли мы температуры в океанографических или географических координатах. В районах океана, где эти градиенты велики, а в особенности в прибрежных районах и в районах соприкосновения различных по температуре течений, температуры, измеренные в географических координатах, создают амплитуды температуры значительно большие.

В табл. 131 приводятся температурные наблюдения, сделанные в одной из бухт на Мурмане 14 сентября 1902 г. около отлива и около прилива.

Таблица 131

Глубина (в м)	0	5	10	15	20	25	30	35	40
Время									
Отлив	$6^{\circ}.49$	$6^{\circ}.10$	$5^{\circ}.85$	$5^{\circ}.50$	$2^{\circ}.90$	$1^{\circ}.19$	$0^{\circ}.80$	$0^{\circ}.60$	$0^{\circ}.56$
Прилив	$6^{\circ}.63$	$6^{\circ}.16$	$5^{\circ}.91$	$5^{\circ}.65$	$4^{\circ}.40$	$2^{\circ}.44$	$1^{\circ}.02$	$0^{\circ}.61$	$0^{\circ}.55$
Разность	$0^{\circ}.14$	$0^{\circ}.06$	$0^{\circ}.06$	$0^{\circ}.15$	$1^{\circ}.50$	$1^{\circ}.25$	$0^{\circ}.22$	$0^{\circ}.01$	$0^{\circ}.01$

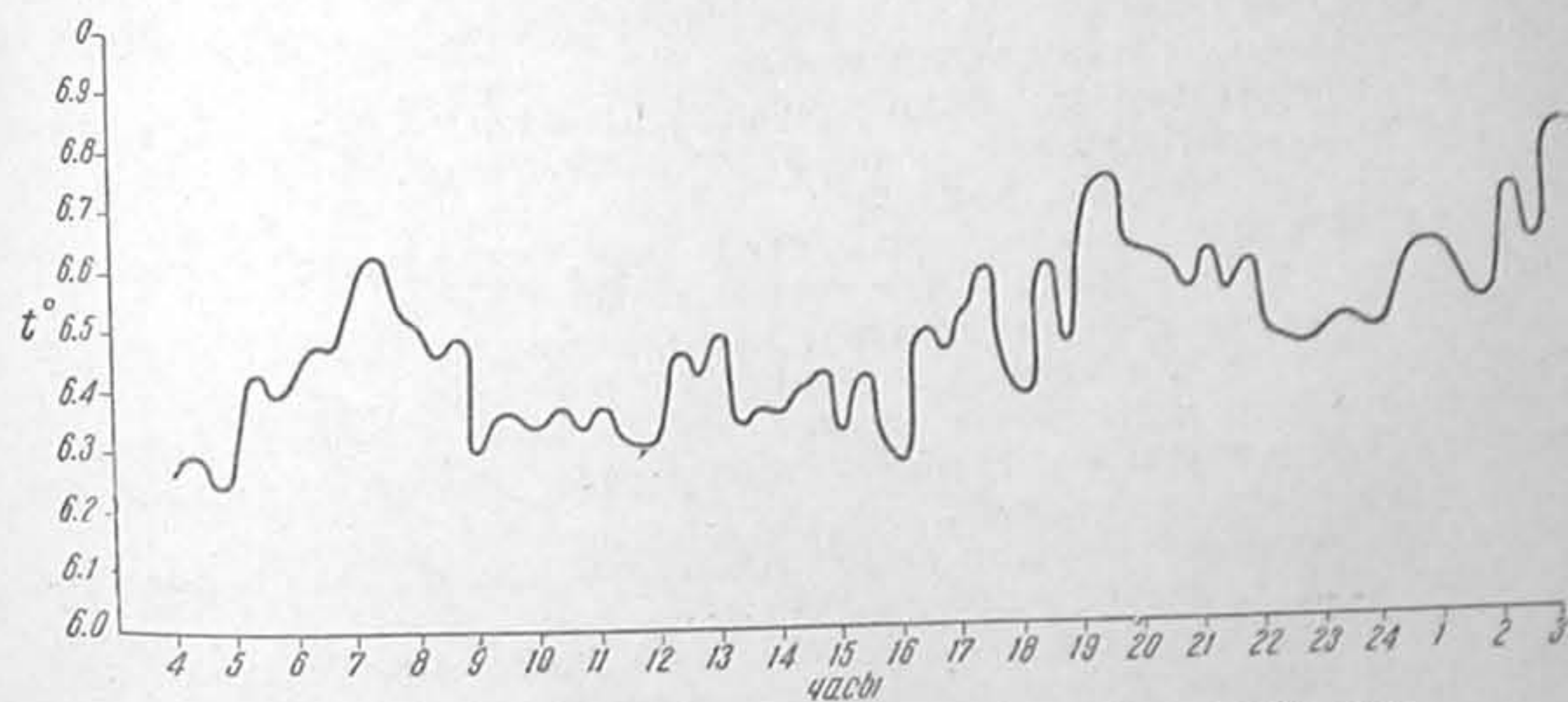
Из этой таблицы видно, что во время прилива в эту бухту через барьер, глубина которого в малую воду около 15 м, поступают более теплые в это время года поверхностные воды открытого моря, уходящие во время отлива обратно.

В табл. 132 показаны суточные амплитуды температуры на различных глубинах одной из станций в открытой части Баренцова моря, в июне.

Таблица 132

Глубина в (в м)	0	10	20	30	40	50	75	100	150	200	300
Амплитуда температуры	$1^{\circ}.10$	$1^{\circ}.78$	$0^{\circ}.23$	$0^{\circ}.44$	$0^{\circ}.48$	$1^{\circ}.44$	$0^{\circ}.56$	$0^{\circ}.28$	$0^{\circ}.16$	$0^{\circ}.12$	$0^{\circ}.54$

На этой станции, сделанной на якорь, колебания температур объясняются вертикальными и горизонтальными перемещениями водных масс, вызван-



74. Колебания температуры на горизонте 25 м в Баренцовом море.

ными приливо-отливными явлениями. Замечательно, что в обеих приведенных таблицах наибольшие амплитуды температур наблюдаются на промежуточных глубинах там, где вертикальный градиент температуры достигает наибольшей величины (слой скачка температуры).

На рис. 74 показаны температуры, измеренные через каждые 20 минут на горизонте 25 м «Персеом» на одной из станций Баренцова моря.

На рисунке видно, что, помимо колебаний температур, обусловленных приливо-отливными явлениями, что сказывается в максимумах в 7 ч. 20 м.



и 19 ч. 20 м., существуют колебания температур, обусловленные другими причинами, например сейсами, а также турбулентными движениями, создающими результаты, подобные температурным пульсациям, отмеченным Арцибашевым и Верещагиным для реки Ангара.

Максимальное изменение температуры на одном и том же горизонте от поверхности моря за 20 мин., наблюдавшееся «Персеем» в Баренцовом море, было равно  $0^{\circ}.53$ , а максимальное изменение за 10 мин. было равно  $0^{\circ}.33$ . Несомненно, существуют колебания с гораздо меньшим периодом, требующие для своего обнаружения более быстро реагирующих на температуру приборов, чем обычные опрокидывающиеся термометры, которыми производились приведенные наблюдения.

Еще более значительные колебания температуры на отдельных глубинах в течение суток, (правда, не периодического характера) наблюдаются в прибрежных районах под влиянием стонно-нагонных явлений.

Так, Скворцов и Никитин отмечают, например, что 23 августа 1926 г. в течение 10 часов при ветре прямо с берега температура поверхности моря у южного берега Крыма понизилась с  $21^{\circ}.0$  до  $11^{\circ}.4$ , причем в полумиле от берега температура была  $19^{\circ}.0$ , а в одной миле от берега уже  $20^{\circ}.4$ . Исходя из вертикального распределения температуры и планктона в данном районе, указанные авторы считают, что в этом случае при стоне имел место подъем воды на поверхность с глубины 25—30 м.

Понятно, что изменения температур на отдельных горизонтах, вызванные приливо-отливными и стонно-нагонными явлениями, не представляют собой суточного хода температуры, а лишь изменения температур в течение суток, вызванные динамическими причинами.

Как это следует из приведенных примеров, в общем случае изменения температур в географических координатах значительно превосходят термические изменения температур в океанографических координатах и поэтому последние вообще очень трудно выявить.

Более значительны изменения температуры на поверхности и на глубинах в течение года. Здесь приложимы те же рассуждения, что и к суточным колебаниям температуры, а именно:

1. Амплитуда годовых температур тем больше, чем меньше прозрачность, чем больше переслоенность и чем меньше глубина места.
2. Крайние температуры воздуха, как известно, запаздывают относительно максимума и минимума солнечной радиации. Крайние температуры поверхности моря запаздывают относительно крайних температур воздуха; крайние температуры на глубинах запаздывают относительно крайних температур поверхности моря.
3. На сезонные колебания температур моря накладываются сезонные и непериодические смещения морских течений.

В табл. 133, заимствованной у Шокальского, приведены средние годовые амплитуды температуры на поверхности Мирового океана.

Таблица 133

	Северное полушарие						Южное полушарие				
	50°	40°	30°	20°	10°	0°	10°	20°	30°	40°	50°
Широты . . .	8° .4	10° .2	6° .7	3° .6	2° .3	2° .3	2° .6	3° .6	5° .1	4° .8	2° .9
Амплитуды . .											

Как видно из этой таблицы, наибольшие годовые амплитуды температуры на поверхности океана наблюдаются около  $40^{\circ}$  с. ш. и около  $30^{\circ}$  ю. ш., т. е. там, где расположены постоянные области высокого давления атмосферы, в которых ясные погоды способствуют интенсивному летнему нагреву и зимнему охлаждению. От этих областей к экватору и полюсам амплитуды уменьшаются. В прибрежной полосе и в отдельных морях амплитуды могут быть значительно больше. Так, в Белом море амплитуда доходит до  $19^{\circ}$ , в Черном море, между Одессой и Крымом, до  $24^{\circ}$  и т. д.

Значительные колебания температур в течение года в открытом океане наблюдаются в некоторых районах вследствие сезонных и периодических смещений морских течений, а также вследствие сезонных и непериодических стонно-нагонных явлений.

Особенно резко сказываются в этом отношении смещения осей течений Гольфстрим и Куро-Ойво. Американский сторожевой пароход «Тампа», пересекая Гольфстрим и течение Кабота, идущее из залива Св. Лаврентия, одновременно наблюдал температуру воды у кормы  $19^{\circ}$  и у носа  $31^{\circ}$ . Таким образом на протяжении длины судна разность температур достигала  $12^{\circ}$ . Понятно, что в этих районах сравнительно небольшие боковые смещения оси Гольфстрима вызывают в одной и той же географической точке значительные изменения температуры в течение года, достигающие до  $20^{\circ}$  и более. Если исключить из рассмотрения изменения температур в одной и той же географической точке моря, вызванные смещениями водных масс, а также отдельные окраинные моря, то в общем только в исключительных случаях годовые амплитуды превосходят  $5—10^{\circ}$ . Еще меньше годовые амплитуды на глубинах, и в общем, как правило, большие амплитуды на поверхности моря еще не означают сравнительно больших амплитуд на глубинах на той же вертикали. Действительно, как мы видели, нагревание поверхностных слоев тем больше и тем больше вертикальный градиент температуры, чем меньше прозрачность. Но большой вертикальный градиент температуры означает большую устойчивость, препятствующую распространению тепла на глубины перемешиванием. Таким образом, чем больше нагреваются поверхностные воды, тем больше они себя изолируют от подповерхностных слоев.

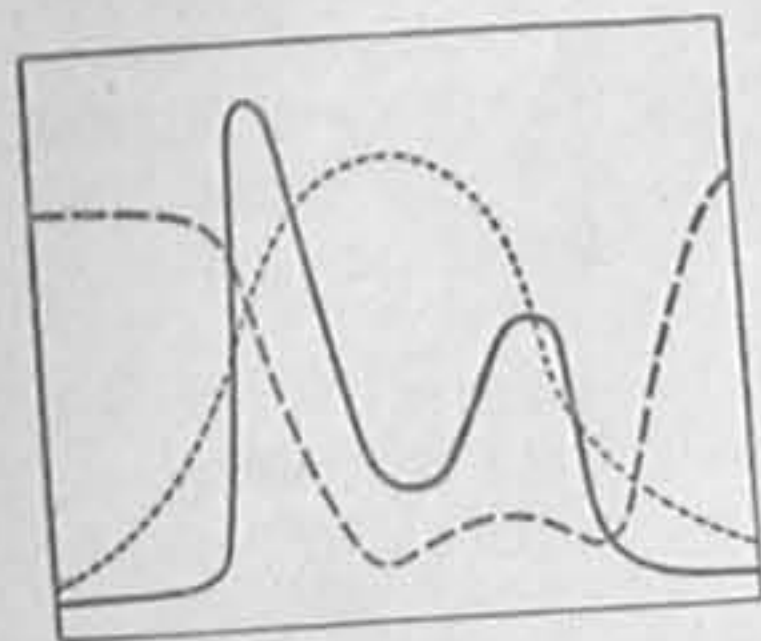
Сезонные колебания температур в разных районах океана доходят до разных глубин. В Белом море, например, на глубинах свыше 150 м сезонные колебания температур не превышают  $0.01^{\circ}$ . В южных районах Баренцова моря сезонные колебания отмечены до 350—400 м. В Средиземном море они также спускаются до 350 м.

Подобно температуре, соленость поверхностных слоев океана также испытывает сезонный ход, вызываемый изменениями в величине пресного баланса, и так же эти изменения процессами перемешивания распространяются на глубину. Амплитуды колебаний солености вообще очень малы. В открытом океане соленость в верхних слоях в течение года изменяется в пределах  $0.20/_{\infty}$ , а в глубинных еще меньше. В прибрежных районах эти изменения больше, в связи с изменениями в величине берегового стока. Наибольшей величины сезонные изменения солености достигают в ледовых районах. Действительно, морской лед, даже образовавшийся из весьма соленой воды, очень пресен (молодой лед в среднем в 4—5 раз преснее воды, из которой он образовался. Чем старше лед, тем он более пресен). Поэтому при таянии льдов мы наблюдаем большое распреснение поверхностных слоев океана, уменьшаемое процессами перемешивания. Зимой в тех же районах при льдообразовании создается большое осолонение. Таким образом, в поверхностных слоях ледовых районов возможно встретить сезонные колебания солености порядка  $5/_{\infty}$ .

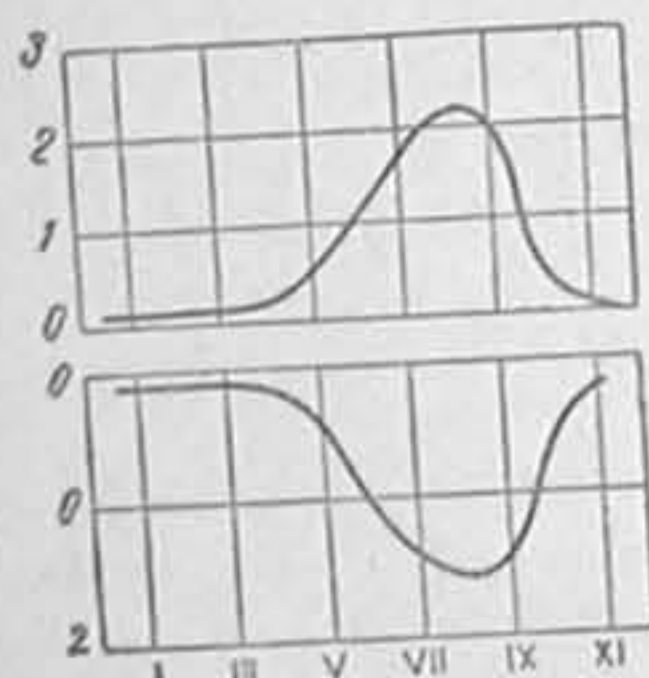


Весьма значительны сезонные изменения в морской воде веществ, связанных с органической жизнью океана, как то: кислорода, углекислоты, соединений азота, фосфора, кремния и т. д.

Содержание кислорода в морской воде, как мы видели, тесно связано с температурой океана и с фотосинтетической деятельностью растений, определяемой интенсивностью солнечного освещения и наличием питательных веществ.



75. Схематический годовой ход в умеренных широтах: сплошная кривая — количества диатомей, кривая черточками — содержания фосфатов и нитратов и кривая пунктиром — интенсивности солнечного освещения.



76. Годовой ход количества нитратов (нижняя кривая) и нитритов (верхняя кривая) в мг на м³ в Баренцовом море на 72°30' с. ш. и 33°30' в. д.

количества фитопланктона начинается интенсивное на промежуточных глубинах и на мелководьях увеличение животного населения, питающегося как живым, так и отмершим фитопланктоном, падающим из поверхностных слоев.

На рис. 75 показано схематическое распределение диатомовых водорослей по сезонам, а также распределение в те же сезоны фосфатов и нитратов в поверхностных слоях океана умеренных широт. Из рисунка видно, что в умеренных широтах количество фитопланктона сильно изменяется в течение года и образует два характерных максимума: весенний и осенний всплеск планктона, причем первая значительно интенсивнее второй. Объясняется это явление тем, что с началом весны, благодаря усилению солнечного освещения, начинается усиленное развитие фитопланктона, известное под названием «цветения моря». Это цветение моря проходит тем интенсивнее и тем дольше, чем больше был накопленный за зиму запас питательных веществ. Но с течением времени количество фитопланктона, несмотря на усиливающуюся освеще-

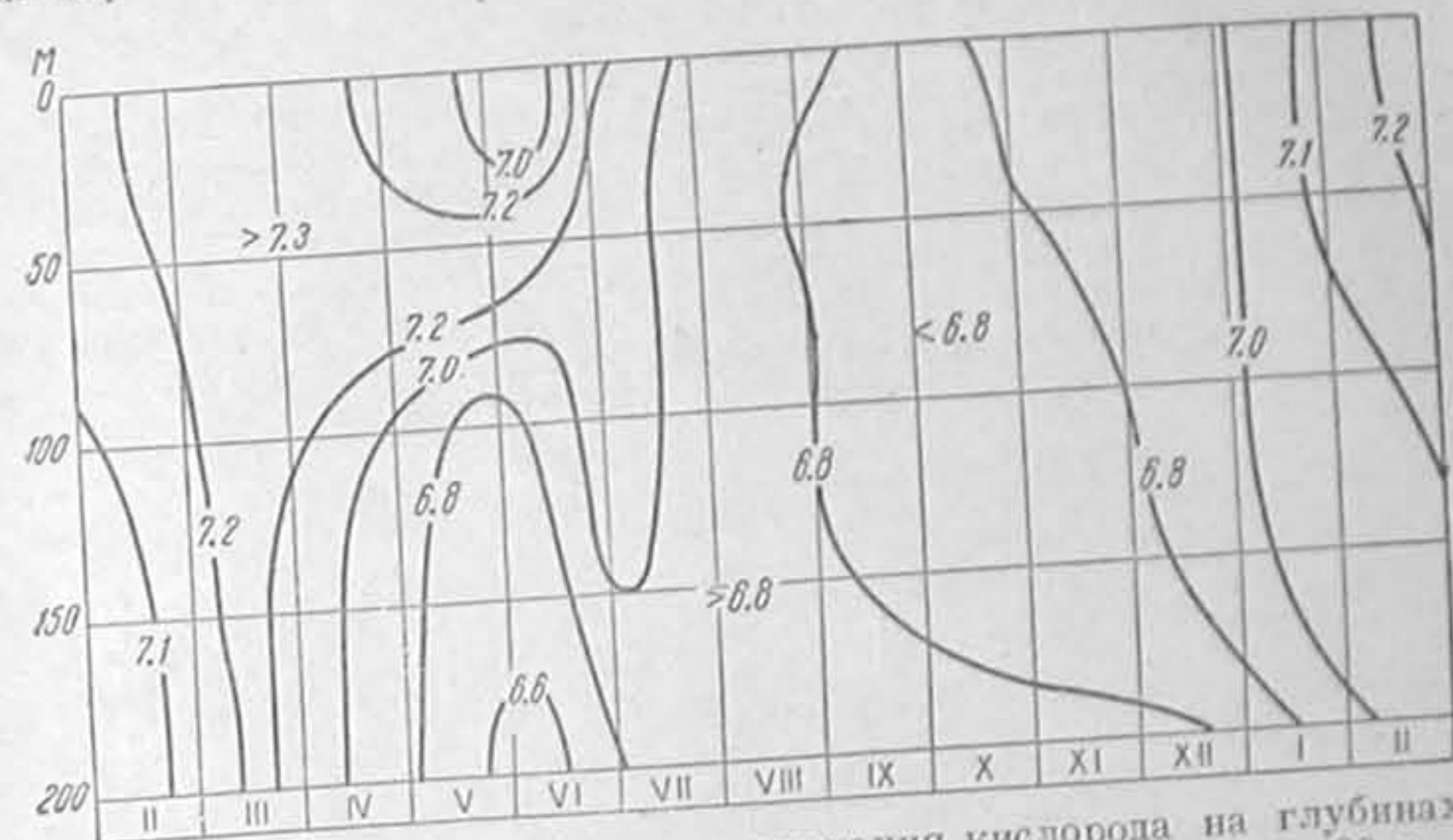
При повышении поверхностных температур океан становится пересыщенным кислородом и отдает кислород атмосфере. При понижении температур океан, наоборот, поглощает кислород из воздуха. Одновременно с увеличением освещения усиливается фотосинтетическая деятельность растений. В связи с этим в некоторых районах цеслым рядом исследователей, в частности Лейжандром, Харвеем, Якобсеном и др., были обнаружены суточные колебания содержания кислорода с максимумом перед заходом солнца и минимумом перед восходом.

В наиболее поверхностных слоях океана, где в светлое время года фотосинтез силен, накопление кислорода превышает расход, и накопленный таким образом кислород частично уходит в атмосферу и частично процессами перемешивания распространяется на глубину. Таким образом, максимум содержания кислорода обычно расположен на некоторой глубине под поверхностью моря. С увеличением глубины фотосинтез уменьшается и потребление кислорода морскими организмами может значительно превышать его приход. В таких случаях создается очень сильное обеднение кислородом.

Фотосинтез в открытых частях океана осуществляется мельчайшими растительными организмами, использующими солнечную энергию для построения своих тел из углекислоты, воды и растворенных в ней питательных веществ. Только бактерии и растения способны усваивать, как мы видели, нитраты и нитриты и переводить их в белковые соединения. Все остальные организмы получают необходимый им азот только поедая фитопланктон и бактерии.

Таким образом, значение фитопланктона для жизни океана очень велико. Фитопланктон является не только источником пищи, но одновременно обеспечивает другим организмам благоприятные кислородные условия. Поэтому вслед за увеличением в поверхностных слоях ко-

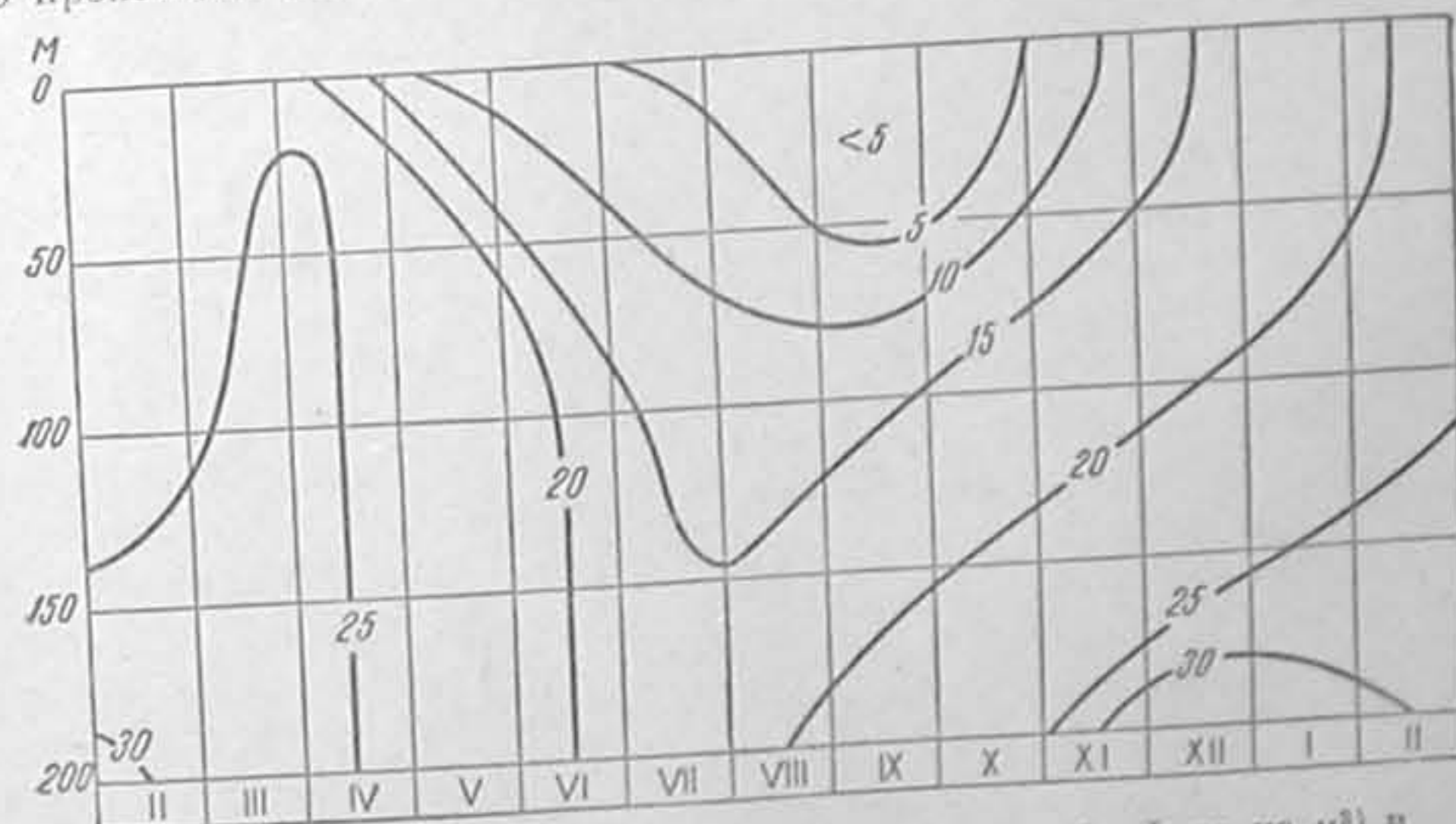
шение, начинает уменьшаться, что объясняется следующими причинами. Во-первых, развивающийся к этому времени зоопланктон использует фитопланктон, как пищу. Во-вторых, солнечный прогрев уменьшает плотность верхних слоев, а ветровое перемешивание создает ярко выраженный летний слой скачка удельного объема, изолирующий верхние слои от нижних. Таким образом, использование фитопланктоном



77. Годовой ход абсолютного содержания кислорода на глубинах в Баренцовом море на 71°30' с. ш. и 33°30' в. д. в 1929—30 г.

питательные вещества верхних слоев перестают пополняться поступлением этих веществ из нижних слоев.

С наступлением осеннего похолодания конвекционное перемешивание постепенно уничтожает летний слой скачка, распространяется все глубже и глубже, и таким образом питательные вещества, заключенные в нижних слоях моря, подводятся к его поверхности. Так как в осеннее время солнечное освещение еще достаточно интенсивно, то происходит новая вспышка развития фитопланктона, называемая осенним



78. Годовой ход содержания фосфатов (в мг фосфора на м³) в Баренцовом море на 71°30' с. ш. и 33°30' в. д.

цветением моря. С наступлением зимы фитопланктон частью отмирает, частью образует покоящиеся споры, с помощью которых водоросли переносят неблагоприятные условия зимы с тем, чтобы весной опять начать развиваться. Одновременно вертикальная зимняя циркуляция выравнивает содержание кислорода и питательных веществ вплоть до глубины ее распространения. Однако осенняя вспышка планктона



может быть только в тех районах, где слой скачка уничтожается вертикальной зимней циркуляцией. В противном случае наблюдается только весенняя вспышка, и круговорот органического вещества завершается только в самом верхнем слое.

На рис. 76 показан годовой ход количества нитратов и нитритов в слое от 0 до 100 м в Баренцовом море по наблюдениям Вержбинской. Из рисунка видно, что сезонный ход нитратов противоположен ходу нитритов, что естественно, так как количество нитритов, образующихся в результате окисления аммиака, увеличивается по мере развития и последующего отмирания организмов.

На рис. 77 показан сезонный ход содержания кислорода на глубинах в Баренцовом море на станции 71°30' с. ш. и 33°30' в. д. в 1930 г. по наблюдениям Океанографического института, а на рис. 78 сезонный ход содержания фосфора на той же станции в том же году по данным Бруевича. Последний рисунок особенно показателен. Из него видно, как в летнее время содержание фосфатов в верхних слоях постепенно уменьшается вследствие развития органической жизни, и в зимнее время увеличивается, благодаря вертикальной зимней циркуляции, за счет запасов, накопившихся в придонных слоях.

## ГЛАВА V

# РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВОД ОКЕАНА

## § 41. Подразделение морских течений

Физико-химические свойства вод океана изменяются, как мы видели, почти исключительно у его поверхности и притом в разных районах по-разному. Таким образом, создаются вертикальные и горизонтальные градиенты гидрологических элементов. Перемешивание, распространяющееся главным образом на глубину, эти градиенты отчасти выравнивает. В результате совокупного действия процессов изменения и перемешивания создаются водные массы, отличающиеся друг от друга по своим физико-химическим характеристикам и сохраняющие последние в течение более или менее длительных промежутков времени.

Морские течения переносят эти массы в другие районы, опускают их на глубины океана и опять выносят к поверхности.

Таким образом, одновременно с формированием водных масс процессами изменения и перемешивания, происходит непрерывное их перераспределение морскими течениями по пространству и по глубине.

Морские течения подразделяются: 1) по районам их происхождения; 2) по факторам, их вызвавшим: например, конвекционные — вызванные неравномерным распределением плотности, ветровые — вызванные ветрами; 3) по их устойчивости: например, постоянные, периодические и временные; 4) по их физико-химическим характеристикам: например, теплые, если воды, несомые течением в какой-нибудь район, теплее основных масс этого района, холодные — если холоднее; 5) по их расположению: например, поверхностные, глубинные, прибрежные; 6) по характеру их движения: например, прямолинейные, циклонические, антициклонические.

Морские течения наиболее отличаются друг от друга по району своего происхождения и по силам, их вызвавшим. Этими условиями в большинстве случаев определяется, является ли данное течение теплым или холодным, поверхностным или глубинным, постоянным или временным.

По силам, их вызвавшим, течения разделяются на гравитационные, дрейфовые, приливо-отливные и баро-градиентные.

Гравитационные течения создаются в результате наклона изобарических поверхностей, вызванного тем или иным фактором, и в свою очередь подразделяются на течения конвекционные, стоковые и сточные.

В конвекционных течениях горизонтальный градиент давления создается неодинаковым или неодновременным изменением температуры и солености слоев океана на рассматриваемом его участке. Говоря иначе, конвекционные течения вызываются горизонтальным градиентом удельного объема,



создающимся в результате неравномерного изменения температуры и солености океана. Силы, вызывающие конвекционные течения, иногда называют внутренними в отличие от внешних сил, создающих все остальные течения.

Стоковые течения создаются в результате наклона уровня моря, вызываемого притоком береговых вод и атмосферных осадков, а также в результате испарения. Значение стоковых течений, за исключением прибрежных районов, в режиме океана весьма невелико.

Сточные течения создаются наклоном уровня в результате притока вод из других районов океана или, наоборот, оттока вод в другие районы, вызванных какой-нибудь внешней силой. Так, например, в результате нагонного ветра уровень моря у берегов повышается и при прекращении ветра, когда уровень выравнивается, возникает сточное течение.

Дрейфовые течения возникают в результате трения ветра о поверхность моря и давления ветра на тыловую поверхность волн, благодаря чему поверхностные слои приходят в движение и затем трением же приводят в движение более глубоко расположенные слои. Дрейфовыми течениями следует называть течения, созданные длительными или господствующими ветрами, когда водные массы успевают занять положение равновесия в соответствии с очертаниями прилегающих берегов, рельефом дна и прилегающими системами морских течений. Течения, создаваемые временными и непродолжительными ветрами, называются ветровыми. Главным отличием первых от вторых является наклон уровня моря, уравнивающий действие ветра и силы Кориолиса, в то время как у вторых уровень почти горизонтален. Отсюда Атлантическое и Нордкапское течения, поддерживаемые главным образом господствующими на их пути юго-западными ветрами, являются течениями дрейфовыми.

Приливо-отливные течения создаются приливообразующей силой Луны и Солнца. Поскольку величина приливообразующей силы в связи с периодическими изменениями взаимного положения системы Солнце—Земля—Луна изменяется периодически, то отсюда и приливо-отливные явления, выражающиеся в горизонтальных и вертикальных передвижениях водных масс, также имеют периодический характер.

Баро-градиентные течения вызываются изменениями в распределении атмосферного давления, вызывающими опускание уровня в области повышенного и поднятие уровня в области пониженного давления.

Несколько особо стоят течения, вызываемые тем, что вода фактически не растяжима и несжимаема. Отсюда течение, вызванное, например, ветром и создающее сток воды из некоторого района в другой, сейчас же вызывает подток воды из соседних районов, где в то же время никакого ветра не существует, или же с глубин того же участка моря. Такие течения называются компенсационными. Если действие фактора, вызвавшего данное течение, прекращается, то, благодаря инерции, водные массы некоторое время продолжают двигаться в том же направлении. Такие течения называются остаточными.

Вместе с началом течения, какими бы силами оно ни было вызвано, сейчас же возникают вторичные силы, сами по себе не создающие течения, а только их деформирующие. Сюда относятся:

1. Отклоняющая сила вращения земли, или сила Кориолиса, пропорциональная скорости течения и направленная перпендикулярно движению. Благодаря этой силе всякое горизонтальное движение в северном полушарии отклоняется вправо, а в южном — влево и кроме того, как увидим ниже, в каждом течении создается вполне определенное расположение отдельных слоев воды.

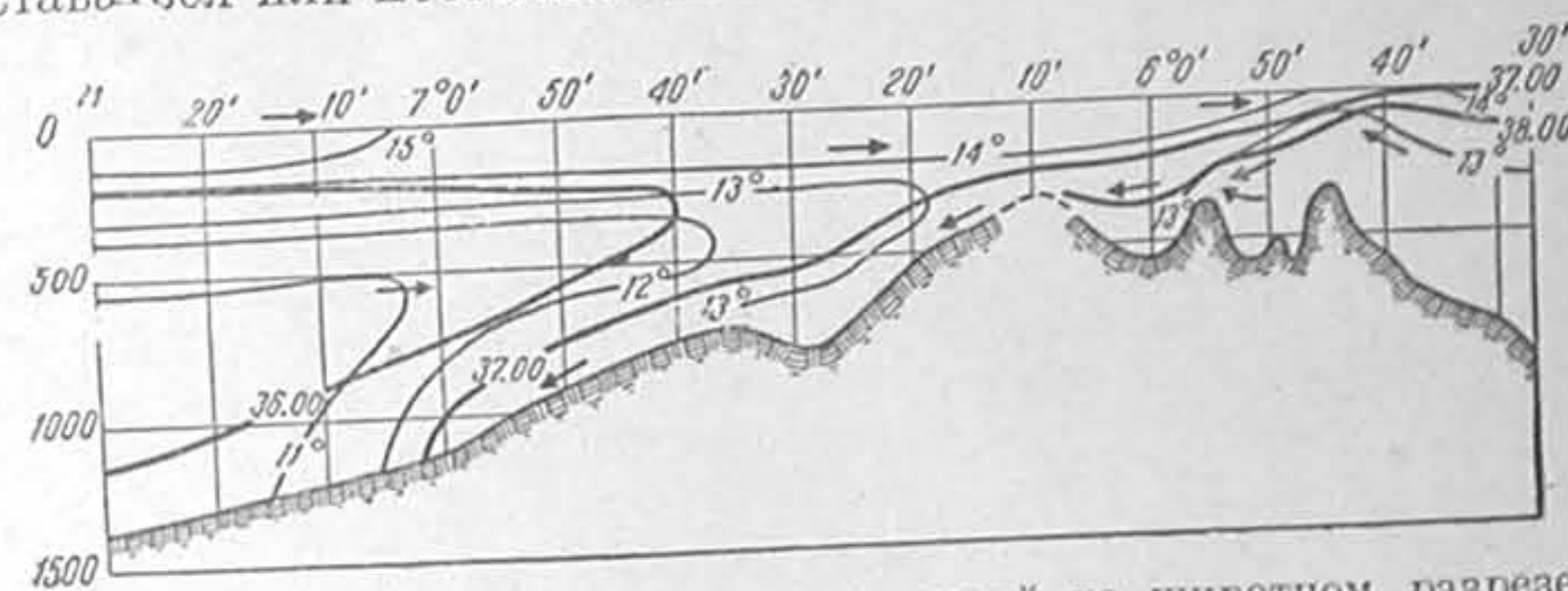
2. Центробежная сила, проявляющаяся при криволинейных течениях, и

3. Сила трения, замедляющая и деформирующая всякое движение.

Значение всякого рода периодических и временных течений заключается главным образом в том, что они создают вертикальные и горизонтальные градиенты скорости, способствующие турбулентному перемешиванию. Основное перераспределение водных масс совершается постоянными течениями: конвекционными, ветровыми, сточными и компенсационными.

В море, однако, мы никогда не наблюдаем течений какого бы то ни было происхождения в чистом виде. Наоборот, наиболее сильные и ярко выраженные течения являются по существу течениями комплексными: конвекционными, ветровыми, сточными и компенсационными в одно и то же время. Только тем, что факторы, вызывающие течения системы Гольфстрима, действуют в одну сторону, и соответствующими очертаниями берегов объясняется мощность и устойчивость этой системы.

Наблюдая в море распределение температуры и солености на отдельных горизонтах, мы встречаемся в некоторых случаях, даже на небольших расстояниях, с большими градиентами этих элементов, причем эти градиенты могут оставаться или постоянными или почти постоянными.



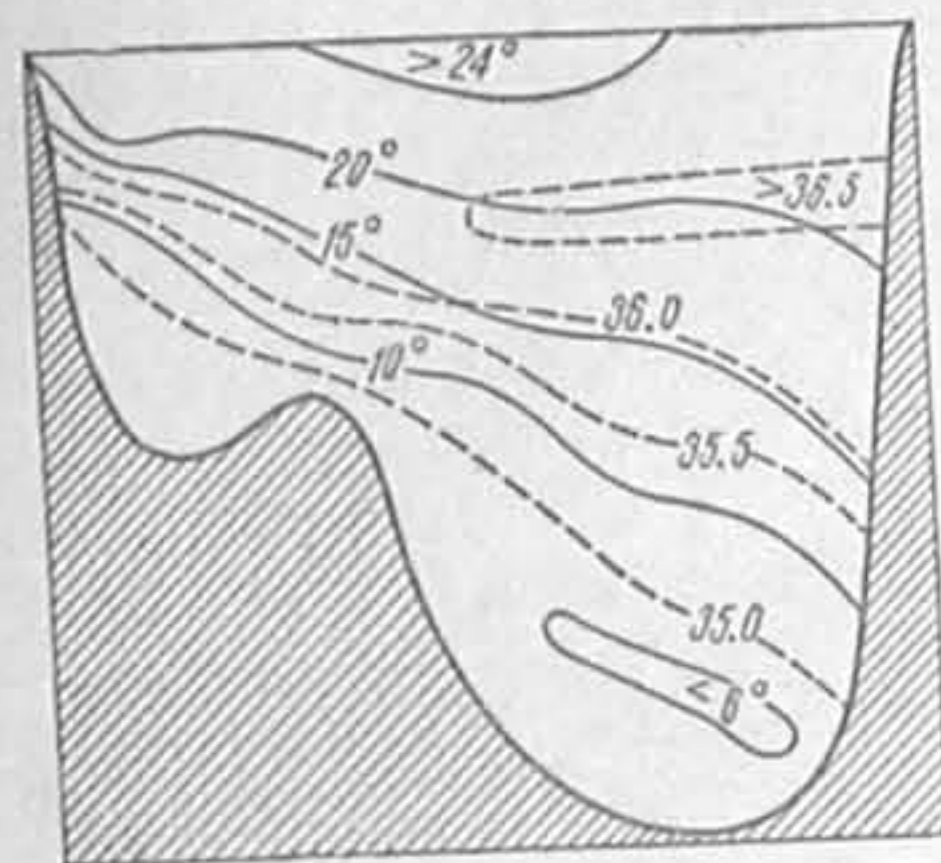
79. Распределение температур и соленостей на широтном разрезе через Гибралтарский пролив по Шотту.

Так как воде естественно располагаться таким образом, чтобы более тяжелые слои подстилали более легкие и поверхности раздела были параллельны друг другу и горизонтальными, то наблюдаемую неравномерность распределения гидрологических элементов мы можем объяснить двояко: или она постоянно поддерживается, например, нагреванием воды в одном районе и охлаждением в другом, или же создается в результате действия на водные массы некоторых сил. В первом случае постоянно поддерживаемая неравномерность распределения гидрологических элементов вызывает конвекционные течения, стремящиеся эту неравномерность уничтожить. Во втором случае она создается в результате чем-нибудь вызванного движения и исчезает вместе с его прекращением. Отсюда следует, что неравномерное распределение гидрологических элементов характеризует динамическое состояние водных масс.

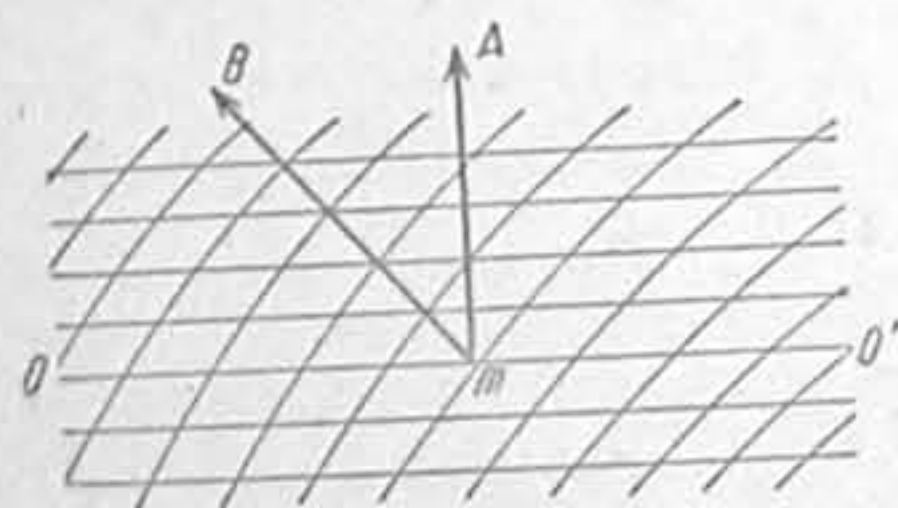
На рис. 79 представлен гидрологический разрез по параллели через Гибралтарский пролив. В Средиземном море господствуют высокие температуры и солености. В Атлантическом океане, по ту сторону Гибралтарского пролива, господствуют более низкие температуры и солености. В стремлении выровнять гидростатическое равновесие легкие атлантические воды поверхностным течением устремляются в Средиземное море, а тяжелые средиземноморские воды спускаются на глубину и втекают в Атлантический океан промежуточным течением. Этот пример можно считать классическим для суждения о том, каким образом неравномерное распределение температуры и солености создает конвекционное течение.



На рис. 80 представлен гидрологический разрез через Флоридский пролив. Флоридское течение является сточным, обусловленным нагоном воды в Мексиканский залив. В результате действия силы Кориолиса водные массы на этом разрезе распределяются таким образом, что если смотреть вниз по течению, то более легкие воды прижаты к правому берегу, а более тяжелые к левому. Этот пример является классическим для суждения о неравномерном распределении водных масс, вызванном самым фактом существования течения. К этому вопросу мы еще вернемся подробнее в следующем параграфе.



80. Распределение температур и соленостей на разрезе поперек Флоридского пролива по Пилсбери и Вюсту.



81. Солениды, образованные пересечением изобарических и изостерических поверхностей, и вызываемая соленидами циркуляция.

определяет собою динамическое состояние водных масс, или, другими словами, силу, стремящуюся привести водные массы в равновесие и вызывающую конвекционное течение.

Если не принимать во внимание сил: тяжести, Кориолиса и трения, то на точку  $m$  (рис. 81) будет действовать сила давления в направлении  $mA$ , перпендикулярном изобаре  $oo'$ . При отсутствии других факторов все частицы, расположенные на изобаре  $oo'$ , стремились бы двигаться поступательно в направлении градиента давления  $mA$ . Но так как частицы, расположенные слева от точки  $m$ , подвижнее частиц, расположенных вправо (так как их удельный объем больше), то в своем движении, вызванном силой  $mA$ , частицы, расположенные на участке  $mo$ , будут опережать частицы на участке  $mo'$ , и в результате возникнет вращательное движение по направлению от  $mB$  — вектора подвижности, к  $mA$  — градиенту давления. Таким образом, мы можем представить себе возникновение элементарных вихрей

Теория конвекционных течений, возникающих в результате неравномерного распределения удельных объемов, разработана Бьеркнесом. Ниже эта теория излагается элементарно. Изобарические поверхности (поверхности равного давления) при отсутствии движения и равномерном распределении водных масс будут горизонтальны. При неравномерном распределении водных масс и наличии движения они несколько наклонятся, но этот наклон в общем настолько мал, что им в первом приближении можно пренебречь. Изостерические поверхности (поверхности равного удельного объема) при неравномерном распределении удельных объемов будут наклонены и изогнуты. В результате пересечения изобарических и изостерических поверхностей, проведенных через определенные интервалы, получается система призматических трубок, названных Бьеркнесом соленидами.

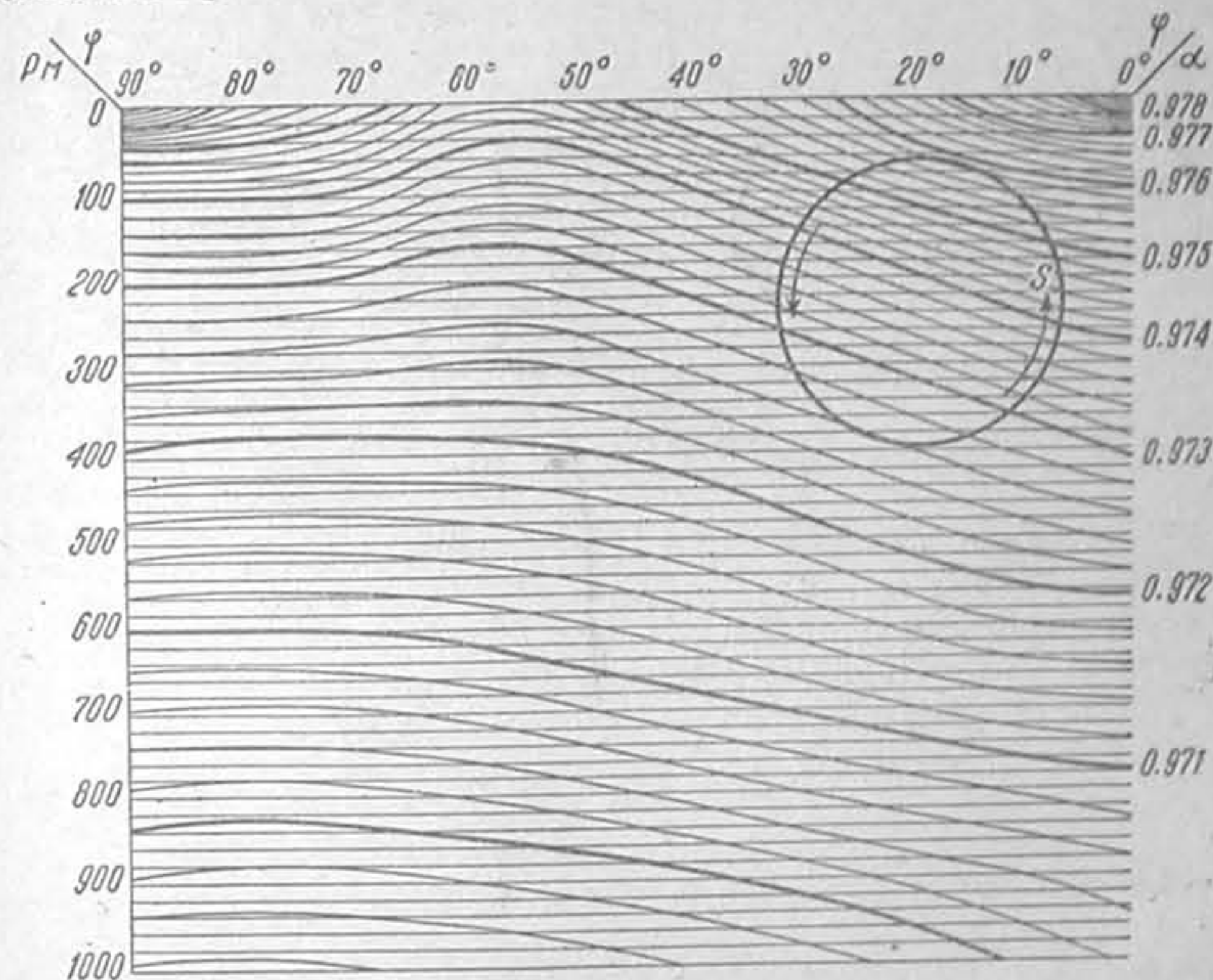
В вертикальном сечении (рис. 81 и 82) солениды изобразятся в виде параллелограммов. Понятно, что чем неравномернее распределение удельных объемов на данном участке моря, тем больше наклонены и изогнуты изостеры и тем большее число соленидов мы получаем в данном контуре. Отсюда число соленидов в данном контуре

§ 41. Подразделение морских течений

под влиянием непараллельности изобарических и изостерических поверхностей.

Жидкость, находящаяся вне вихревой трубки, т. е. совокупности частиц, вращающихся около неподвижной или подвижной оси, не остается в покое. Частицы, непосредственно прилегающие к вихревой трубке, благодаря трению, вовлекаются в движение, распространяющееся все дальше и дальше, и, таким образом, возникает циркуляция жидкости, т. е. поступательное движение ее частиц по замкнутым контурам.

Предположим, что кривая  $SS$  (рис. 83) представляет собою часть произвольно выбранного нами контура в произвольном сечении моря и  $TT$  — касательная к кривой в точке  $m$ . На частицу  $m$ , массу которой примем рав-



82. Меридиональное сечение северной части Атлантического океана по Сандстрему и Гелланд-Гансену. Пересечения изобар и изостер образуют солениды.

ной единице, будут действовать следующие силы: 1) сила тяжести  $g$ ; 2) движущая сила конвекционного течения  $F$ , 3) сила Кориолиса  $k$  и 4) сила трения  $R$ . Геометрическая сумма проекций этих сил на касательную  $TT$  будет равна

$$u_t = g_t + F_t + k_t + R_t.$$

Умножая каждый член этого выражения на бесконечно малый элемент нашего контура и интегрируя, получаем работу, совершенную вдоль всего замкнутого контура:

$$\int u_t ds = \int g_t ds + \int F_t ds + \int k_t ds + \int R_t ds.$$

Общая работа силы тяжести на протяжении замкнутого контура равна нулю. Если движение установившееся, то ускорение циркуляции также равно нулю, т. е.

$$\int g_t ds = 0 \quad \int u_t ds = 0.$$



Таким образом при установившемся движении

$$\int_s F_t ds + \int_s k_t ds + \int_s R_t ds = 0.$$

Как мы видели, величина  $F_t ds$  представляет собою работу движущей силы на бесконечно малом элементе контура  $ds$ . Если давление на расстоянии  $ds$  меняется на величину  $dp$ , а средний удельный объем на этом расстоянии равен  $\alpha$ , то работа, совершенная при перемещении единицы объема жидкости, будет равна  $-\alpha dp$  (знак минус берется потому, что перемещение совершается в направлении уменьшающегося давления).

Таким образом, мы можем написать, что для всего замкнутого контура

$$\int_s F_t ds = - \int_s \alpha dp$$

83. Силы, действующие на частицы в конвекционном течении.

Сила Кориолиса определяется выражением

$$k = 2\omega c \sin \varphi,$$

где

$\omega$  — угловая скорость вращения Земли, равная  $0.0000729 \text{ сек}^{-1}$ ,

$c$  — скорость течения и

$\varphi$  — географическая широта.

Направлена сила Кориолиса всегда перпендикулярно движению. Отсюда ее работа вдоль рассматриваемого контура будет равна

$$\int_s k_t ds = \int_s 2\omega c_n \sin \varphi ds,$$

где  $c_n$  — составляющая скорости течения, перпендикулярная к рассматриваемому контуру.

Таким образом, получаем общую формулу циркуляции в установившемся конвекционном течении

$$\int_s \alpha dp = \int_s 2\omega c_n \sin \varphi ds + \int_s R_t ds.$$

Если мы возьмем наш замкнутый контур на разрезе, перпендикулярном течению, то при установившемся течении в плоскости разреза никакого трения не будет, и формула примет вид

$$\int_s \alpha dp = \int_s 2\omega c \sin \varphi ds.$$

Таким образом, в этой плоскости сила Кориолиса будет полностью уравновешиваться градиентом давления. Течения, какими бы причинами они ни были вызваны, в которых соблюдено последнее условие, называются градиентными.

Понятно, что по этой формуле, определяя распределение удельных объемов, можно вычислять скорости течения.

Движущей силой в ветровых течениях является трение воздуха о поверхность моря, а также давление ветра на тыловую поверхность образующихся

одновременно с возникновением ветра волн. Эта движущая сила называется тангенциальным давлением ветра.

Нансен во время своего дрейфа на «Фраме» заметил, что дрейф льдов отклонялся от направления ветра на  $20-40^\circ$  вправо, и приписал это явление отклоняющей силе вращения Земли. По предложению Нансена, Экман подверг эту проблему математическому анализу и составил следующие гидродинамические уравнения в предположении установившегося движения, ветра постоянной силы и горизонтальной поверхности однородного океана большой глубины, а именно:

$$-2v\omega \sin \varphi = \frac{A}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}, \quad 2u\omega \sin \varphi = \frac{A}{\rho} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2},$$

где

$\rho$  — плотность воды,

$A$  — коэффициент турбулентной вязкости,

$\omega$  — угловая скорость вращения Земли,

$\varphi$  — географическая широта,

$u$  — составляющая скорости по оси иксов,

$v$  — составляющая скорости по оси игреков.

В правой части этих уравнений — проекции силы Кориолиса, а в левой — проекции силы трения. Таким образом, сила Кориолиса уравновешивает силу трения.

Решая эти уравнения, Экман получил следующие результаты:

1. Поверхностное течение отклоняется в северном полушарии на  $45^\circ$  вправо, а в южном влево, причем это отклонение не зависит ни от скорости ветра и течения, ни от широты места.

2. Подповерхностные течения уклоняются от поверхностного в ту же сторону, что и поверхностное от ветра, одновременно уменьшаясь по величине по логарифмическому закону.

3. На глубине, названной Экманом глубиной трения, глубинное течение обратно по направлению поверхностному, и его скорость составляет около 4% от скорости поверхностного течения.

4. Глубина трения определяется следующей формулой.

$$D = \pi \sqrt{\frac{A}{\rho \omega \sin \varphi}},$$

5. Скорость поверхностного течения равна

$$V_0 = \frac{T}{\sqrt{2\rho D \omega}} \sin \varphi,$$

где  $T$  — тангенциальное давление, которое определяется эмпирической формулой

$$T = 0.002 \rho w^2,$$

где  $w$  — скорость ветра.

6. Следующие эмпирические формулы Экмана связывают глубину трения, скорость ветра и скорость поверхностного течения:

$$D = \frac{7.6 w}{V \sin \varphi} = 600 v_0, \quad V_0 = \frac{0.0127 w}{V \sin \varphi}.$$

7. Средняя скорость всей массы воды в дрейфовом течении в северном полушарии направлена вправо под прямым углом к направлению ветра и равна

$$V_m = \frac{2}{9} V_0 D.$$



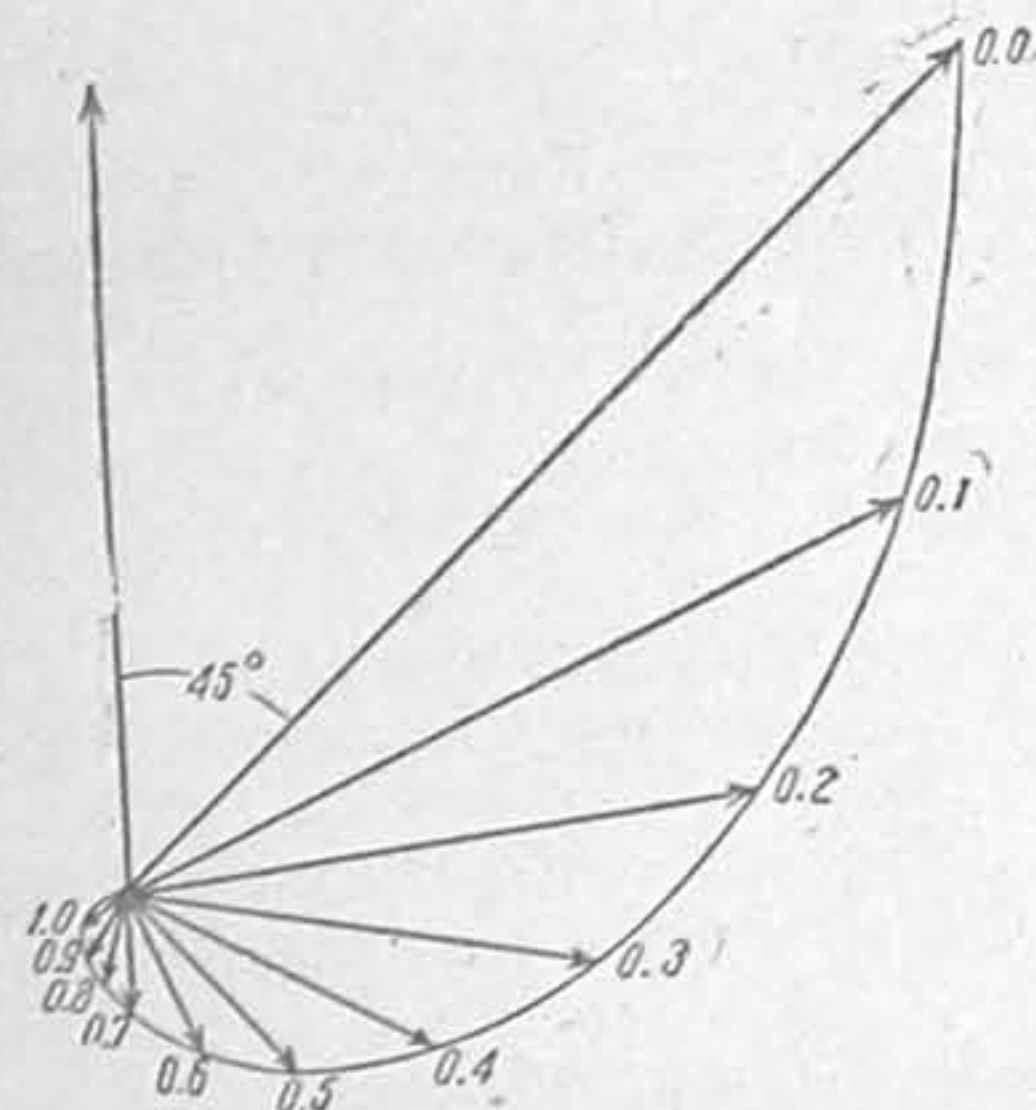
На рис. 84 показано по Экману распределение направлений и скоростей в чисто-ветровом течении северного полушария на глубинах от поверхности моря через каждую десятую глубины трения, в зависимости от направления ветра.

Основываясь также на уравнениях гидродинамики, Экман разрешил задачу и о распределении скоростей у дна в гравитационных течениях. Основные уравнения при этом приняли вид:

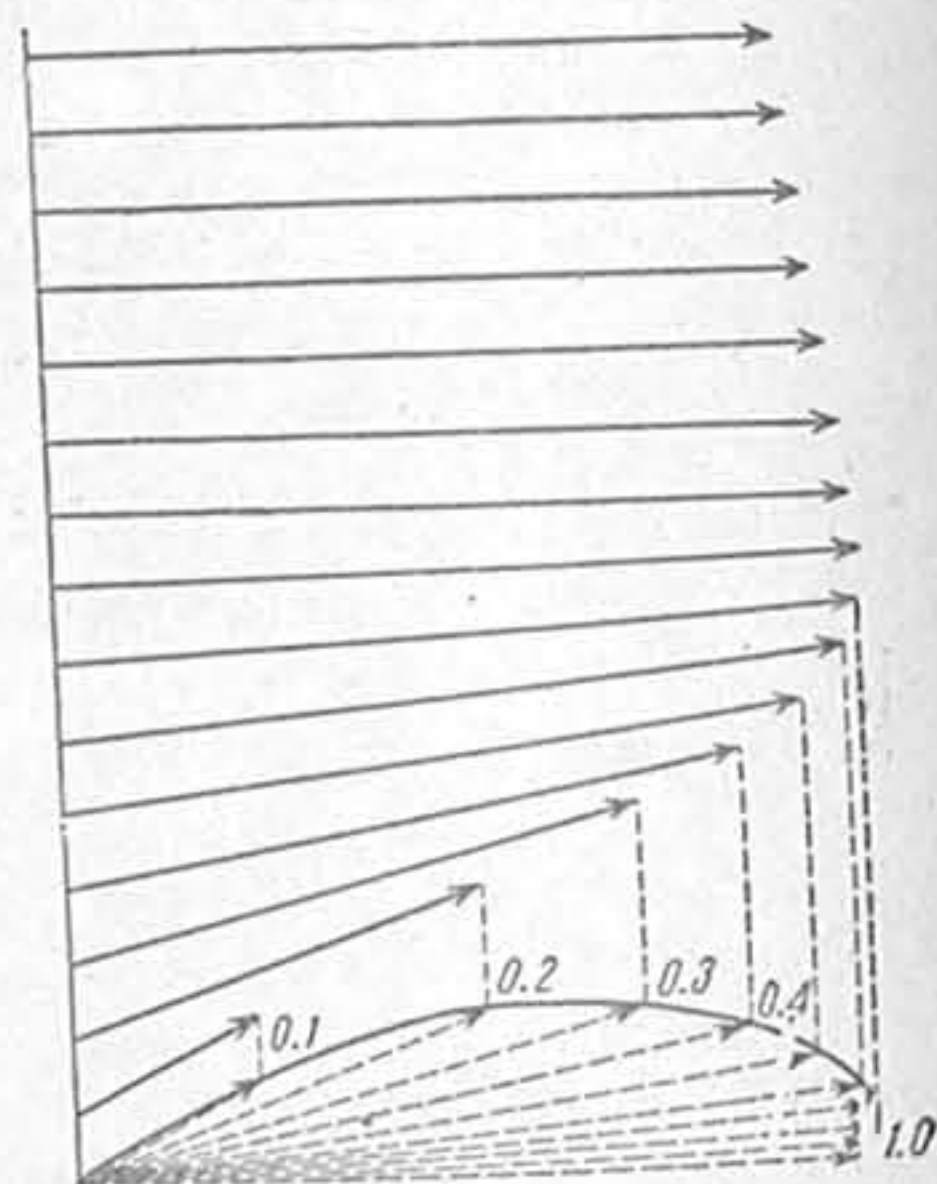
$$-2v\omega \sin \varphi = g\beta_y + \frac{A}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

$$2u\omega \sin \varphi = g\beta_x + \frac{A}{\rho} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2},$$

где  $\beta_x$  и  $\beta_y$  — наклон изобарических поверхностей. Оказывается, нет необходимости решать эти уравнения, если глубина моря превосходит глубину трения. Действительно, для получения решения можно предположить, что



84. Распределение направлений и скоростей в чисто ветровом течении северного полушария.



85. Распределение направлений и скоростей в придонных слоях градиентного течения северного полушария.

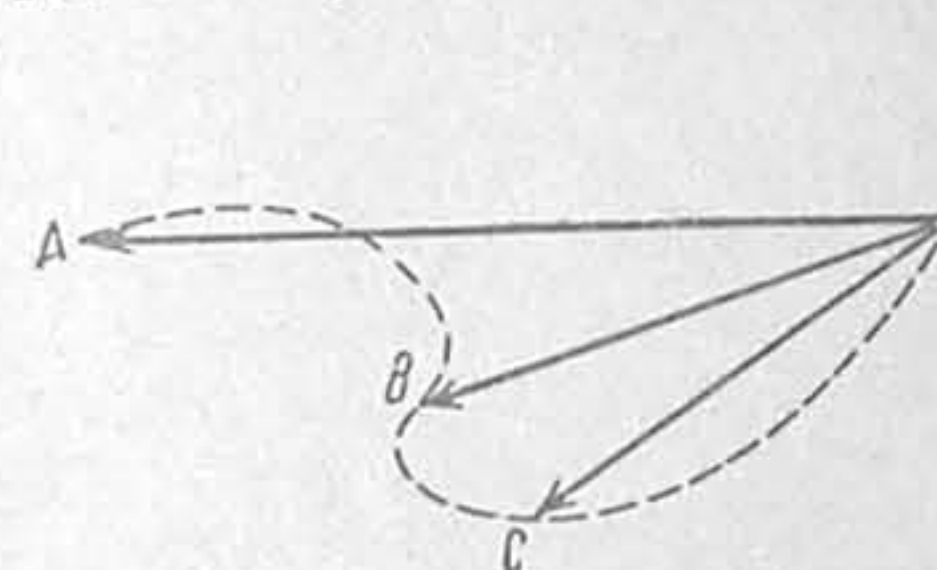
вода неподвижна, а дно движется в обратном направлении. Тогда дно своим трением вызовет в глубинных слоях эффект, подобный эффекту ветра в поверхностных слоях, но только «перевернутый вверх ногами». Разница будет лишь в том, что сила Кориолиса здесь уравновешивается не только силой трения, как это было в чисто ветровых течениях, но и, кроме того, градиентом давления.

На рис. 85 показано распределение течений в таком случае. Поверхностные слои движутся вправо в плоскости рисунка. Начиная с глубины от дна, равной глубине трения, течение постепенно заворачивает влево и уменьшает свою скорость по логарифмическому закону. Стрелки на рис. 85 проведены через десятую глубины трения и градиент давления направлен на чертеже перпендикулярно плоскости рисунка.

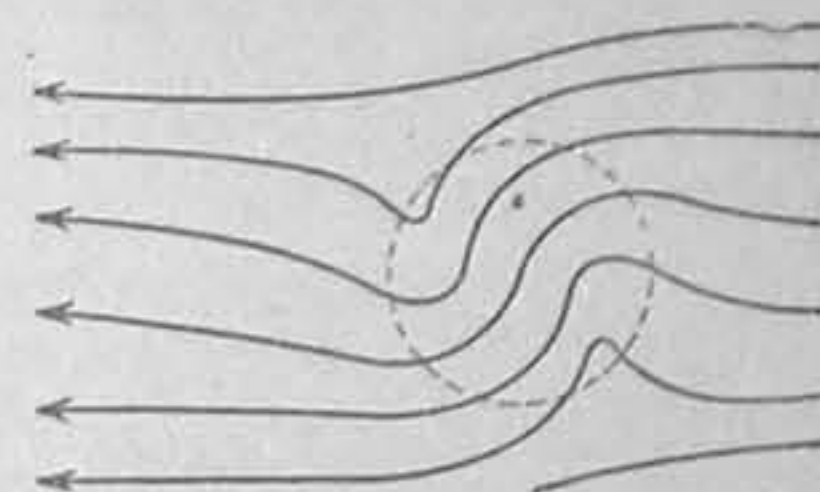
Эти выводы справедливы лишь, если глубина океана больше глубины трения (практически больше 200 м). Чем меньше глубина моря, тем меньше угол отклонения от направления ветра, и, по Экману, на глубине, равной  $0.1 D$ , ветровое течение практически совпадает с направлением ветра.

Приблизительно такие же результаты Экман получил и для конвекционных течений, а именно: если толщина конвекционного течения больше глубины трения, то течение направлено почти нормально к градиенту давления. Чем тоньше слой, захваченный течением, тем ближе направление течения к направлению градиента давления.

На рис. 86 показано, по Экману, распределение скоростей ветрового течения при условии, что ветер в северном полушарии дует параллельно берегу, а глубина моря в два раза превосходит глубину трения. Такое «элементарное» течение, по Экману, состоит из трех частей. В верхней части до глубины  $D$  от поверхности моря будет наблюдаться чисто ветровое течение, отклоненное вправо от направления ветра. Промежуточное течение будет идти параллельно берегу, а нижнее, вызванное градиентом давления, — по направлению к берегу, заменяя массы воды, отогнанные от берега по направлению к берегу, замещая массы воды, отогнанные от берега по направлению к берегу. В результате такой циркуляции глубинные воды поднимаются к поверхности моря, и этим, по Экману, объясняются, например,



86. Распределение направлений и скоростей ветрового течения северного полушария при ветре, параллельном берегу по Экману. А — поверхностное нагонное течение, В — глубинное течение, параллельное ветру и берегу, С — компенсационное придонное течение.



87. Изменение направления течения в северном полушарии при протекании над углублением дна конической формы, по Экману.

аномально низкие температуры воды у тихоокеанских берегов Северной и Южной Америки.

В результате своих дальнейших исследований о влиянии изменений глубины моря на направление морских течений Экман дает следующее правило: если глубина моря увеличивается, то течение уклоняется влево, если глубина моря уменьшается, то течение сворачивает вправо. Это положение хорошо иллюстрируется следующим примером (рис. 87). Если течение хорошо иллюстрируется следующим примером (рис. 87). Если течение проходит в северном полушарии над углублением конической формы, то оно отклоняется сначала влево, пока глубина увеличивается, и затем вправо, когда глубина начинает уменьшаться.

Весьма важным при применении теории Экмана является вопрос, насколько быстро устанавливается ветровое течение. Экман считает, что в расстоянии до 100 км от берега и на глубинах менее 500 м течение устанавливается в продолжение нескольких дней, а поверхностное течение — в продолжение нескольких часов. Время, необходимое для того, чтобы ветровое течение установилось на больших глубинах и при большой ширине течения, возрастает до нескольких месяцев.

Следующим классом постоянных течений, играющих роль в распределении водных масс, являются течения сточные.

Эти течения образуются в результате наклона уровня океана, вызванного или нагоном или сгоном вод другим фактором, например, предшествующим ветром или изменением атмосферного давления. Как характерный пример сточного течения, вызванного нагоном вод, уже было указано Фло-

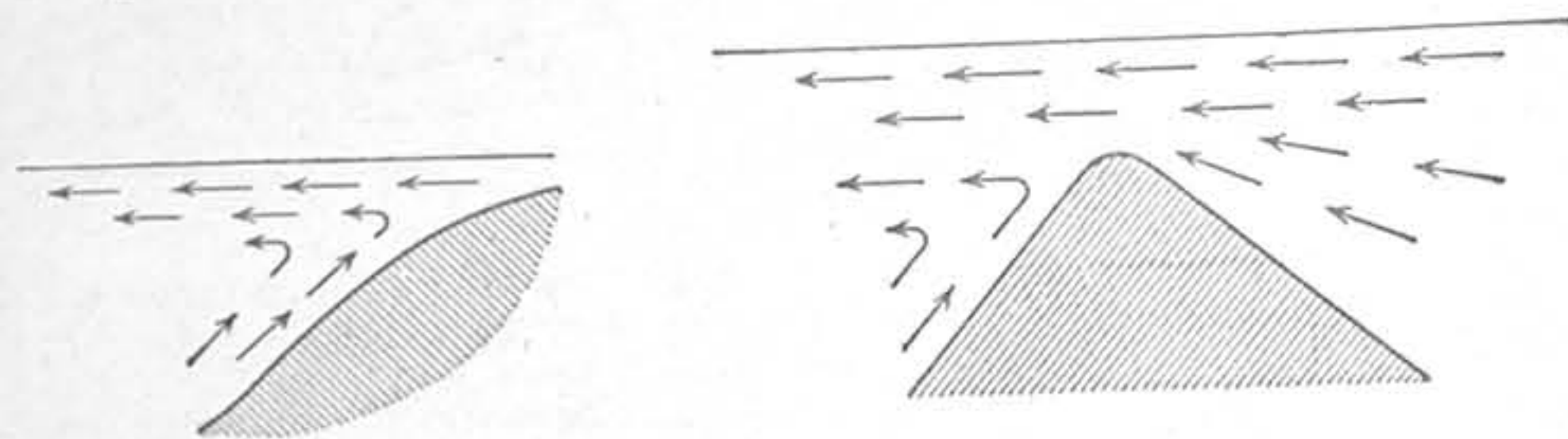


рическое течение. Скорость сточных течений определяется наклоном уровня вдоль течения и в свою очередь вызывает наклон уровня на разрезе поперек течения.

Вторичные течения возникают в водных массах, соприкасающихся с уже сформировавшимся под влиянием того или иного фактора течением, и могут развиваться и в горизонтальной и в вертикальной плоскости. Характерным примером первых является горизонтальная циркуляция вод Карского моря. На рис. 88 показано возникновение циркуляции в результате распространения легких береговых вод над большими глубинами моря. Та же картина получается, если морское течение на своем пути встречает подводный порог (рис. 89).

Наконец, большое значение в переносе водных масс играют стогно-пагонные явления, когда в результате действия постоянных ветров от берегов континентов непрерывно отгоняются поверхностные воды и на их место с глубин поднимаются все новые и новые массы подповерхностных слоев. Такие явления особенно характерны у западных берегов континентов под влиянием пассатов.

Кроме постоянных течений, как уже указывалось, в море существуют течения периодические и непериодические, влияние которых на перераспре-



88. Возникновение вторичного течения у устьев рек.

89. Возникновение вторичного течения у подветренного склона подводной возвышенности.

деление водных масс определяется длительностью их периода и действия. Периодические течения короткого периода и непродолжительные временные течения сказываются главным образом в турбулентном перемешивании водных масс.

Периодические течения вызываются следующими факторами:

1. Периодические изменения удельного объема и берегового стока.

Предположим, что мы имеем в северном полушарии замкнутый водоем. В летнее время прибрежные воды нагреваются и опресняются сильнее, чем воды, расположенные в центре бассейна. Отсюда неизбежен непрерывный поток более легких поверхностных вод от периферии к центру с последующим отклонением вправо и образованием циклонического движения. Зимой прибрежные воды охлаждаются быстрее и, если береговой сток не велик, то прибрежные воды могут оказаться тяжелее центральных, что вызывает поток от центра к периферии и последующее антициклоническое движение.

2. Периодические изменения атмосферного давления и направления и силы ветра.

Увеличение давления атмосферы на 1 мб вызывает понижение уровня моря приблизительно на 1 см. Отсюда всякое повышение давления воздуха над данным районом моря по сравнению с соседним вызывает соответствующее перемещение водных масс, или баро-градиентное течение. Это явление проявляется особенно резко в таких узких проливах, как Берингов, где баро-градиентные течения могут достигать большой силы.

Но изменения в барическом рельефе обычно влекут за собой изменения в направлении и силе ветров, создающих ветровые течения, накладывающиеся на возникающие одновременно баро-градиентные течения. Наиболее ярким примером периодических ветров являются муссоны, и в муссонных областях поверхностные течения и распределение водных масс сильно отличаются от сезона к сезону.

3. Периодические изменения во взаимном положении системы Солнце-Земля-Луна.

Эти изменения вызывают изменения в величине приливо-образующей силы и как следствие — изменения высоты уровня и приливо-отливные течения, связанные с последними.

Как уже отмечалось, приливо-отливные явления короткого периода играют весьма существенную роль в турбулентном перемешивании. Чем больше этот период, тем большую роль приливо-отливные явления играют в перераспределении водных масс.

Данные точных нивелировок у берегов Европы, а также на обоих побережьях Северной Америки показывают, что колебания средних годовых уровней происходят одновременно и в ту же сторону на больших протяжениях побережья и связаны с приливными периодами.

Так, исследования Лаллемана и Прево установили, что главный период вековых колебаний уровня у берегов Франции равен 18.6 лет, т. е. периоду перемещений узлов лунной орбиты. Другие обнаруженные периоды были равны 8.85, 11.11 и 93 ( $18.6 \cdot 5$ ) годам, т. е. также связаны с лунными периодами. Мармер обращает внимание, что на всем атлантическом побережье США наибольшие уровни приходились на 1902, 1910 и 1919 годы, т. е. совпадали с 9-летним периодом.

Повышение уровня в одном районе океана означает понижение в другом и соответствующее перемещение водных масс. Естественно поэтому, что, например, в течение года, поверхностные воды океана несколько продвигаются то к северу, то к югу, следуя за изменением склонения Солнца.

## § 42. Наклон изобар и изостер

Какими бы силами данное течение ни было вызвано, одновременно с его началом возникают, как уже указывалось, вторичные силы: 1) сила Кориолиса, всегда направленная перпендикулярно движению и отклоняющая всякое горизонтальное движение вправо в северном полушарии и влево в южном, 2) центробежная сила, действующая только при криволинейном движении, и 3) сила трения, замедляющая и деформирующая движение.

Предположим, что на рис. 90 представлено вертикальное сечение течения, скорости которого могут на отдельных горизонтах отличаться друг от друга сколько угодно по величине, но в то же время на всех горизонтах направлены перпендикулярно плоскости чертежа. При таком предположении движения в плоскости чертежа не будет, и, следовательно, трение в этой плоскости будет равно нулю. Если мы предположим далее, что течение прямолинейно, то и центробежная сила будет равна нулю.

При таких предположениях на каждую частицу на поверхности моря будут действовать только две силы:  $g$  — сила тяжести, направленная вертикально вниз, и  $k$  — сила Кориолиса, направленная в северном полушарии вправо и перпендикулярно движению.

В результате действия силы тяжести и силы Кориолиса уровень воды в точке  $A$ , по свойству всякой жидкости, расположится перпендикулярно



их равнодействующей, причем угол наклона определится из формулы:

$$\operatorname{tg} \beta_1 = \frac{k}{g} = \frac{2\omega c_1 \sin \varphi}{g},$$

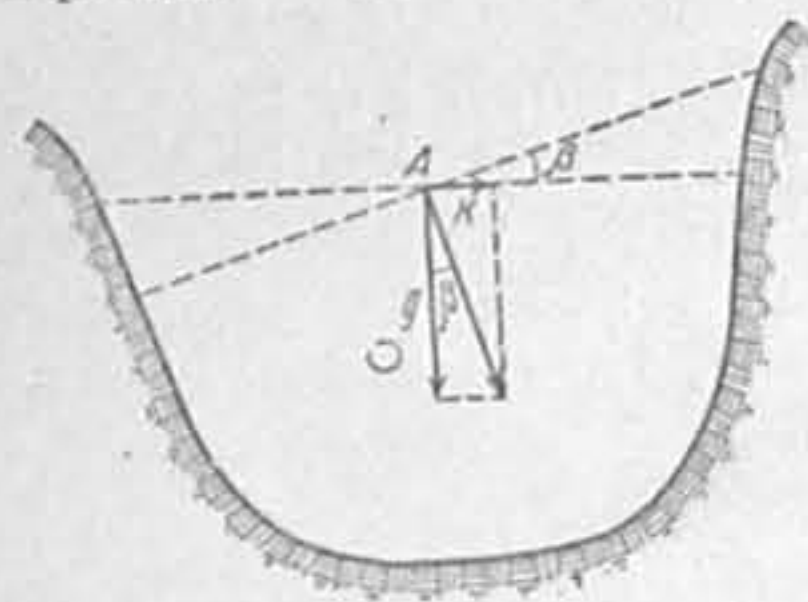
где

$\omega$  — угловая скорость вращения Земли,  
 $c_1$  — скорость поверхностного течения,  
 $g$  — сила тяжести,  
 $\varphi$  — географическая широта.

Из этой формулы следует, что в результате действия силы Кориолиса для ее уравнивания создается наклон уровня, т. е. градиент давления.

Такие течения, в которых сила Кориолиса уравнивается градиентом давления, называются, как мы видели, градиентными.

В формуле наклона уровня угловая скорость вращения Земли является величиной постоянной. Сила тяжести меняется очень незначительно в связи с изменением географической широты и глубины горизонта от поверхности моря. Далее, угол наклона уровня зависит от географической широты, равнясь нулю на экваторе и достигая максимума на полюсе.



90. Наклон уровня моря в проливе северного полушария.

Но так как гидрологическими исследованиями одновременно охватываются сравнительно небольшие участки моря, то для них мы можем считать географическую широту и силу тяжести величинами постоянными. Таким образом, наклон уровня моря на разрезе поперек установившегося градиентного течения зависит исключительно от скорости поверхностного течения и прямо ему пропорционален.

Поверхность моря испытывает на протяжении данного участка одно и то же давление вышележащих слоев воздуха и на нашем чертеже является по вертикальному сечению моря мы можем провести сколько угодно изобар, и наклон каждой изобары может быть определен совершенно независимо от наклона других изобар. Действительно, нет никакой принципиальной разницы между поверхностной изобарой, в каждой точке которой давление вышележащих слоев воздуха одинаково, и между любой глубинной изобарой, в каждой точке которой давление всех вышележащих слоев воды тоже одинаково. Отсюда следует, что если слой или несколько слоев воды движутся с одной и той же скоростью, то все изобары, проведенные в этом слое или в этих слоях, независимо от разности в их удельных объемах будут параллельны друг другу, так как их наклон будет определяться одной и той же скоростью движения.

Если второй слой движется с некоторой скоростью  $c_2$ , отличной от скорости первого слоя, то все изобары, проведенные в этом слое, должны приобрести наклон, определяемый формулой

$$\operatorname{tg} \beta_2 = \frac{2\omega c_2 \sin \varphi}{g}.$$

Понятно, что если скорость течения с глубиной уменьшается, то наклон изобар с глубиной также будет соответственно уменьшаться и наоборот, а на глубине, где никакого течения нет, изобары будут горизонтальны;

наконец, если на некоторой глубине течение изменит свое направление на обратное, то изобары соответственно наклоняются в обратную сторону.

Из того же рисунка мы можем получить разность высот отдельных точек данной изобары, находящихся на расстоянии  $L$  друг от друга.

Действительно, из рисунка следует:

$$\operatorname{tg} \beta_1 = \frac{2\omega c_1 \sin \varphi}{g} = \frac{\Delta h_1}{L}.$$

Откуда

$$\Delta h_1 = \frac{2\omega c_1 \sin \varphi \cdot L}{g}$$

и аналогично

$$\Delta h_2 = \frac{2\omega c_2 \sin \varphi \cdot L}{g}.$$

Угол наклона изобар и разность высот отдельных точек вдоль изобары при существующих в природе скоростях морских течений весьма малы.

В табл. 134 даны разности высот уровня в мм в разных широтах и при различных скоростях в см/сек градиентного течения, направленного перпендикулярно линии, соединяющей точки, находящиеся в расстоянии одной морской мили (1852 м) друг от друга.

Таблица 134

$\varphi$	10°	30°	50°	70°	90°
см/сек					
1	0.05	0.14	0.21	0.26	0.28
3	0.14	0.41	0.72	0.78	0.83
5	0.24	0.69	1.06	1.30	1.38
7	0.33	0.96	1.48	1.82	1.93
9	0.43	1.24	1.90	2.33	2.48

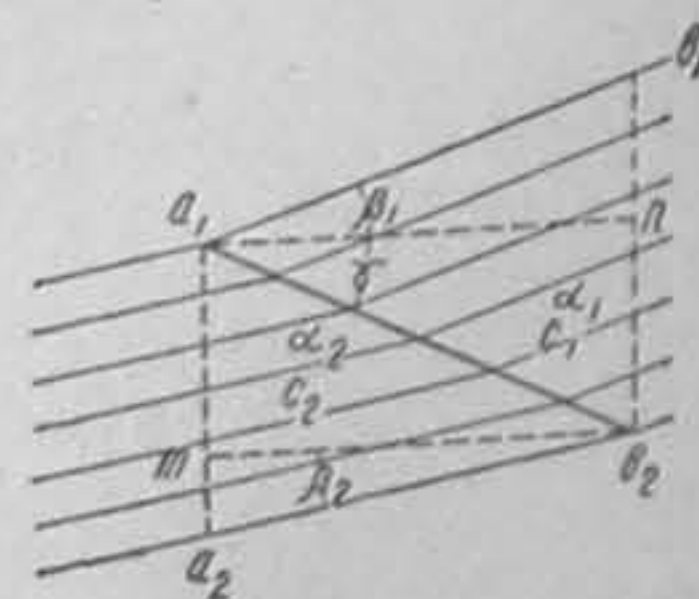
Из таблицы следует, что если, например, на широте 70° скорость поверхностного течения по всей ширине пролива, равной 30 морским милям, равна 20 см/сек, то разность уровня на противоположных берегах пролива будет:

$$5.2 \cdot 30 = 156 \text{ мм},$$

что соответствует углу наклона поверхности моря около 0°.05. Однако этот малый наклон изобар вызывает за собой значительно больший и вполне определенный наклон изостер, другими словами, вызывает вполне определенное расположение отдельных слоев, разделяемых этими изостерами.

Предположим (рис. 91), что мы на нашем разрезе поперек течения имеем два слоя, удельные объемы которых соответственно равны  $a_1$  и  $a_2$ , а скорости  $c_1$  и  $c_2$ , причем движение обоих слоев попрежнему совершается в северном полушарии и направлено в чертеж. Пусть далее скорость верхнего слоя больше, чем скорость нижнего.

Проведем в каждом слое изобары через равные промежутки давления. Естественно, что в верхнем слое они будут наклонены больше, чем в нижнем, что изобары второго слоя будут являться продолжением изобар пер-



91. Наклон изостер, вызываемый движением слоев с различной скоростью. Течение в северном полушарии направлено в чертеж.



вого слоя и что изостера, отделяющая друг от друга слои с разными скоростями и удельными объемами, пройдет как-раз по линии излома изобар.

Для определения угла  $\gamma$  — угла наклона изостеры  $a_1 b_2$  — заметим, что точки  $b_2$  и  $a_2$  лежат на одной и той же изобаре.

Отсюда давление столба воды высотой  $a_1 a_2$  должно быть равно давлению столба воды, высотой  $b_1 b_2$  или

$$p = \frac{b_1 b_2}{a_1} g = \frac{a_1 a_2}{a_2} g,$$

где  $g$  — ускорение силы тяжести,

$$\text{или } \frac{b_1 n + n b_2}{a_1} = \frac{a_1 m + m a_2}{a_2}.$$

Далее из рисунка:

$$\operatorname{tg} \beta_1 = \frac{b_1 m}{a_1 m};$$

$$\operatorname{tg} \beta_2 = \frac{n a_2}{a_1 m};$$

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{m b_2}{a_1 m}.$$

Подставляя, получаем:

$$\frac{\operatorname{tg} \beta_1 + \operatorname{tg} \gamma}{a_1} = \frac{\operatorname{tg} \beta_2 + \operatorname{tg} \gamma}{a_2}.$$

92. Наклон изостер на разрезе по 76 параллели в Гренландском море.

Откуда

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{a_2 \operatorname{tg} \beta_1 - a_1 \operatorname{tg} \beta_2}{a_1 - a_2}.$$

Подставляя в последнюю формулу вместо тангенсов углов наклона изобар их значения, выведенные раньше, получаем:

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{2\omega \sin \varphi}{g} \left( \frac{c_1 a_2 - c_2 a_1}{a_1 - a_2} \right).$$

Формула наклона изостер впервые была выведена Маргулесом (1906 г.) и имеет большое значение в динамической метеорологии и океанологии.

Действительно, из формулы следует, что по самому положению изостер на данном гидрологическом разрезе мы определяем существование морских течений и получаем представление об их направлениях.

На рис. 92 представлен гидрологический разрез «Садко», сделанный 17—20 июля 1935 г. в Гренландском море приблизительно по 76° с. ш. Изостеры на этом разрезе наклонены с одной стороны к берегам Шпицбергена и с другой стороны — к берегам Гренландии. На меридиане 5° в. д. течения перпендикулярно параллели нет. Здесь, благодаря существующей системе течений, к поверхности моря подымается своеобразный купол сравнительно тяжелых вод.

Заметим, что некоторый наклон изостер в море может быть вызван другими причинами. Так, например, на приведенном разрезе по 76 параллели некоторый прогрев вод у Шпицбергенского побережья и некоторое распределение вод у Гренландии в результате таяния льдов отчасти вызывают соответствующие изменения в удельном объеме и, следовательно, наклон изостер в том же направлении, что и существующая в данном районе Гренландского

моря система постоянных течений. Однако наклон изостер в силу неравномерности изменений температуры и солености, как показывают несложные подсчеты, значительно меньше наклона изостер, вызываемого морскими течениями достаточной силы.

Анализируя формулу наклона изостер, получаем:

1. В слоях разного удельного объема,двигающихся с одной и той же скоростью, изостеры параллельны изобарам и, следовательно, почти горизонтальны. Действительно, при этом

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{2\omega \sin \varphi}{g} \left( \frac{a_2 - a_1}{a_1 - a_2} \right) c = - \frac{2\omega \sin \varphi}{g} c,$$

т.е. угол наклона изостеры отличается от угла наклона изобар только по знаку (благодаря принятому нами направлению счета углов);

2. В слоях, отличающихся друг от друга по удельному объему идвигающихся с различной скоростью, изобары наклонены различно, и это вызывает наклон изостер тем более значительный, чем меньше разность удельных объемов этих слоев. Направление наклона изостеры определяется знаком разности

$$c_1 a_2 - c_2 a_1.$$

Понятно, что, если  $c_1 a_2 = c_2 a_1$  то изостеры горизонтальны.

3. Если слои с одинаковым удельным объемом движутся с различной скоростью, то

$$\operatorname{tg} \gamma = \infty$$

и

$$\gamma = 90^\circ,$$

другими словами, слои в этом случае чрезвычайно неустойчивы.

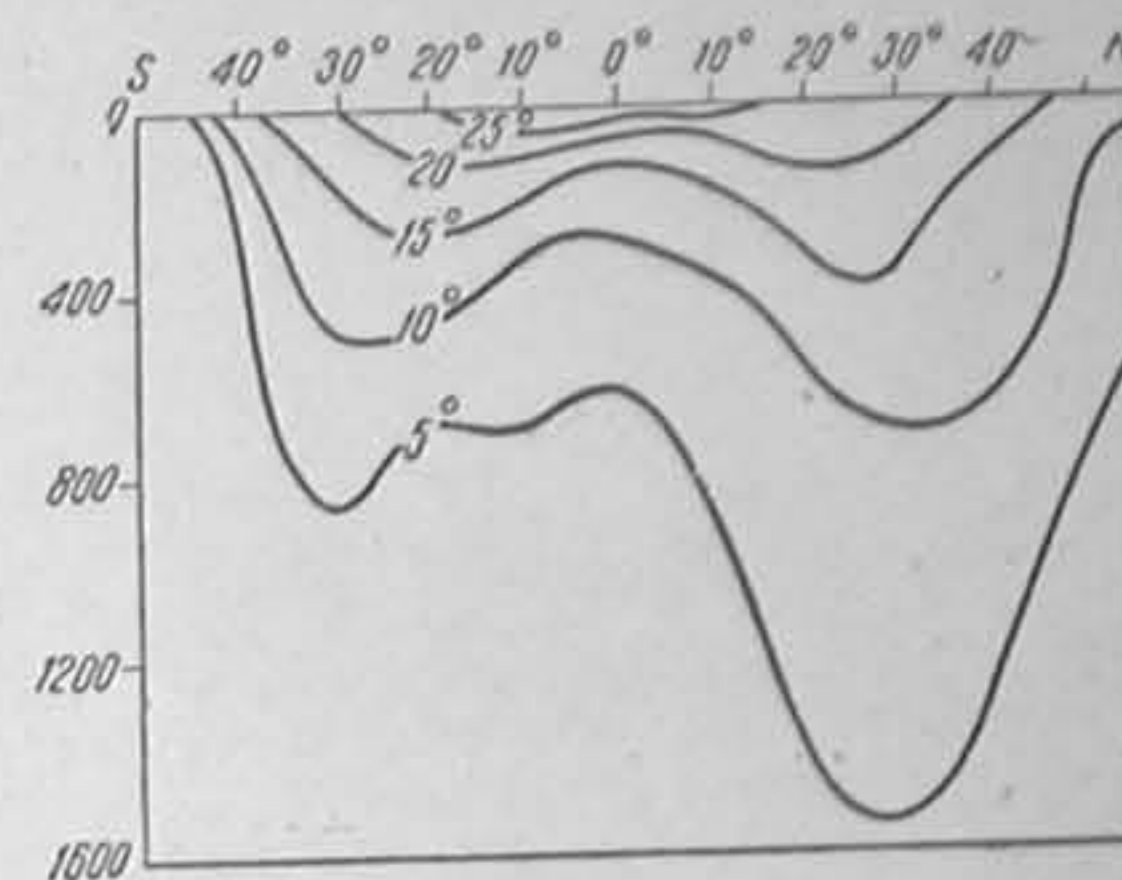
4. В неподвижных слоях изостеры, также как и изобары, горизонтальны. Таким образом, всякие изменения удельных объемов, а также элементов морских течений самым существенным образом сказываются на положении изостер.

Куполообразный подъем тяжелых (более холодных и более соленых) вод является характерным для всякой циклонической системы течений северного полушария. Очень ярко, например, он выражен, как мы видели, в северной части Гренландского моря, где он образован Шпицбергенским течением, идущим на север, Восточно-Гренландским течением, идущим на юг, и ответвлениями этих течений соответственно: на севере — на запад и на юге — на восток.

Понятно, что в антициклонических течениях северного полушария мы, наоборот, получаем углубление изостер в центре движения.

Одним из наиболее характерных примеров антициклонической системы течений является Саргассово море, меридиональный разрез через которое по Гемфрису представлен на рис. 93. Как видим, центральная часть этого моря заполнена легкой теплой водой.

Если поверхностный слой воды очень тонок, а наклон изостер, вызываемый распределением скоростей и удельных объемов, велик, то может оказаться, что тяжелые глубинные воды поднимутся до самой поверхности моря



93. Меридиональный разрез через Саргассово море.



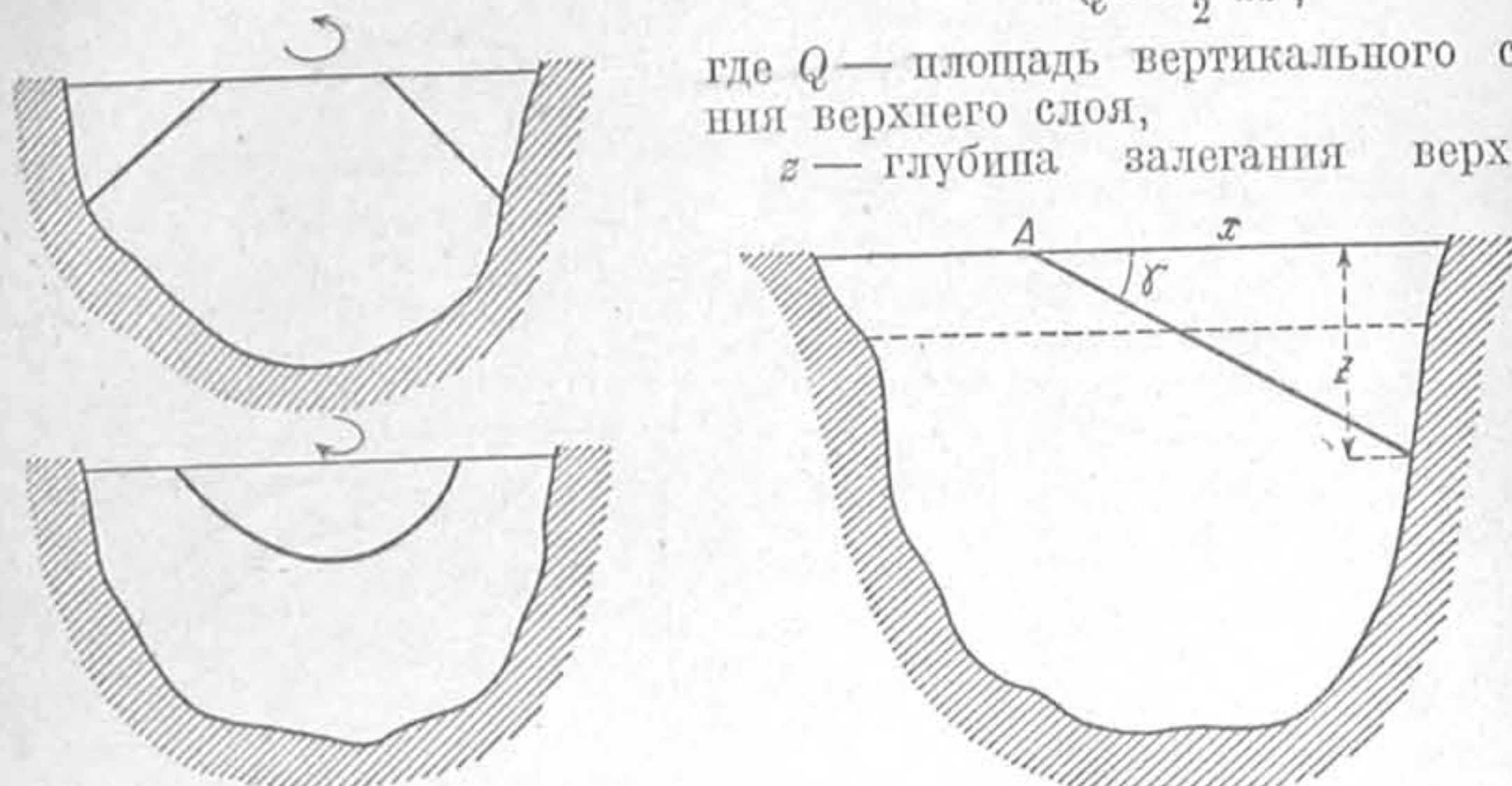
в центре циклонических и на периферии антициклонических движений северного полушария, как это показано на рис. 94.

Условия, необходимые для этого, легко получаются из следующих простых соображений.

Предположим, что в некотором проливе мы имеем два движущихся с различной скоростью слоя, разделенных изостерой  $AB$  (рис. 95). Понятно из рисунка, что

$$Q = \frac{1}{2} xz,$$

где  $Q$  — площадь вертикального сечения верхнего слоя,  
 $z$  — глубина залегания верхнего



94. Изостеры в циклоническом и антициклоническом движениях северного полушария.

95. Сгон поверхностного слоя к берегу кориолисовой силой.

слоя у берега, к которому этот слой согнан кориолисовой силой, и  $x$  — расстояние от берега до точки  $A$ , где глубинный слой выходит на поверхность моря.

Но

$$z = x \operatorname{tg} \gamma.$$

Отсюда

$$x = \sqrt{2Q \cotg \gamma}.$$

Эта формула приобретает особое значение для проливов, соединяющих моря, различные по температуре и солености, в которых возникают конвекционные течения — на поверхности в одном и на глубине — в противоположном направлении.

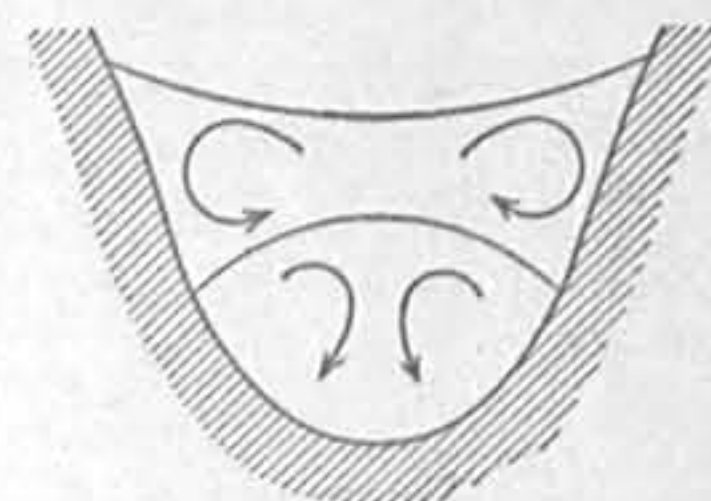
Понятно, что если ширина пролива меньше получающейся по последней формуле, то поверхностное течение будет направлено по всему проливу в одну и ту же сторону, если же больше — то у одного берега в одну сторону, а у другого в противоположную. Отсюда вытекает правило: если стать лицом вдоль достаточно широкого пролива северного полушария и правую руку протянуть вперед, а левую назад, то руки будут указывать направление течений у соответствующих берегов пролива.

Если круговые системы течений или течения в проливах образуются в результате распределения господствующих ветров, то всегда в северном полушарии в циклонической системе мы будем иметь некоторое движение поверхностных вод от центра к периферии и в антициклонических системах наоборот, от периферии к центру. Благодаря этим движениям в центре Саргассова моря, например, образуются громадные скопления водорослей,

стволов деревьев, досок от ящиков и т. д. С течением времени эти предметы, набухая, загнивая и впитывая в себя соли морской воды, опускаются на дно. Возможно, что здесь в будущем образуются залежи каменного угля.

Так как наклон изостер, образующий «купол» тяжелых (рис. 96) вод в циклоническом движении и «яму» легких вод в антициклоническом движении (рис. 97), зависит от скорости течения, то естественно, что при изменении скоростей течений «купол» или «яма» то поднимаются, то опускаются.

Уже отмечалось, что всякие изменения удельных объемов, а также элементов морских течений самым существенным образом сказываются на поло-



96. Наклон уровня и изостеры и схема циркуляции в циклоническом движении северного полушария.



97. Наклон уровня и схема циркуляции в антициклоническом движении северного полушария.

жении изостер. Однако эти изменения никогда не проходят равномерно по всей толще данного участка моря. Ветер, вызывающий течение, сам по себе турбулентен. Порыв ветра усиливает не только течение, но и конвекцию и испарение, осолоняющее и охлаждающее поверхностные слои и, следовательно, изменяющее их удельный объем. Непрестанное изменение скоростей и удельных объемов создается также в результате турбулентного и конвекционного перемешивания.

Нормально скорости течений и удельные объемы с глубиной уменьшаются, и изостеры при этом занимают положение, определяемое формулой их наклона. Всякое увеличение удельного объема поверхностных слоев (например, вследствие нагревания или уменьшения их скорости) не вызывает особых последствий, так как при этом изостеры становятся только более горизонтальными. Всякое уменьшение удельного объема поверхностных слоев (например, вследствие охлаждения и испарения), а также увеличение их скорости увеличивают наклон изостер, и при достаточной величине этих изменений изостеры могут стать вертикальными.

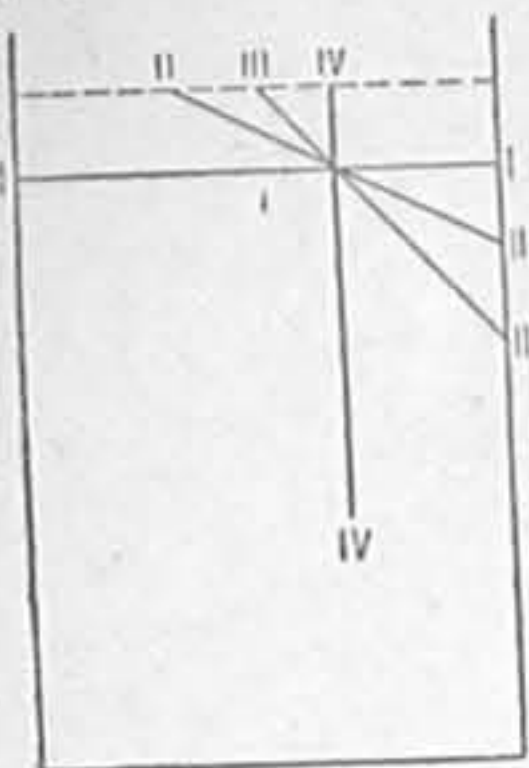
Первоначальным следствием неравномерного изменения удельного объема и скоростей, передающегося с течением времени процессами перемешивания и в более глубокие слои, является изогнутость и волнистость изостер, которые в дальнейшем (так как изостеры при своем повороте всегда несколько проходят за положение равновесия) может повлечь за собой разрыв изостер и образование вихрей.

На рис. 98 схематически показаны положения изостеры при ее последовательном наклоне, начиная от почти горизонтального положения I, при неравенстве удельных объемов и приблизительно равенстве скоростей, и кончая вертикальным положением IV при последующем увеличении скоростей поверхностного слоя и выравнивании удельных объемов. Понятно, что поворот изостеры идет тем быстрее, чем быстрее идет процесс выравнивания удельных объемов и увеличения скорости поверхностного слоя, и проходит тем легче, чем меньше начальная разность удельных объемов.



В изложенном кроется одна из причин турбулентности всяких потоков и отсюда становятся более понятными, во-первых, самый процесс образования вихревых движений и, во-вторых, то обстоятельство, что чем однороднее среда и чем больше градиенты скорости потока, тем более выражена его турбулентность.

Не всегда, однако, изогнутость и волнистость изостер завершается их разрывом и последующим образованием перемешивающих вихрей. Так, например, неравномерное распределение скоростей всегда создает, согласно формуле наклона изостер, некоторую волнистость последних вдоль линии гидрологического разреза и в то же время, если при этом нет одновременного выравнивания удельных объемов, сопротивление, оказываемое отдельными слоями перемешиванию, т. е. разрыву изостер, может быть весьма и весьма значительным. Тогда на поверхности раздела мы получим своеобразные волны, называемые «внутренними волнами», которые распространяются вдоль поверхности раздела и затухают по тем же законам, что и обыкновенные волны на поверхности моря.



98. Последовательный поворот изостер при уменьшении градиента удельного объема и увеличении градиента скорости.

Понятно, что если силы, вызывающие изменения скоростей течения, будут обладать некоторым периодом, то на поверхности раздела будут непрерывно возникать и распространяться волны с тем же периодом, как это и следует из принципа вынужденных колебаний.

Наиболее ярко выражена периодичность изменений скорости приливо-отливных течений. Естественно, что в море поэтому наиболее ярко выражены приливо-

отливные внутренние волны.

Предположим для простоты, что приливо-отливное течение входит в некоторый прямолинейный канал, воды которого состоят из двух наложенных друг на друга слоев, двигающихся с некоторыми различными скоростями (рис. 99).

В момент среднего уровня, теоретически соответствующего отсутствию течения, поверхностная изобара (уровень моря)  $av$  и изостера  $AB$ , отделяющая слой друг от друга, будут горизонтальны. С началом приливного течения (направленного в рисунок) уровень моря начнет повышаться и наклоняться и в момент полной воды  $a'v'$  его наклон станет максимальным. Одновременно с наклоном уровня начнет наклоняться изостера и в момент полной воды займет некоторое положение  $A'B'$ . Очевидно, что в момент малой воды положения изобары и изостеры изобразятся соответственно линиями  $a''v''$  и  $A''B''$ .

Таким образом,  $a'a''$  и  $v'v''$  будут соответственно амплитудами прилива для уровня моря на обоих берегах канала. Их разность, значительная в высоких широтах при больших скоростях течения, объясняется влиянием силы Кориолиса.

Величины  $A'A''$  и  $B'B''$  представляют собою теоретические амплитуды прилива для изостеры  $AB$ . Из рисунка ясно, что если смотреть вниз по приливному течению, то амплитуда прилива уровня на правом берегу будет больше, чем на левом, а амплитуда прилива изостеры, наоборот, будет больше на левом берегу.

Наклон уровня моря, вызываемый силой Кориолиса, как мы видели, очень мал. Так, например, для полюса, где сила Кориолиса достигает своей

наибольшей величины, при условии, что скорость течения равна 10 см/сек, он достигает всего одной семимиллионной. В условиях Горла Белого моря (широта  $66^\circ.5$  и ширина Горла 30 морских миль) при максимальной скорости приливо-отливных течений, равной 80 см/сек, разность амплитуд прилива на обоих его берегах должна быть теоретически равна 1.2 м, что поразительно совпадает с наблюдениями в действительности.

Амплитуда прилива для изостеры при достаточной разности в скоростях и при малой разнице в удельных объемах отдельных слоев может достигать гораздо более значительных величин. Так, например, для полюса при разности скоростей, равной 1 см/сек, и разности удельных объемов, равной 0.0001 получим наклон изостеры, равный одной шестистот семидесятой.

Если предположить, что в Горле Белого моря верхний слой с температурой  $8^\circ$ , соленостью  $33\text{‰}$  и удельным объемом 0.97492 движется с максимальной скоростью 80 см/сек, в то время как нижний слой с температурой  $6^\circ$ , соленостью  $34\text{‰}$  и удельным объемом 0.97392 движется со скоростью 70 см/сек, то угол наклона изостеры будет около  $5''$ . Отсюда, при указанных выше максимальных скоростях приливного и отливного течений, разность амплитуд прилива изостеры на обоих берегах Горла Белого моря теоретически может достигать 150 м.

Для того, чтобы могло получиться такое изменение положения изостеры, необходимы значительные перемещения водных масс и, следовательно, сравнительно большие промежутки времени. Поэтому наклон изостер, согласно формуле Маргюльса, мы вправе ожидать только в ярко выраженных постоянных течениях.

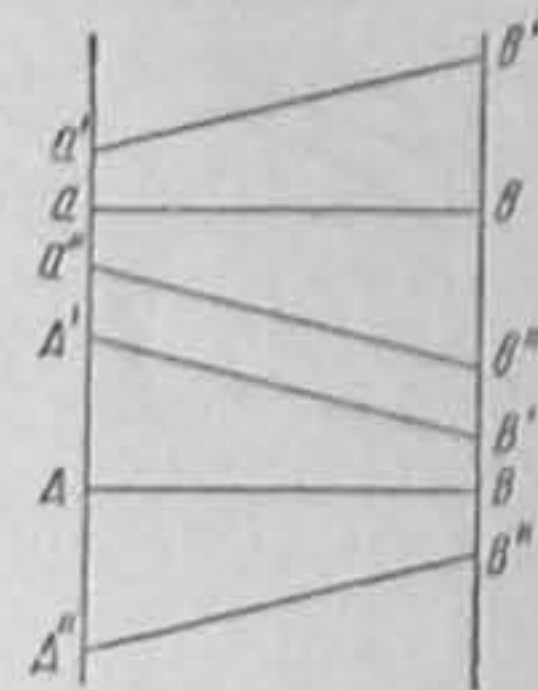
В приливо-отливных течениях, постоянно меняющихся по скорости и направлению, вязкость и инерция водных масс безусловно задерживают ход явления и поэтому слои обычно не успевают принять положения равновесия. Все же под влиянием изменений в направлении и скорости течений изостеры все время изменяют свой наклон, и это вызывает вертикальные колебания глубинных слоев моря, амплитуда которых может значительно превышать амплитуду колебаний уровня моря.

Предположим, что мы в некоторой точке моря  $v$  (рис. 99) в течение приливного периода будем вести непрерывные наблюдения над распределением удельного объема по вертикали, или, иначе, над положением отдельных изостер, относительно уровня моря. Так как вертикальное расстояние  $v'B'$ , стер, относительно уровня моря. Так как вертикальное расстояние  $v'B'$ , как это ясно из рисунка, значительно больше расстояния  $v'B''$ , то очевидно, что в связи со сменой приливных явлений мы два раза в сутки получим подъем изостеры и два раза в сутки ее опускание, причем амплитуда этих колебаний будет значительно превышать возможные колебания уровня под влиянием прилива.

На рис. 100 представлены данные температурных наблюдений в Баренцевом море. По оси абсцисс отложено время, а по оси ординат — глубины, и в соответствующих точках времени проставлены температуры, наблюдавшиеся на данном горизонте.

Как видно из рисунка, изотермы с полусуточной периодичностью то поднимаются кверху, то опускаются, причем амплитуда колебания изотерм довольно значительна, что видно из следующей таблицы:

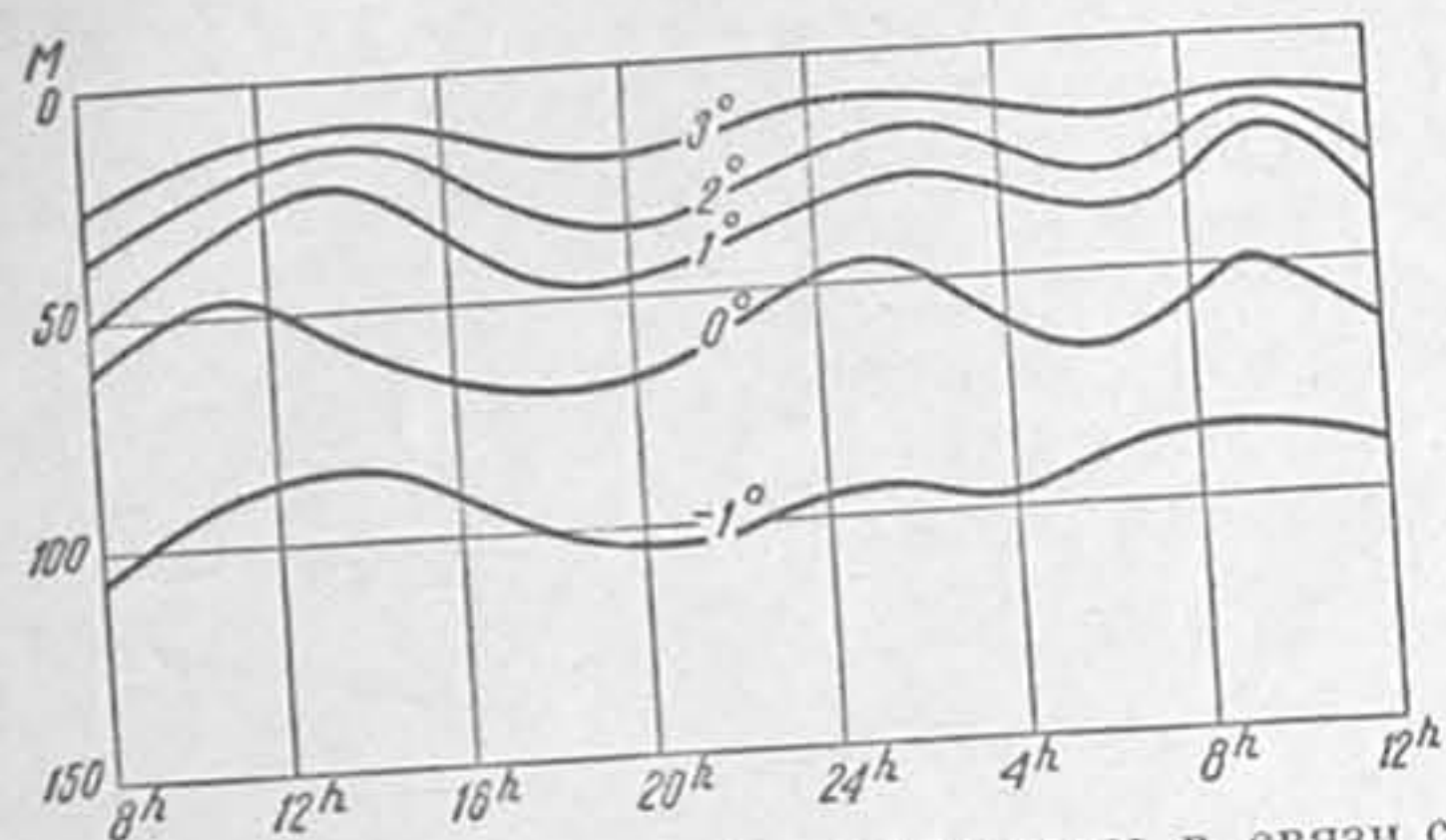
Изотерма	$3^\circ$	$2^\circ$	$1^\circ$	$0^\circ$	$-1^\circ$
Амплитуда (в м)	6	21	27	35	20



99. Разности в амплитудах прилива на правом и левом берегах канала, вызываемые силой Кориолиса.



В более глубоких, чем Баренцево море, бассейнах вертикальные колебания глубинных слоев, открытые впервые Нансеном, могут достигать еще больших размеров. Так, Гелланд - Гансен и Нансен в Атлантическом океане в течение суток наблюдали колебания изостер с амплитудой в 100 м и приписывали их происхождение именно приливо - отливным явлениям. Рассматривая далее рис. 100, мы видим, что высота слоев воды, заключенных между отдельными изотермами, не остается постоянной, а меняется



100. Вертикальные колебания изотермы в связи с приливо-отливными явлениями в Баренцевом море.

в соответствии с вертикальными колебаниями этих слоев. Замечая одновременность подъема и опускания изотерм и принимая во внимание изменение высоты отдельных слоев, мы должны допустить, что подъем и опускание изотерм сопровождаются горизонтальными передвижениями водных масс внутри каждого отдельного слоя. Это обстоятельство должно в некоторых случаях увеличивать, а в некоторых случаях умень-

шать собственные скорости приливо-отливных течений на отдельных горизонтах. И действительно, произведенные одновременно с температурными наблюдениями непосредственные измерения скорости приливо-отливных течений показали, что максимальные скорости течений в глубинных слоях больше, чем в поверхностных и придонных.

Внутренние волны при приливо-отливных явлениях вызываются периодическими изменениями наклона изостер, в свою очередь вызываемыми периодическими изменениями направления и скорости течения. Отсюда всякое периодическое или непериодическое изменение скорости течения, даже постоянного по направлению, вызывает изменение скорости течения, создающее вынужденную внутреннюю волну, подобно тому, как это имеет место на поверхности моря, вызывает в дальнейшем образование свободной внутренней волны, распространяющейся, по Экману, со скоростью

$$v = \sqrt{gh} \frac{\Delta z}{\alpha}$$

где

$h$  — глубина моря,

$\Delta z$  — разность удельных объемов.

Направление распространения такой волны будет идти перпендикулярно скорости течения. Будем считать такую волну поперечной внутренней волной. Кроме поперечных внутренних волн, в море должны существовать продольные внутренние волны, распространяющиеся в направлении движения.

Известно, что в правильных волнах: коротких (ветровая зыбь) и длинных (приливная волна), изобарические поверхности в подповерхностных слоях изгибаются также, как и поверхность моря, с той лишь разницей, что амплитуда волны уменьшается в геометрической прогрессии при увеличении глубины изобарической поверхности от поверхности моря в прогрессии арифметической. Отсюда во всякой правильной волне, в которой изостери-

ческие поверхности изгибаются параллельно изобарическим, происходит некоторое периодическое изменение расстояния как между изобарами, так и между изостерами, что создает известного рода внутренние волны.

Гораздо интенсивнее разворачивается явление, когда мы имеем дело с неправильными волнами, в которых орбиты частиц разомкнуты.

В таких случаях неизбежно некоторое смещение поверхностных слоев относительно нижних в направлении распространения волны.

Пусть на рис. 101 имеем два слоя с удельными объемами  $a_1$  и  $a_2$ , высотами  $h_1$  и  $h_2$ . Предположим далее, что под влиянием смещения части верхнего слоя высотой  $\Delta h$  вправо за линию  $ab$ , часть нижнего слоя высотой  $\Delta H$  переместилась влево за линию  $ab$  для того, чтобы гидростатическое давление на дно  $dc$  не изменилось. Понятно, что если  $2\Delta h$  будет высотой поверхностной волны, то  $2\Delta H$  будет высотой внутренней волны.

Из равенства веса столбов воды в точках дна  $d$  и  $c$  получаем:

$$g \left[ \frac{h_1 - \Delta h - \Delta H}{a_1} + \frac{h_2 + \Delta H}{a_2} \right] = g \left[ \frac{h_1 + \Delta h + \Delta H}{a_1} + \frac{h_2 - \Delta H}{a_2} \right].$$

Раскрывая скобки и сокращая, получаем:

$$\frac{\Delta h}{\Delta H} = \frac{a_1 - a_2}{a_2} = \Delta \alpha.$$

Из этой формулы, так же как и из предыдущих рассуждений, следует, что высота внутренней волны, образованной смещением поверхностного слоя, вообще тем больше, чем меньше разность удельных объемов соприкасающихся слоев. Понятно также, что увеличение высоты внутренней волны, как поперечной, так и продольной, может идти только до известного предела, т. е. до нарушения устойчивости этих слоев.

Если эта устойчивость очень мала, то достаточно небольшого градиента скорости, чтобы она была преодолена, и тогда, вместо внутренних волн, мы получаем завихрения и, как результат, турбулентное перемешивание.

До сих пор мы рассматривали влияние на наклон изобар, а следовательно, и изостер, только силы Кориолиса. Это верно при прямолинейных течениях или же при течениях криволинейных, но с очень большим радиусом кривизны.

В общем случае угол наклона изобары в градиентном течении определяется формулой:

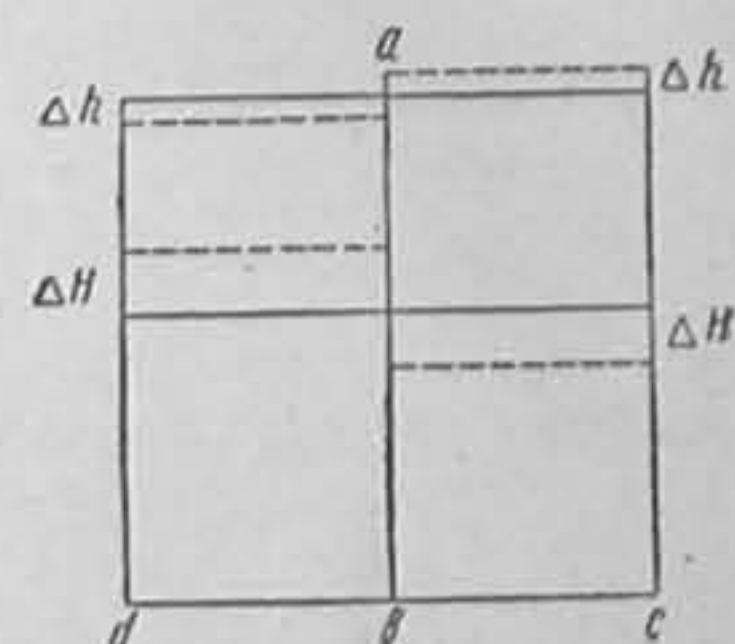
$$\operatorname{tg} \beta = \frac{2\omega c \sin \varphi \pm \frac{c^2}{r}}{Q},$$

где

$r$  — радиус кривизны и

$\frac{c^2}{r}$  — центробежная сила.

Как уже отмечалось, сила Кориолиса в северном полушарии направлена вправо, перпендикулярно течению. Центробежная сила направлена вправо от движения, если течение поворачивает влево, и влево, если течение поворачивает вправо. Таким образом, в зависимости от местных условий влияние



101. Образование продольной внутренней волны под влиянием смещения поверхностного слоя.



центробежной силы может складываться или вычитаться из влияния силы Кориолиса и в отдельных случаях, при малых радиусах кривизны и больших скоростях течения, даже превозмогать ее влияние.

Вспоминая, что

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{a_2 \operatorname{tg} \beta_1 - a_1 \operatorname{tg} \beta_2}{a_1 - a_2}$$

и подставляя в эту формулу значения тангенсов наклона изобар с учетом центробежной силы, получаем:

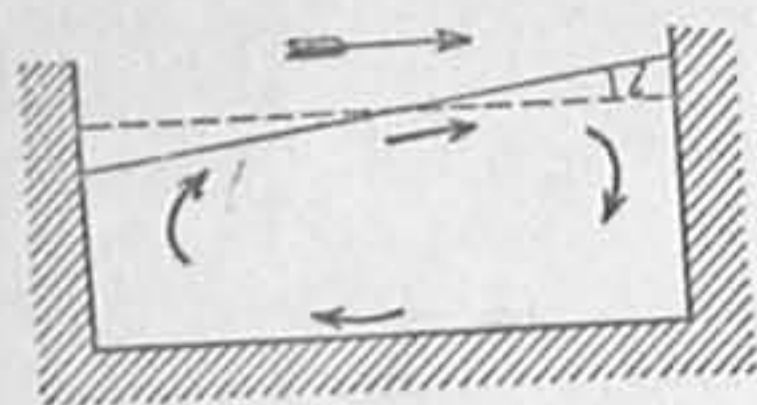
$$\operatorname{tg} \gamma' = \operatorname{tg} \gamma \pm \frac{a_2 c_1^2 \mp a_1 c_2^2}{(a_1 - a_2)^2 Q},$$

где

$\gamma$  — угол наклона изостеры с учетом влияния только силы Кориолиса и центробежной силы;  
 $\gamma'$  — угол наклона изостеры с учетом влияния силы Кориолиса и центробежной силы.

Понятно, что согласно этой формуле, наклон изостеры ( $\gamma'$ ) при соответствующих условиях может быть и в ту же сторону, и обратен наклону изостеры ( $\gamma$ ).

Влияние центробежной силы сказывается, главным образом, у берегов и в особенности при сильных приливо-отливных течениях. Действительно, при смене направления приливного течения на обратное сила Кориолиса будет действовать то в одну, то в другую сторону, в то время как действие центробежной силы всегда будет направлено в одну и ту же сторону.



102. Наклон уровня и циркуляция, вызываемая ветром в однородной воде.

Не менее резко может наклоняться изостера под влиянием нагонных и сгонных явлений. Предположим (рис. 102) для простоты, что в узком, закрытом с обоих концов канале вода однородна от поверхности до дна и ветер имеет некоторую составляющую вдоль оси канала.

Под влиянием тангенциального давления ветра в канале образуется поверхностное течение, и, благодаря трению о берег и дно, уровень воды в канале наклонится. У правого, наветренного, берега образуется нагон и у левого сгон воды.

Угол наклона уровня будет зависеть от силы ветра и, главным образом, от местных условий.

Кольдинг для наклона уровня моря под влиянием ветра дает следующую эмпирическую формулу:

$$\Delta h = 763 \cdot 10^{-9} \frac{l}{p} w^2 \sin^2 \alpha,$$

где

$\Delta h$  — разность уровней у наветренного и подветренного берегов,  
 $l$  — расстояние между пунктами наблюдений уровня,  
 $p$  — средняя глубина моря,  
 $w$  — скорость ветра,  
 $\alpha$  — угол между направлением ветра и направлением подветренного берега.

Все величины в этой формуле даны в метрах и секундах.

Отсюда:

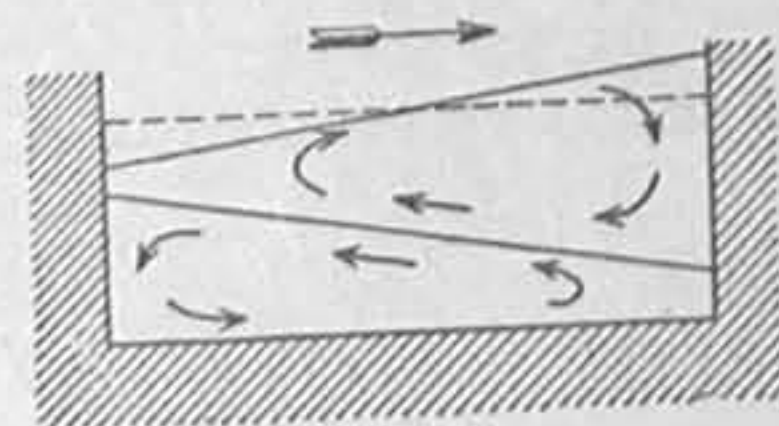
$$\operatorname{tg} i = 763 \cdot 10^{-9} \frac{w^2}{p} \sin^2 \alpha.$$

Эта формула была проверена Кольдингом при нагоне во время шторма с 12 по 14 ноября 1872 г. между островом Борнгольмом и Мемелем.

При  $l = 375\,000$  м,  $p = 60$  м,  $w = 21$  м/сек и  $\alpha = 82^\circ$  наблюдаемая разность уровней была 2 м, а вычисленная по формуле — 2.06 м.

Во время шторма в Каттегате между шведским берегом и Ютландией при  $l = 105\,500$  м,  $p = 19$  м,  $w = 22$  м/сек и  $\alpha = 75^\circ$  разность уровней была 1.88 м, а вычисленная по формуле — 1.89 м.

Разумовский проверял эту формулу в Кара-Богаз-Голе 18 июня 1934 г. и при  $l = 238.6$  м,  $p = 6.6$  м,  $w = 12$  м/сек и  $\alpha = 80^\circ$



103. Наклон уровня и изостеры и циркуляция, вызываемая ветром в переслоенной воде.



104. Распределение водных масс (верхний слой теплый и нижний — холодный) и вероятная вызванная ветром циркуляция вод в южной части Балтийского моря между о. Рюген и Шоненом по Сандстрему.

наблюдал разность уровней 1.39, причем разность уровней, вычисленная по формуле Кольдинга, была равна 1.19 м.

Предположим теперь (рис. 103), что вода в нашем канале состоит из двух отличающихся друг от друга по удельному объему слоев, и найдем угол наклона изостеры при условиях нагона. В общей формуле наклона изостер:

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{a_2 \operatorname{tg} \beta_1 - a_1 \operatorname{tg} \beta_2}{a_1 - a_2}$$

мы можем считать, что наклон изобар в верхнем слое равен наклону уровня. Если мы предположим, что наклон изобар во втором слое настолько мал, что им можно пренебречь, то получим приближенную формулу, достаточно точную, однако, для общих соображений, а именно:

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{\operatorname{tg} i}{\Delta \sigma}.$$

Из этой формулы следует, что наклон изостеры тем больше, чем больше наклон уровня (а следовательно, чем сильнее ветер) и чем меньше разность удельных объемов. Последняя, однако, не может быть слишком малой, так как иначе слои подвергаются турбулентному перемешиванию.

В результате наклона изостеры, происходящем более быстро, чем происходит перемешивание, в каждом слое канала образуется «внутрислойная» циркуляция, показанная на рис. 103 стрелками.

Понятно, что если поверхностный слой очень тонок, то для того, чтобы образовать достаточный наклон изостеры, он может быть постепенно согнан к противоположному берегу. При этом последовательно могут создаваться следующие характерные положения:

На рис. 104 показано положение, при котором нижний слой начинает выходить у подветренного берега на поверхность моря.

В верхнем слое циркуляция, вызванная ветром, идет по часовой стрелке. В нижнем слое циркуляция, вызванная трением верхнего слоя (вторичное течение), идет против часовой стрелки.

Действие ветра на обнаженную поверхность нижнего слоя, благодаря ее малым размерам, еще недостаточно, чтобы эту циркуляцию остановить.

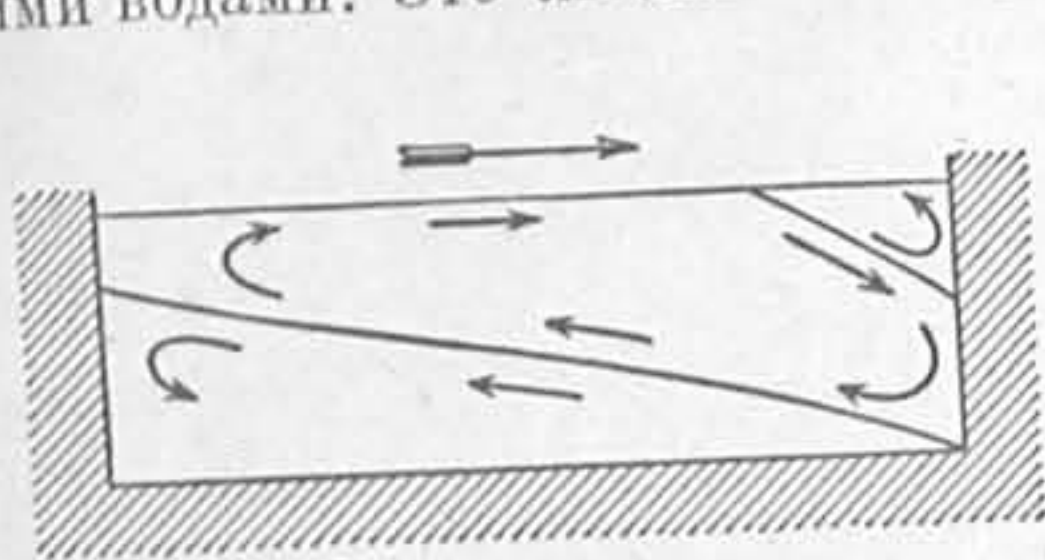


Таким образом, при этом мы получаем у подветренного берега течение против ветра.

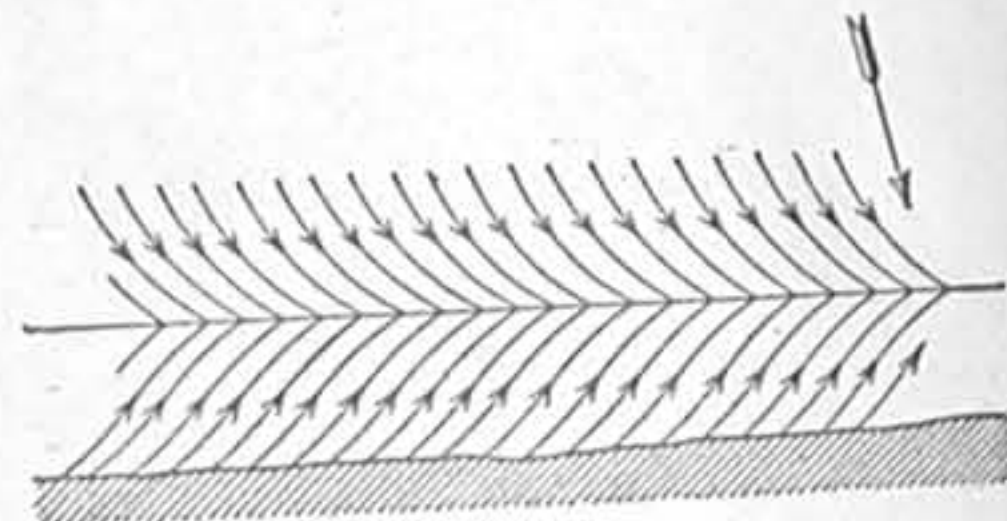
При более тонком поверхностном слое мы можем получить положение, показанное на рис. 105.

Здесь весь поверхностный слой согнан к наветренному берегу. Основное действие ветра сказывается на поднявшемся с глубины втором слое, и мы получаем течение против ветра у наветренного берега.

На рис. 106 показаны в плане течения, вызванные ветром в Гульмарфиорде в Швеции, где пресные воды подстилаются солеными морскими водами. Это явление повторяется и отмечено везде, где существуют



105. Схема ветровой циркуляции в переслоенной воде. Тонкий поверхностный слой согнан к подветренному берегу и в нем возбуждено ветровое противотечение.



106. Поверхностные течения, возбуждаемые нагонным ветром в Гульмарфиорде в Швеции. На рисунке показаны линии токов и линия схождения течений.

аналогичные условия. Очень часто линия, где происходит встреча и погружение менее и более соленой воды, отмечается скоплениями пены, водорослей, льда и т. п., принесенных с берега и с моря противоположно направленными течениями или же резкой переменной прозрачности и цвета.

### § 43. Понятие об общей циркуляции океана

Главными факторами, вызывающими морские течения и океаническую циркуляцию, являются гидростатические силы и ветер, создающие конвекционные и ветровые течения. Остальные главные течения: сточные, компенсационные и вторичные являются следствиями течений конвекционных и ветровых.

Главными факторами, деформирующими океанические течения, являются сила Кориолиса и сила трения. При рассмотрении циркуляции отдельного океана или бассейна, кроме того, появляется третий фактор: рельеф дна и очертания берегов, определяющие направление морских течений и океаническую циркуляцию.

Общая циркуляция океана тесно связана с общей циркуляцией атмосферы: она зависит от последней и в то же время в свою очередь оказывает на нее влияние.

Общая циркуляция атмосферы определяется относительным расположением постоянных, сезонных и обратимых областей давления, создаваемых термическими и динамическими причинами. Области высокого давления в общем совпадают с областями пониженных температур подстилающих поверхностей и области низкого давления с областями повышенных температур. Области высокого давления над полярными областями, пояс пониженного давления, расположенный по экватору, повышенные давления над континентами зимой и пониженные в летнее время и т. д. вполне объясняются термическими причинами.

Но, кроме того, теплый воздух, нагреваемый и поднимающийся кверху у эква-

тора, при своем движении в верхних слоях атмосферы от экватора к полюсам постепенно отклоняется силой Кориолиса и около 30—35° широты начинает течь почти в широтном направлении. Отсюда по обеим сторонам экватора между 30 и 35° широты создаются накопления воздуха и, как следствие, мощные пояса высокого давления. Эти динамические области поддерживаются движением верхних воздушных масс на восток вдоль экватора и на запад в более высоких широтах и несколько ослабляют, как это видно из рис. 107, термические максимумы давления полярных стран.

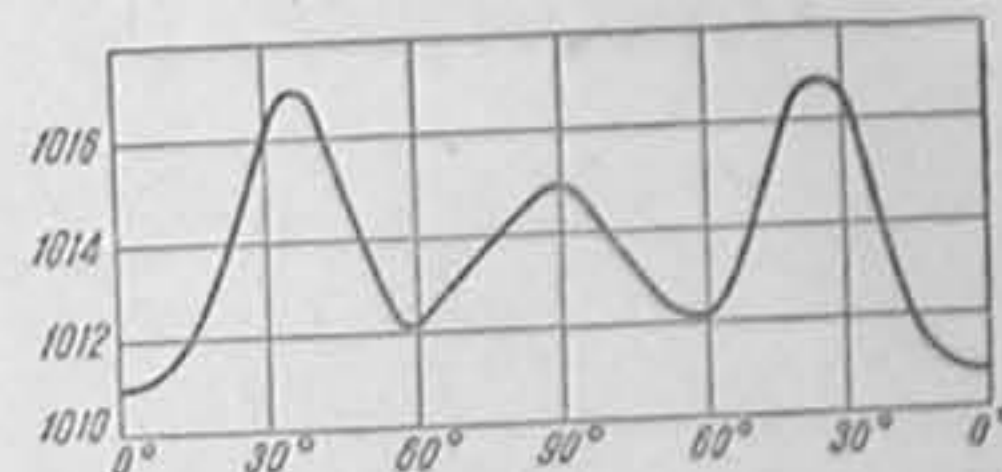
Над континентами, как правило, господствуют обратимые и сезонные области давления, над океаном — постоянные и сезонные.

В частности, для северной части Атлантического океана характерны постоянные максимумы: Азорский, расположенный между Средиземным морем и Мексиканским заливом, и Арктический, охватывающий центральную часть Северного Полярного бассейна, Гренландию и острова арктического американского архипелага. Минимумами для северной части Атлантического океана являются приэкваториальное кольцо пониженного давления, охватывающее земной шар, и Исландский минимум, в зимнее время расположенный к югу от Гренландии и Исландии и в летнее время несколько ослабевающий. От этого минимума время от времени отрываю-ются отдельные циклоны и цепочкой (семейство циклонов) следуют к Западной Европе, а в зимнее время — в Баренцево море, определяя погоду Европы (рис. 108).

Пояса высокого и низкого давления, наиболее ярко выраженные и устойчивые над океанами, не остаются на месте и несколько смещаются по широте то к северу, то к югу, следуя за годовыми изменениями склонения Солнца.

На рис. 109 показана общая циркуляция атмосферы, спроектированная на плоскость меридиана, по Бергерону. В табл. 135 дана классификация воздушных масс для Европы и Северной Атлантики.

На рис. 109 стрелками показаны направления ветров у земной поверхности, отклоненные силой Кориолиса. Линии *AF* — арктический фронт (70° с. ш.) и *PF* — полярный фронт (45° с. ш.) являются линиями схождения воздушных масс и их подъема кверху. У полюса, по 45° с. ш. и по 30° с. ш. расположены зоны опускания воздушных масс и соответствующие линии расхождения. Как арктический, так и полярный фронты не остаются неподвижными в пространстве; в них постоянно образуются изгибы и волны, сопровождающиеся прорывами арктического фронта тропическими массами, спускающимися затем в низкие широты, и полярного фронта тропическими массами, поднимающимися затем в высокие широты. Таким образом, создаются местные циклоны и антициклоны. В образовании местных циклонов и антициклонов наибольшую роль играют распределение океана и континентов и неравномерное распределение температуры в самом океане. Сформированные главным образом в областях повышенного давления, воздушные массы, проносясь над пространствами суши, долго сохраняют свои характеристики. Пронесясь над морем, они эти характе-



107. Среднее широтное распределение давления атмосферы в северном полушарии в миллибарах.



108. Основные пути вторжения холодных масс воздуха, оторвавшихся от арктического максимума давления, по Мультановскому, и пути движения циклонов из области Исландского минимума, определяющие климатические условия западной части Северного Ледовитого океана.



ристки быстро теряют<sup>1</sup>. Это изменение особенно характерно для холодных и потому обладающих малой абсолютной влажностью воздушных масс, проносящихся над более теплым морем. Отсюда в областях соприкосновения холодных и теплых морских течений их состояние непрерывно меняется и равновесие нарушается. Так, например, система господствующих ветров нагоняет в район между Северной Америкой и Европой массы атлантических вод, температура которых, особенно зимой, значительно выше температуры вод, обычной для данной широты. В результате влияния подстилающей поверхности равновесие атмосферы в этих районах нарушается особенно сильно и часто. Другим примером резкого изменения температуры подстилающей поверхности является побережье Чили и Перу, омываемое холодным течением, создающим для этих широт отрицательную аномалию температуры.

В северном полушарии в областях высокого давления (антициклоны) холодные, мало влажные воздушные массы спускаются к поверхности океана и, растекаясь во все стороны, образуют благодаря силе Кориолиса движение по часовой стрелке. В областях пониженного давления (циклоны) стекающиеся к центру области воздушные массы образуют движение против часовой стрелки и затем поднимаются вверх, причем теплые и влажные воздушные массы теплого сектора каждого циклона при восходящем движении охлаждаются, конденсируют пар и отдают его в виде осадков.

109. Общая циркуляция атмосферы в северном полушарии по Бергерону.

восходящем движении охлаждаются, конденсируют пар и отдают его в виде осадков.

Антициклоны характерны сухим воздухом, способствующим сильному нагреванию (большая теплопрозрачность атмосферы) и сильному испарению в низких широтах и большому охлаждению (большое излучение) в высоких широтах. Циклоны характерны влажным воздухом, уменьшающим радиацию и излучение, и осадками, опресняющими поверхностные слои океана.

Антициклонические области способствуют уменьшению удельного объема поверхностных слоев океана: в низких широтах — за счет увеличения солености, в умеренных широтах — за счет охлаждения в зимнее время и в высоких широтах — также за счет охлаждения в зимнее время и последующего осолопления при льдообразовании. Здесь создаются условия для сильного конвекционного перемешивания и здесь расположены основные зоны опускания поверхностных вод океана. К этим зонам непрерывно притекают более легкие поверхностные воды прилегающих районов океана. Этот приток для тропических зон океана усиливается еще тем, что, благодаря отрицательному пресному балансу в тропических зонах опускания и положительному в окружающих зонах, непрерывно поддерживается известная разность уровней.

<sup>1</sup> Еще экспедицией на «Челленджере» было отмечено, что в открытом океане температура воздуха редко отличалась от поверхностной температуры океана более чем на 2°. Во время экспедиции на «Садко» в июле—сентябре 1935 г. в Гренландском, Баренцовом и Карском морях было сделано 340 параллельных определений температуры воды и воздуха (через каждые четыре часа). В 146 случаях температура воды была выше, в 9 случаях равна и в 185 случаях ниже температуры воздуха. Число случаев отдельных значений разности: температура воды ( $t_w$ ) минус температура воздуха ( $t_a$ ) приведены в следующей таблице:

Разность температур	-9°	-8°	-7°	-6°	-5°	-4°	-3°	-2°	-1°	0°	1°	2°	3°	4°	5°	6°	7°	8°
Число случаев	1	0	0	0	1	6	10	24	92	104	55	23	13	7	2	0	1	1

Случаи, когда воздух был значительно теплее воды, наблюдались при плавании у берегов и при ветре с берега. Так, разность температур  $t_w - t_a = -9^\circ$  наблюдалась в 15 милях от м. Нордкап. Случаи, когда воздух был значительно холоднее воды, наблюдались при плавании во льдах и при ветре со льдов. Преобладание случаев, когда температура воздуха выше температуры воды, заставляет с большим вниманием относиться к теплу, приносимому в полярные районы ветрами и здесь играющему большую роль для таяния и разрушения морских льдов.

Таблица 135

## Классификация воздушных масс

Классификация			Область зарождения	Время появления над Европой
Географическая	Термодинамическая	По происхождению		
AL Арктический воздух	AK Холодный	m AK Морской	Гренландия, Шпицберген	Весь год, кроме июля и августа
		c AK Континентальный	Новая Земля, Баренцево море, Север СССР	
PL Полярный воздух	PK Холодный	m PK Морской	Север Атлантического океана	Весь год
		c PK Континентальный	Средняя часть СССР, Скандинавия	Холодное время года
	PW Теплый	m PW Морской	Северный Атлантический океан (около 50° с. ш.)	Холодное время года
		c PW Континентальный	Юг СССР, Балканы	Теплое время года
TL Тропический	TW Теплый	m TW Морской	Субтропические моря (Азор, Средиземное море)	Весь год
		c TW Континентальный	Субтропическая суша (сев. Африка, Южн. Балканы)	
EL Экваториальный	—	—	Термический экватор (достигает Европы, как антипассат)	Летом в высоких слоях атмосферы

Все три океана свободно сообщаются с высокими широтами Антарктики. Свободному сообщению Атлантического океана с Арктикой препятствуют пороги между Гренландией, Исландией и Шотландией — Исландский порог и порог Дависова пролива, глубины на которых не превосходят 600 м. Таким образом глубинные воды Атлантического океана отрезаются от Арктического бассейна приблизительно у 65° с. ш. Отсюда главное значение для всех трех океанов имеют тропические и антарктические зоны опускания.



Смещением опускающихся тропических и антарктических вод и формируются основные массы глубинных вод Мирового океана.

В каждом океане кроме конвекционных зон опускания существуют центры и линии опускания, вызванные динамическими причинами. Мы видели, что в северном полушарии влиянием силы Кориолиса изостеры наклонены к центрам антициклонических и к периферии циклонических движений. Таким образом, каждый центр антициклонического движения является динамическим центром опускания и каждый центр циклонического — динамическим центром поднятия глубинных водных масс.

Благодаря той же силе Кориолиса в северном полушарии у правых берегов течения поверхностные, водные массы опускаются и у левых берегов глубинные массы поднимаются к поверхности.

Далее, везде, где господствуют нагонные ветры, мы имеем зоны опускания и, наоборот, в областях стожных ветров господствуют поднятия. Ярче всего эти явления выражаются в областях пассатов. Вследствие стожных явлений у западных берегов континентов в тропических широтах создаются обширные зоны поднятия. В Северном Ледовитом океане, также благодаря стожным ветрам, образуются зоны поднятия глубинных вод у северных побережий архипелагов Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, Северной Земли и т. д.

Линии опускания создаются также по линиям схождения течений. Наиболее характерным примером в этом отношении является Лабрадорское течение, атакующее во фланг воды Гольфстрима.

Линии поднятия создаются там, где течения по тем или иным причинам расходятся. Линии расхождения течений (дивергенции) всегда менее ярко выражены, чем линии схождения (конвергенции).

На рис. 110 показана карта поверхностных течений Атлантического океана для февраля по Мейеру.

На этой карте ясно видны основные черты океанической циркуляции, определяемой зонами конвекции, господствующими ветрами, силой Кориолиса и очертаниями берегов. На той же карте жирными чертами проведены основные линии схождения.

Субтропические линии схождения расположены симметрично относительно экватора приблизительно по 30 параллелям. Южная субполярная линия схождения (или южный полярный фронт) проходит несколько южнее 40° ю. ш. Северная субполярная линия схождения (или северный полярный фронт) начинается у американского берега под 30° с. ш. и тянется к северу с перерывами вплоть до Шпицбергена и Новой Земли.

Точки и линии схождения и расхождения выступают рельефнее тогда, когда течения изображаются линиями токов, т. е. линиями, касательными к каждой точке которых совпадают с направлением течения в этой точке.

На рис. 111 показана карта линий токов (называемая полем течений) для Индийского океана по Виллиамз и Кук.

Линии токов не пересекаются и начинаются (или кончаются) в точках или на линиях схождения (или расхождения). Кроме того, в поле течений наблюдаются нейтральные точки, где часть линий токов начинается, а другая кончается. Уже отмечалось, что в областях схождения водные массы опускаются и в областях расхождения поднимаются.

Такие вертикальные движения могут возникать также и при параллельности линий токов при условии, что скорости вдоль них меняются.

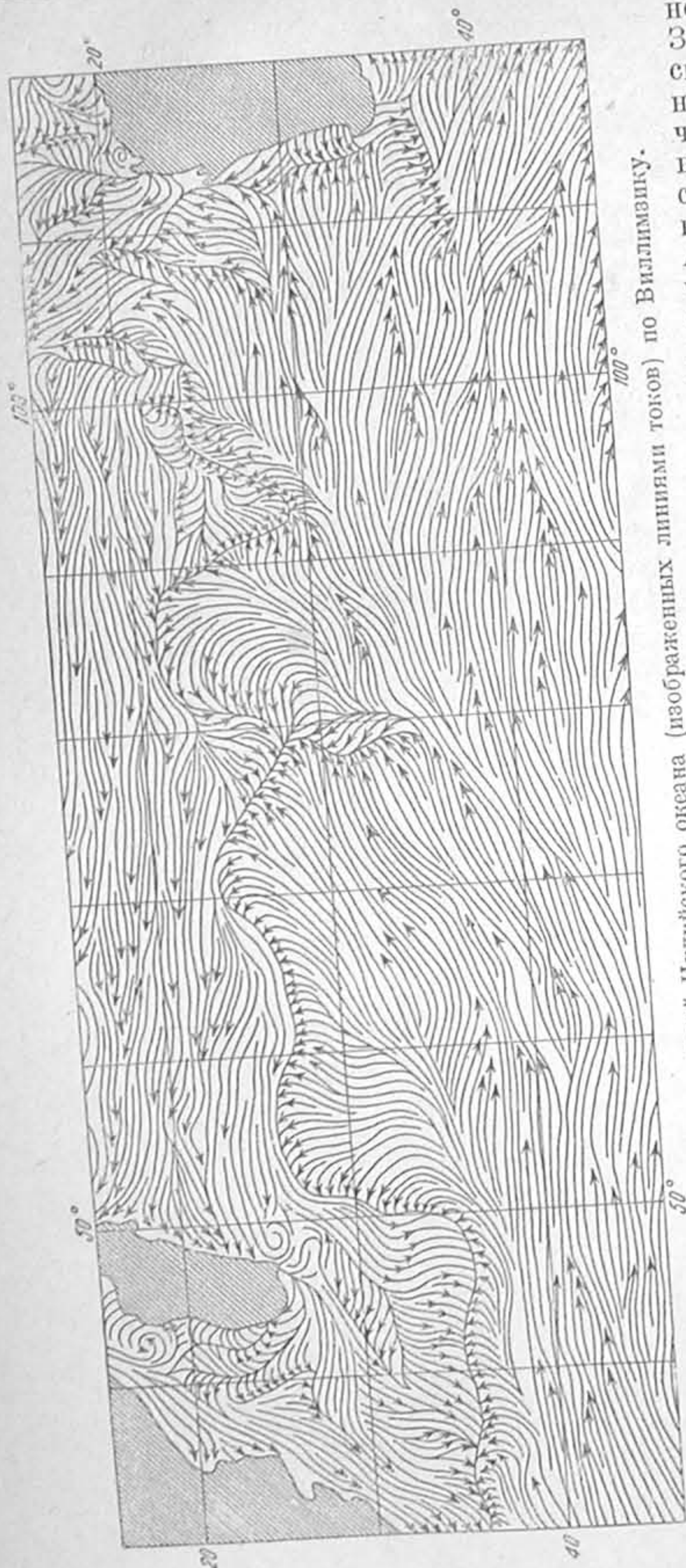
Возвращаясь к карте течений Атлантического океана (рис. 110 и 112), проследим схему течений в его северной части.

Северное экваториальное течение, образованное действием северо-восточ-



110. Карта поверхностных течений Атлантического океана для февраля. Составлена по Мейеру и Дефанту.





111. Карта поверхностных течений Индийского океана (изображенных линиями токов) по Вилинскому.

ного пассата, начинается у Зеленого мыса и движется сначала на запад, а потом на северо-запад. Далее оно частью подымается на север вдоль материкового склона Антильских и Багамских островов, образуя Антильское течение, а частью вместе с водами Гвианского течения, образуя юго-восточным пассатом и подымающегося вдоль северо-восточных берегов Южной Америки, входит в Карибское море, образуя Карибское течение. Это течение вместе с водами Мексиканского залива выходит через узкий Флоридский пролив (наименьшая ширина 72 км, а наибольшая глубина 700 м) в океан. Этот Флоридский поток дает начало самому могучему океаническому течению — Гольфстриму.

Таким образом, основными факторами зарождения Гольфстрима являются северо-восточный и юго-восточный пассаты, нагоняющие в Мексиканский залив теплые тропические воды.

Естественно поэтому, что всякие изменения в силе пассатов через известный промежуток времени отражаются на температуре Гольфстрима. Так, например, усиление северо-восточного пассата на востоке Атлантического океана, по исследованиям Брука и других, сказывается через 3—6 месяцев повышением температуры во Флоридском потоке. Усиление юго-восточного пассата сказывается на повышении температур Флоридского потока через 6—9 месяцев. Но усиление пассатов и экваториальных течений у африканских берегов вызывает, как следствие, интенсивный подъем на поверхности океана более холодных придонных вод, которые вливаются

в экваториальное течение и спустя 9—11 месяцев после усиления северо-восточного и 10—12 месяцев после усиления юго-восточного пассатов создают понижение температуры Флоридского потока.

Это чередование теплых и холодных волн, вызываемых изменениями в силе пассатов, наблюдается вплоть до Ньюфаундленда, несмотря на все последующие влияния солнечной радиации, ветра и погоды на расстоянии нескольких тысяч километров, которые приходится протекать водам от берегов Африки. Эти температурные колебания, как указывает Брукс, являются прямыми или косвенными причинами важных сезонных изменений погоды от Вест-Индии до Гренландии, Исландии, северо-западной или даже центральной Европы.

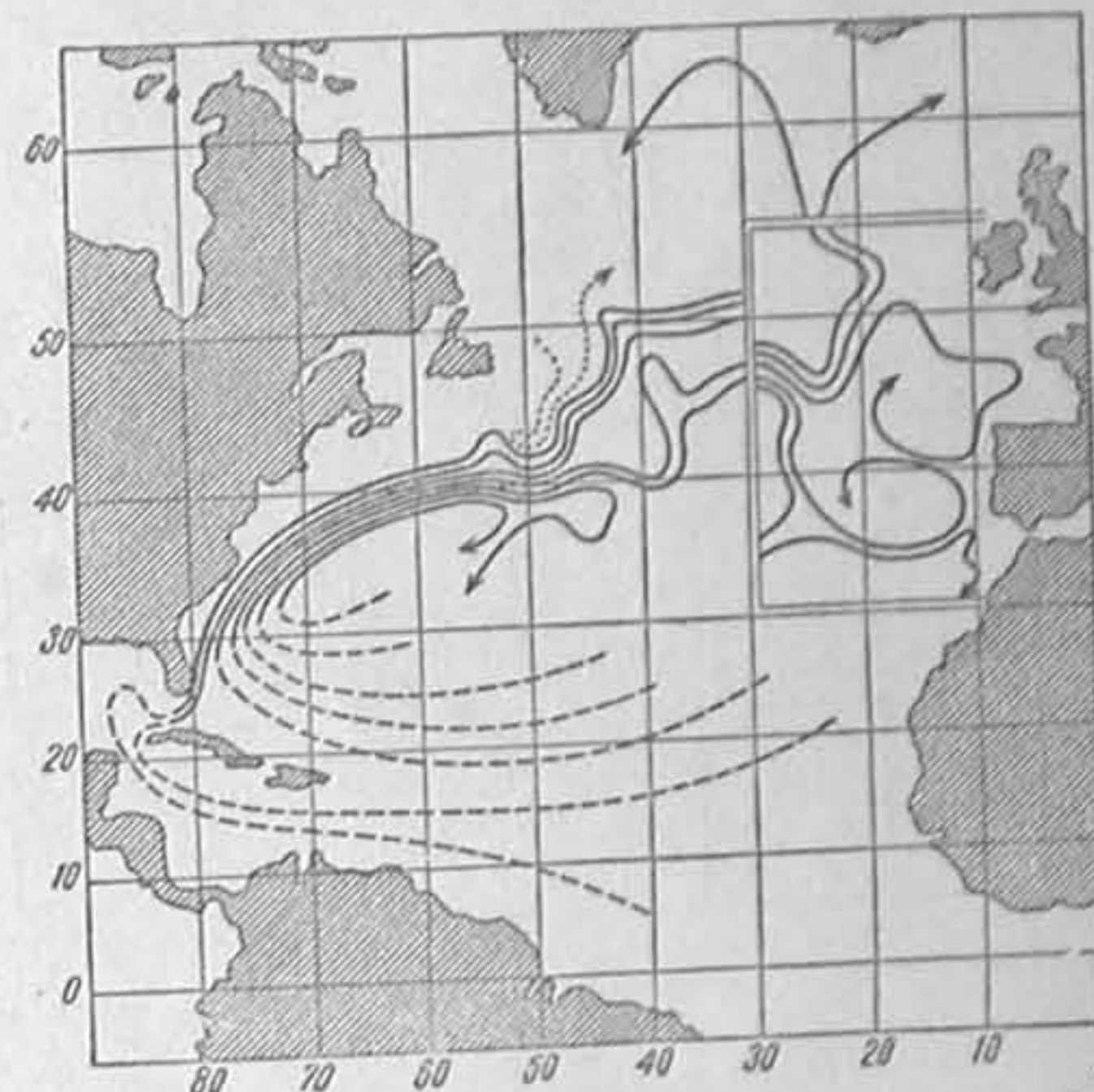
На рис. 113 показаны по Бруксу отклонения температуры Флоридского течения, наблюдавшиеся и предвычисленные по комбинированному действию сильных ( $3.7 \text{ м/сек}$  выше среднего) и слабых ( $4.6 \text{ м/сек}$  ниже среднего) северо-восточных и юго-восточных пассатов в восточной части Атлантического океана. Несмотря на неточность определения силы пассатов и многие факторы, искажающие нормальное течение процесса, сходство кривых, за исключением одного года, является поразительным.

По выходе из Мексиканского залива к Флоридскому потоку присоединяется более мощное Антильское течение. Смешанные воды этих течений направляются вдоль окраины американской материковой отмели к мысу Гаттерас, где начинается, по современной терминологии, «собственно Гольфстрим», текущий на северо-восток в район к югу от Ньюфаундленда.

С севера Гольфстрим ограничивается так называемой «холодной стеной» — субполярной линией схождения — где к Гольфстриму с севера подходят холодные воды Лабрадорского течения.

Собственно Гольфстрим кончается около  $40^\circ$  з. д. и в дальнейшем в Северном Атлантическом океане начинается слабый дрейф вод на северо-восток — Атлантическое течение, поддерживаемое главным образом господствующими здесь западными и юго-западными ветрами, а также непрерывным подсосом вод в центральную часть Северного полярного бассейна, о чем будет сказано ниже.

Таким образом, Атлантическое течение продвигается все далее и далее на северо-восток, давая ветви вправо под влиянием силы Корiolиса и ветви влево под влиянием рельефа дна. Отклонения влево наиболее характерны: перед Исландским порогом, перед порогом Нансена (между северо-восточной оконечностью Гренландии и Шпицбергенем) и т. д. Наиболее характерными отклонениями вправо являются заход атлантических вод с севера в Северное море, ветка в Баренцево море (Нордкапское течение) и уклонение на восток за Шпицбергенем вдоль материкового склона евразийского побережья, где атлантические воды становятся глубинным течением.



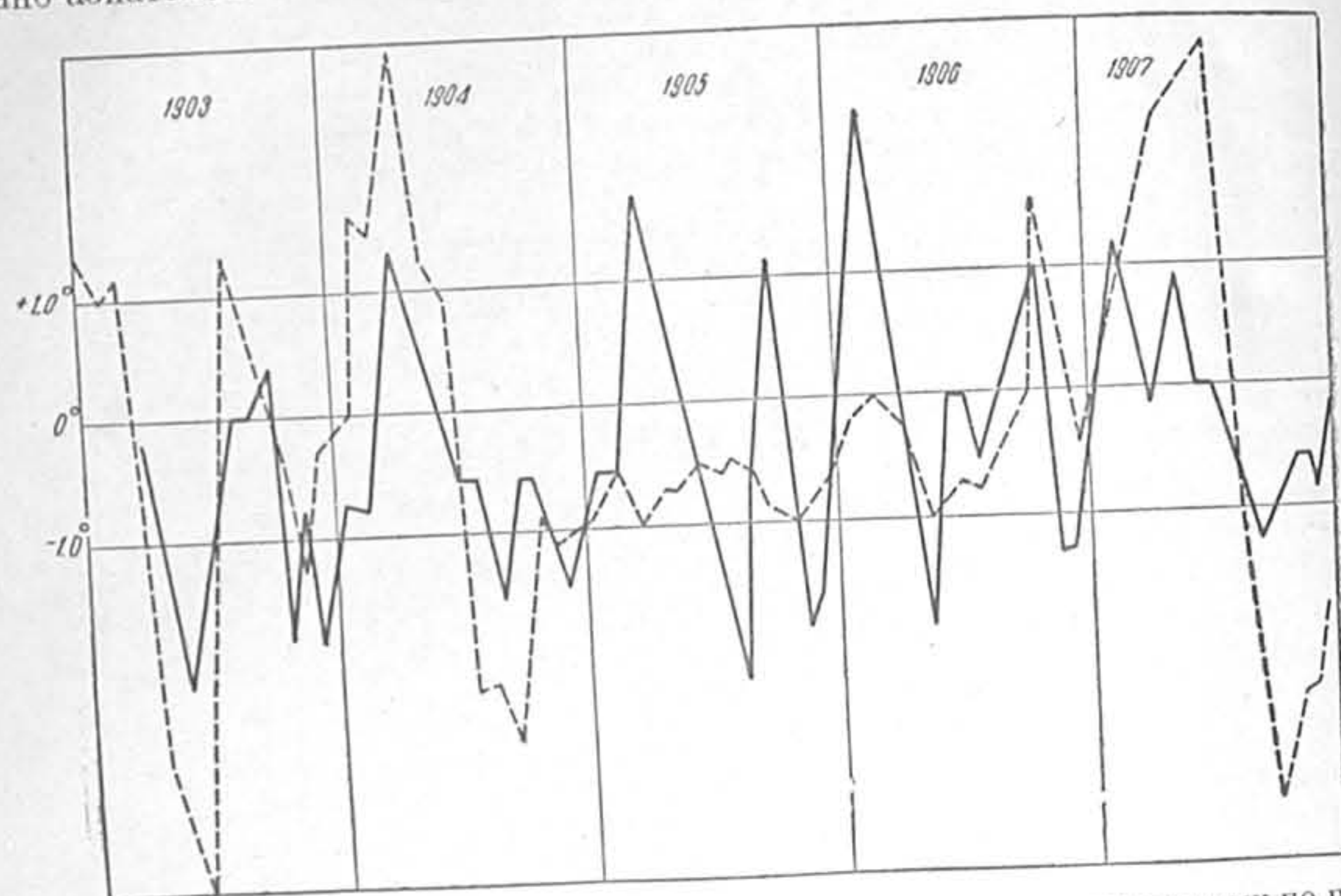
112. Схема Иселина, показывающая источники (пунктирные линии) и пути (сплошные линии) течений системы Гольфстрима. В Западной Атлантике каждая линия течения соответствует расходу приблизительно  $12 \cdot 10^6$  куб. метров в секунду.



Гольфстрим и его продолжение — Атлантическое течение — оказывают большое влияние как на жизнь океана, так и на жизнь на земле.

Но не менее изумительным является и Восточно-Гренландское течение, омывающее восточное побережье Гренландии.

Постоянные области повышенного давления, расположенные над американо-азиатской частью Арктики и над Гренландией, создают постоянную



113. Сравнение отклонений температуры Флоридского течения, подсчитанных по предположению о влиянии пассатов в восточной части Атлантического океана (прерывистые линии), с действительно наблюдаемыми (сплошные линии).

восточную и северо-восточную воздушную тягу по периферии европейско-азиатской части Северного полярного бассейна и северную — вдоль восточного побережья Гренландии, вызывающие, с одной стороны, антициклоническое движение льдов в азиатско-американском секторе Полярного бассейна с центром около  $83^{\circ}$ — $85^{\circ}$  с. ш. и  $170^{\circ}$ — $180^{\circ}$  з. д., и, с другой стороны, вынос части льдов из Полярного бассейна в Северную Атлантику.

Двигаясь, благодаря соответствующим ветрам, с большой скоростью (около 10—15 км в сутки) вдоль восточных берегов Гренландии, Гренландское течение дает ветку влево перед Исландским порогом, у м. Фаруэлл заворачивает вправо в Баффинов залив и в дальнейшем входит как основная часть в Лабрадорское течение, соприкасающееся с водами Гольфстрима у Ньюфаундленда.

В Северном Ледовитом океане, благодаря береговому стоку евразийского и американского побережий, мы имеем положительный пресный баланс, но он недостаточен для покрытия расхода вод и льдов, выносимых Восточно-Гренландским течением. Отсюда неизбежен некоторый компенсационный приток вод из прилегающих частей Атлантического океана. Таким образом, атлантические воды как бы подсасываются, чем усиливается Атлантическое течение, и распространяются вдоль материкового склона евразийского побережья компенсационным течением.

Изменение арктических максимумов давления или их соответствующее

смещение изменяет одновременно и мощность Восточно-Гренландского течения и приток атлантических вод.

Из рассмотрения поверхностных течений Северного Атлантического океана отчетливо выступает первенствующая роль распределения атмосферного давления и связанной с ними системы ветров в океанической циркуляции. Понятно, что каждое изменение этого расположения, достаточно длительное для того, чтобы водные массы успели образовать соответствующую циркуляцию, сказывается на общем режиме океана.

Мы можем также теперь подразделить поверхностные течения северной части Атлантического океана по их происхождению и силам, их вызвавшим, а именно: экваториальные течения являются дрейфовыми; Флоридское течение — стоковым, Гольфстрим — стоковым и дрейфовым течением; Атлантическое течение вплоть до северных оконечностей Шпицбергена и Новой Земли — течением и дрейфовым и стоковым в одно и то же время; Восточно-Гренландское течение — течением дрейфовым, конвекционным и стоковым; атлантические воды, спускающиеся на глубине центральной части Полярного бассейна, являются отчасти течением конвекционным и отчасти компенсационным.

Глубинные течения океана являются в некоторой степени зеркальным отображением поверхностных течений. Глубинные воды расходятся от зон погружения и стягиваются к зонам поднятия. Понятно, что физико-химические характеристики образующихся таким образом глубинных течений определяются тем, в какой именно зоне погружения данные течения образовались и в какой именно сезон.

На рис. 114 показано по Вюсту распределение соленостей на разрезе вдоль западного жолоба Атлантического океана. Из рис. 114 видно, как из северной субтропической и из южной субполярной зон погружения по направлению к экватору устремляются осолоненные воды первой зоны и опресненные воды второй зоны. Обе эти зоны, как мы видели, являются одновременно и конвекционными и динамическими зонами погружения. В течение зимы северного полушария погружение в северной субтропической зоне усиливается за счет конвекции. Летом остается только динамическое погружение. В то же время в южной субполярной области происходят обратные явления. Сезонность, однако, сказывается не только на интенсивности погружения, но и на физико-химических характеристиках погружающихся и распространяющихся в дальнейшем к экватору водных масс.

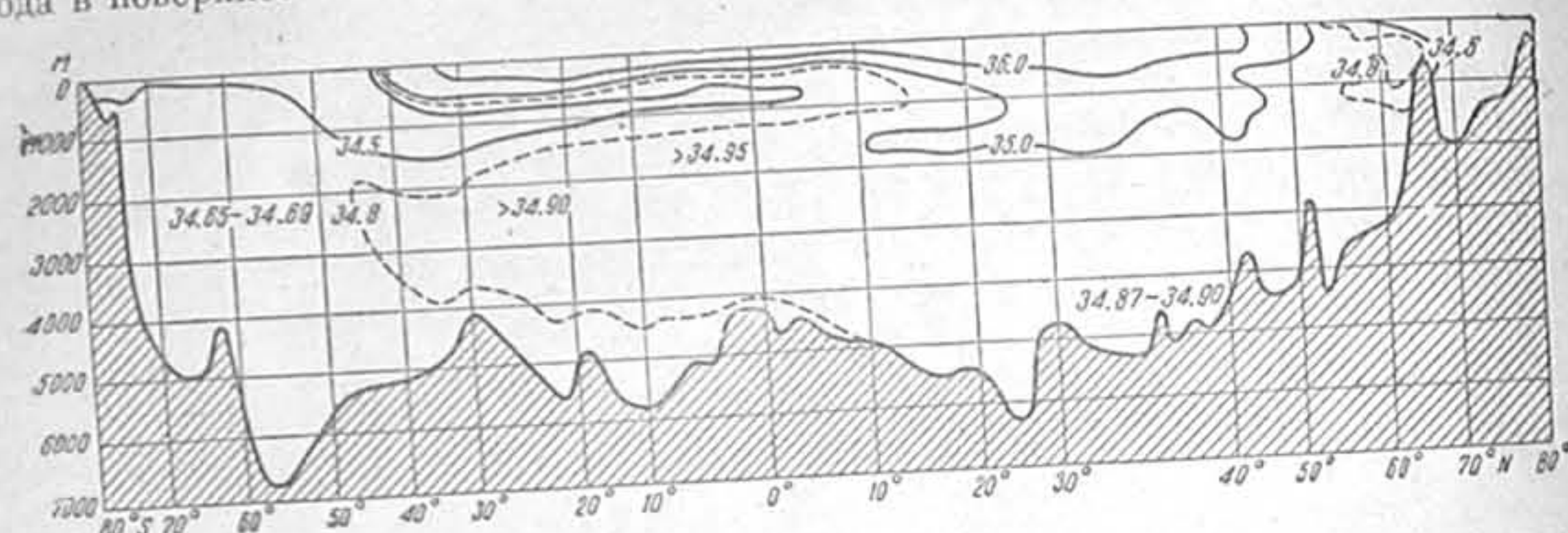
На рис. 115 показано по Ваттенбергу абсолютное содержание кислорода на продольном разрезе через Атлантический океан. Из рисунка видно, что в пределах от  $25^{\circ}$  ю. ш. до  $30^{\circ}$  с. ш. поверхностные воды океана, богатые кислородом, в результате обмена с атмосферой и фотосинтеза, подстилаются мощным обедненным кислородом слоем (содержанием меньше  $4 \text{ см}^3/\text{л}$ , ниже которого содержание кислорода увеличивается (больше  $5 \text{ см}^3/\text{л}$ )).

На рис. 116 показано по Сейвеллу относительное содержание кислорода на разрезе поперек Атлантического океана между Багамскими и Канарскими островами, приблизительно по  $25^{\circ}$  с. ш. Из рисунка видно, что весь Атлантический океан пересечен на глубине от 600 до 1200 м от поверхности моря слоем воды с относительно низким содержанием кислорода менее 60%. Обедненный кислородом промежуточный слой характерен также и для тропических и субтропических зон Тихого океана, где он гораздо мощнее по толщине и беднее по содержанию кислорода. Так, в восточной тропической зоне Тихого океана, согласно наблюдениям «Карнеги», на глубине от 100 до 400 м абсолютное содержание кислорода колебалось в пределах от 0.03 до  $0.06 \text{ см}^3/\text{л}$ , или от 0.5 до 1.0% относительного содержания. Обедненный кислородом промежуточный слой наблюдается и в Индийском океане. Глубина залегания и толщина обедненного слоя варьируется.



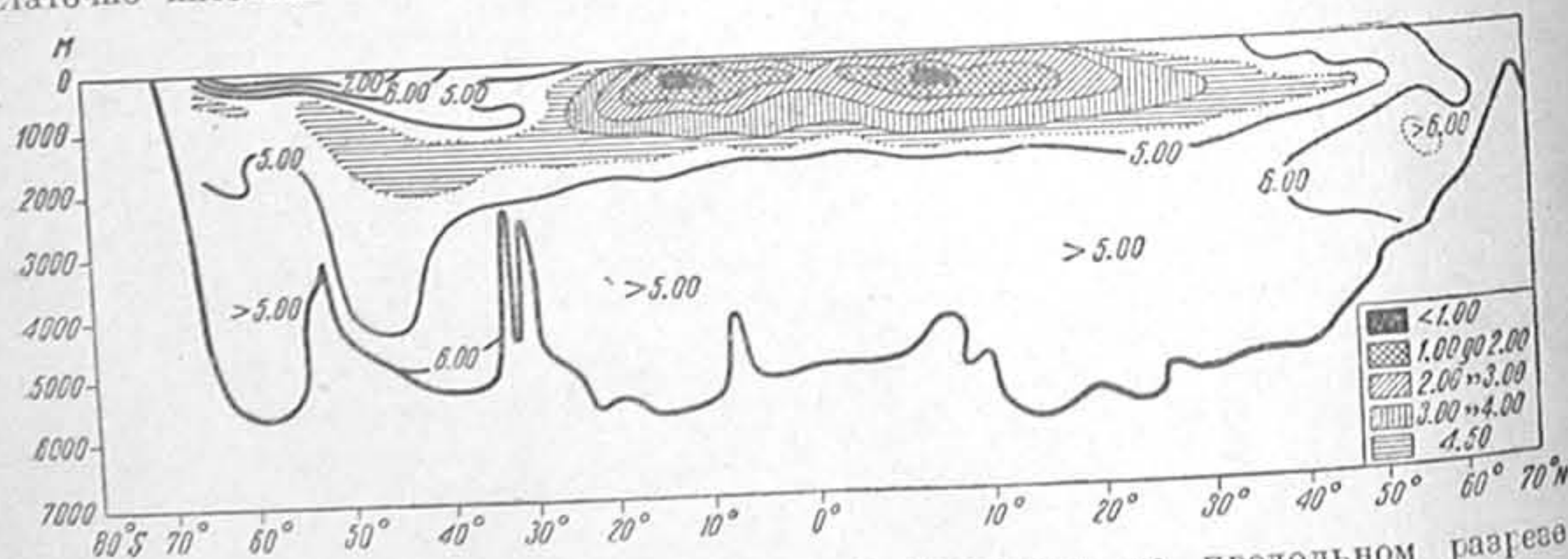
ного кислородом слоя в разных частях одного и того же океана, понятно, не одинакова и определяется местными условиями.

Общность явления для всех трех океанов показывает, что оно вызывается общими для всех трех океанов причинами. В зимнее время относительное содержание кислорода в поверхностных водах в зонах опускания колеблется около 80—90%. В летнее



114. Распределение соленостей на разрезе вдоль западного жолоба Атлантического океана.

время, благодаря усиленному фотосинтезу, относительное содержание кислорода в этих водах поднимается до 100% и более. По мере движения на глубине к экватору содержание кислорода глубинных вод постепенно уменьшается за счет дыхания организмов и процессов окисления. Наибольшее потребление кислорода, понятно, происходит на сравнительно небольших глубинах, где морские организмы еще обильны и где процессы окисления падающего сверху отмершего органического вещества достаточно интенсивны.



115. Распределение абсолютного содержания кислорода на продольном разрезе через Атлантический океан.

Наименьшее потребление кислорода происходит на наибольших глубинах.<sup>1</sup> Таким образом, в результате большого потребления кислорода при отсутствии его прихода, в промежуточных зонах океана создается обедненный кислородом промежуточный слой.

<sup>1</sup> Это явление усиливается еще тем обстоятельством, что на больших глубинах господствуют сравнительно низкие температуры, а при низких температурах все жизненные процессы, а следовательно и потребление кислорода, замедляются.

Так, к большинству жизненных проявлений оказывается применимым правило Вант Гоффа, по которому в пределах обычных температур скорость большинства химических реакций удваивается или даже утраивается при повышении температуры на 10°. Иначе тот же в сущности закон формулируется правилом суммы температур Блунка, по которому число градусо-дней для развития ряда рыб суть величина постоянная.

Этот слой по 40° з. д. Атлантического океана ближе всего к поверхности подходит в районе между 8° и 12° с. ш. (рис. 117), где происходит подъем глубинных вод, образовавшихся на поверхности океана в зонах опускания.

Более детальное рассмотрение вертикального распределения кислорода на меридиональных разрезах в Тихом и Атлантическом океанах показало, что кривые содержания кислорода имеют волнистый характер.

На рис. 118, являющемся сводкой соответствующих графиков Сейвелла для гидрологических разрезов по 40° з. д., верхняя кривая представляет собою среднее абсолютное содержание кислорода в богатом кислородном глубинном слое, начиная от нижней границы бедного кислородом промежуточного слоя и до глубины 2000 м.

Сплошная нижняя кривая представляет среднее абсолютное содержание кислорода на том же разрезе в слое, заключенном между 5° и 15° изотермами, и, наконец, нижняя пунктирная кривая представляет собою среднее абсолютное содержание кислорода в обедненном промежуточном слое на том же разрезе.

Нижние кривые, как видим, совершенно подобны. Верхняя кривая обнаруживает такие же волны, как и нижняя, но эти волны по фазе смещены. Кроме того, на верхней кривой между 2° и 26° с. ш. введено 5, а на нижних 6 таких волн.

Объяснение происхождения кислородных волн дано Ваттенбергом, который указал, что волны кривых содержания кислорода, повидимому, соответствуют сезонным максимумам и минимумам содержания кислорода в районах океана, где соответствующие воды с поверхности океана опускаются на глубину. Таким образом, если воды в зонах опускания спускаются на глубину в течение круглого года — летом более богатые и зимой менее богатые кислородом — и если потребление кислорода на пути этих вод процессами дыхания и окисления остается приблизительно одинаковым, то максимумы и минимумы могут сохраняться достаточно длительное время. Отсюда расстояния между двумя последовательными максимумами или минимумами, по Ваттенбергу, должны указывать средние расстояния, пройденные водами в направлении разреза в течение одного года. Это дает возможность подсчитать среднюю скорость (точнее — составляющую скорости в направлении разреза) данных вод в течение года.

Далее, рассматривая кислородные кривые, мы видим, что максимумы и минимумы обедненного кислородом слоя неуклонно понижаются с севера на юг и с юга на север по направлению к району между 8° и 12° с. ш. Отсюда по уменьшению максимумов и минимумов, свидетельствующему о сравнительной «старости» вод, нетрудно подсчитать годовое потребление кислорода из обедненного слоя.

В табл. 136 приведены соответствующие вычисления Сейвелла для обедненного кислородом слоя в Атлантическом океане по 40° з. д.

Такого же порядка цифры получены Сейвеллом для кислородных максимумов. На рис. 119 показаны средние скорости обедненного и богатого кислородом слоя, вычисленные Сейвеллом на основании кривых рис. 118. Из этого рисунка видим, что по мере приближения к району 8°—12° с. ш. как северные, так и южные скорости обедненного слоя в общем уменьшаются. Скорость нижнего богатого кислородом слоя, как и следовало ожидать, несколько больше.<sup>1</sup>

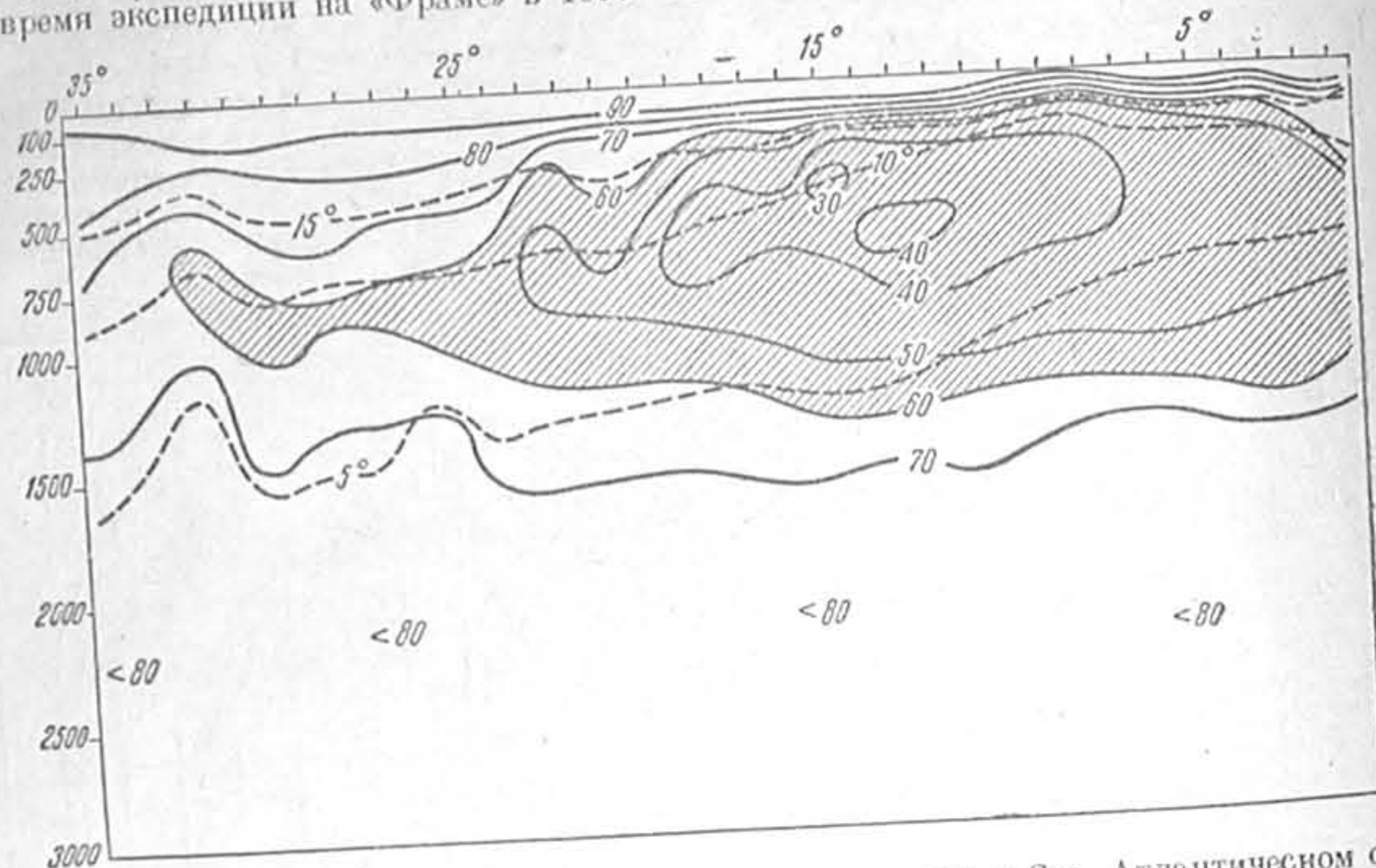
Как уже указывалось, в Тихом океане также обнаружен обедненный кислородом промежуточный слой и такие же «кислородные волны». Однако отличительной чертой Тихого океана по сравнению с Атлантическим является то, что этот слой здесь

<sup>1</sup> Диканом тем же методом Ваттенберга было получено, что северные составляющие скорости обедненного кислородом слоя в Южном Атлантическом океане повышаются от 2.6 см/сек у 40° ю. ш. до 5 см/сек у 7° ю. ш.



гораздо мощнее по толщине и беднее по содержанию кислорода. Еще Шмидт приписал это обстоятельство не столько большому потреблению кислорода, сколько меньшей скорости циркуляции и большей старости вод промежуточного слоя Тихого океана.

В центральной части Северного Ледовитого океана, как это доказано Нансеном во время экспедиции на «Фраме» в 1893—96 гг., мы имеем ярко выраженный промежуточный слой.



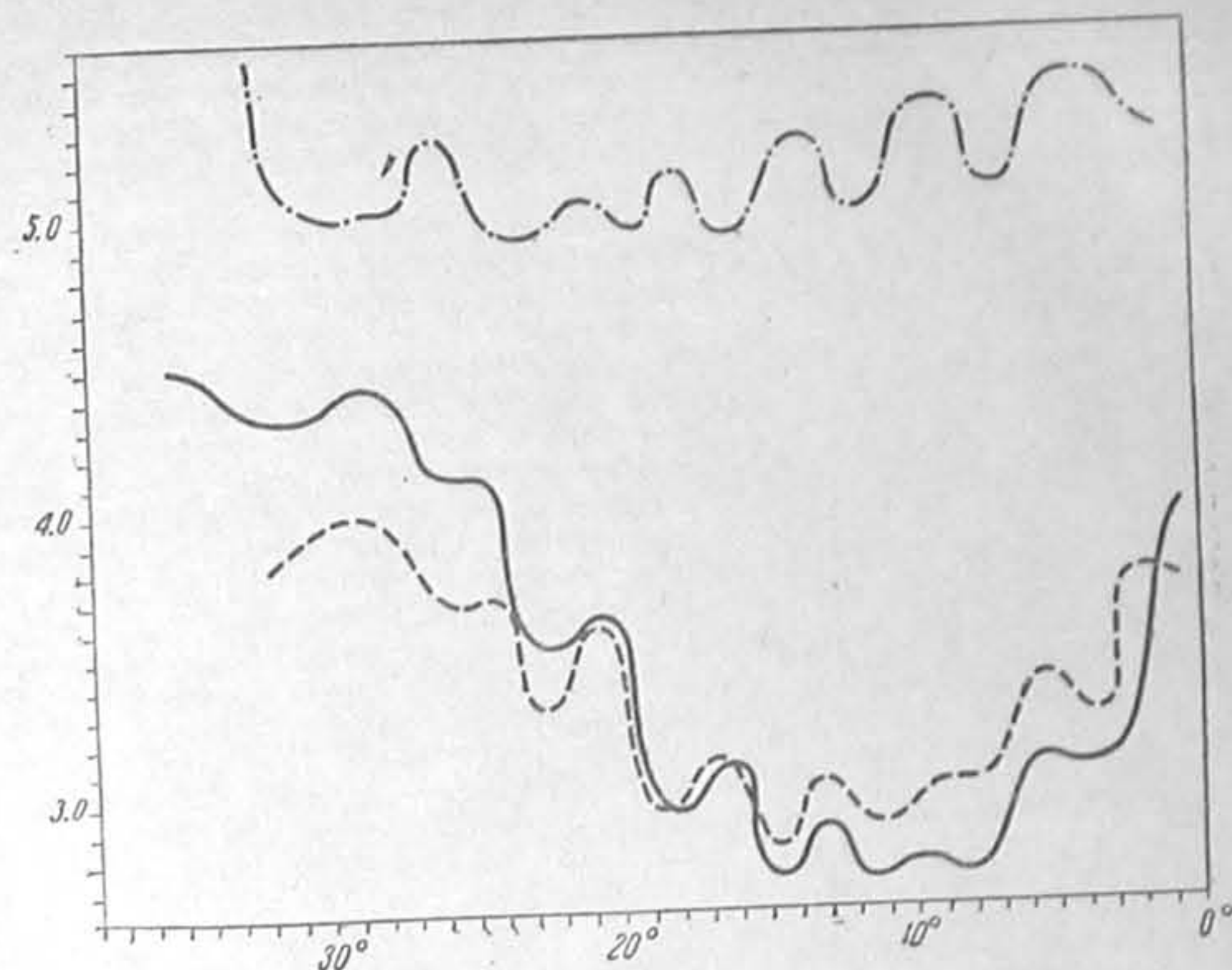
117. Распределение относительного содержания кислорода в Сев. Атлантическом океане на разрезе приблизительно по 40° в. д. по Сейвеллу. Сплошные линии — изоксигены, прерывистые линии — изотермы.

жужоный теплый слой атлантического происхождения, двигающийся с запада на восток вдоль материкового склона евразийского побережья.

В табл. 137 приведены некоторые данные гидрологической станции «Садко» № 99, сделанной 13 сентября 1935 г. на 82°41' ш. и 87°03' в. д. на глубине 2350 м, т. е. в глубокой центральной части Северного полярного бассейна.

Таблица 136

Северная широта минимума кислорода	Средняя северная широта	Среднее $O_2$ $\text{с. м}^3/\text{л}$	Годовое поглощение кислорода		Расстояние в морских милях	Скорость (см/сек)	Направление потока
			$\text{см}^3/\text{л}$	$\text{см}^3/\text{см}^2$			
31°30'	28°30'	3.82	0.44	9.6	360	2.1	Южн.
25°30'	23°57'	3.68	0.63	37.3	186	1.1	»
22°24'	20°15'	3.33	0.43	36.6	258	1.5	»
18°06'	16°27'	2.95	0.34	36.1	198	1.2	»
		2.82					
11°06'	9°24'	2.88	0.31	35.5	204	1.2	Сев.
7°42'	5°51'	3.02	0.42	47.1	222	1.3	»
4°00'		3.25					



118. Колебания абсолютного содержания кислорода в Сев. Атлантическом океане по 40° в. д. по Сейвеллу.

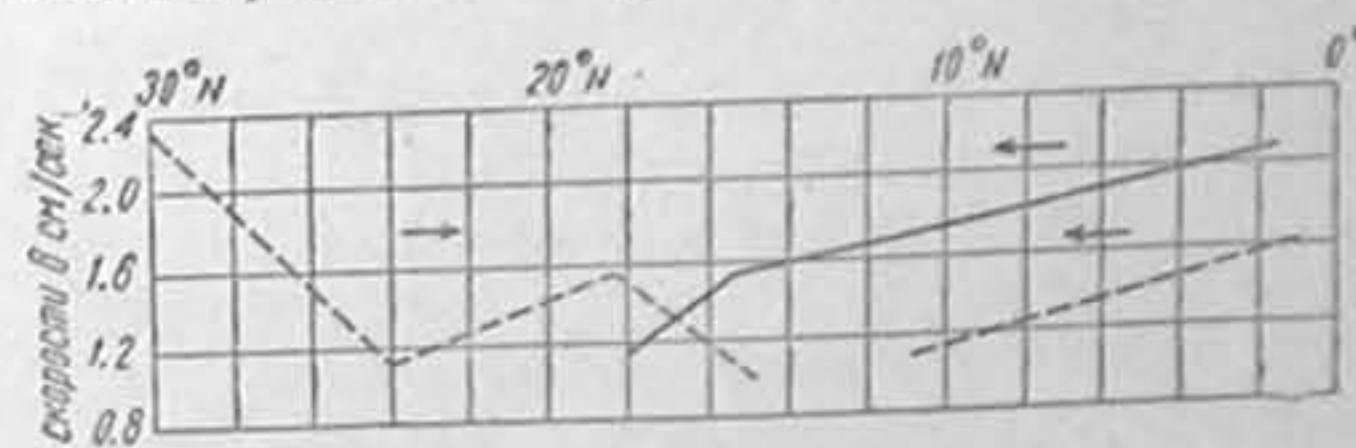
Таблица 137

Глубина (в м)	$t^\circ$	$S^\circ/\text{о}$	$O_2$	$O_2\%$
300	+2.68	34.85	7.53	94.0

Надо считать, что воды, образовавшие на этой станции теплый промежуточный слой, вошли в Северный Ледовитый океан в районе к северу от Шпицбергена, приблизительно около 80° ш. и 10° в. д., т. е. по крайней мере на 750 миль западнее, и их «возраст», считая от момента погружения с поверхности океана, не менее двух лет, и тем не менее обедненный кислородом промежуточный слой здесь выражен значительно слабее, чем в тропических зонах Атлантического океана, что надо объяснить меньшими температурами и меньшим развитием органической жизни в этом слое.

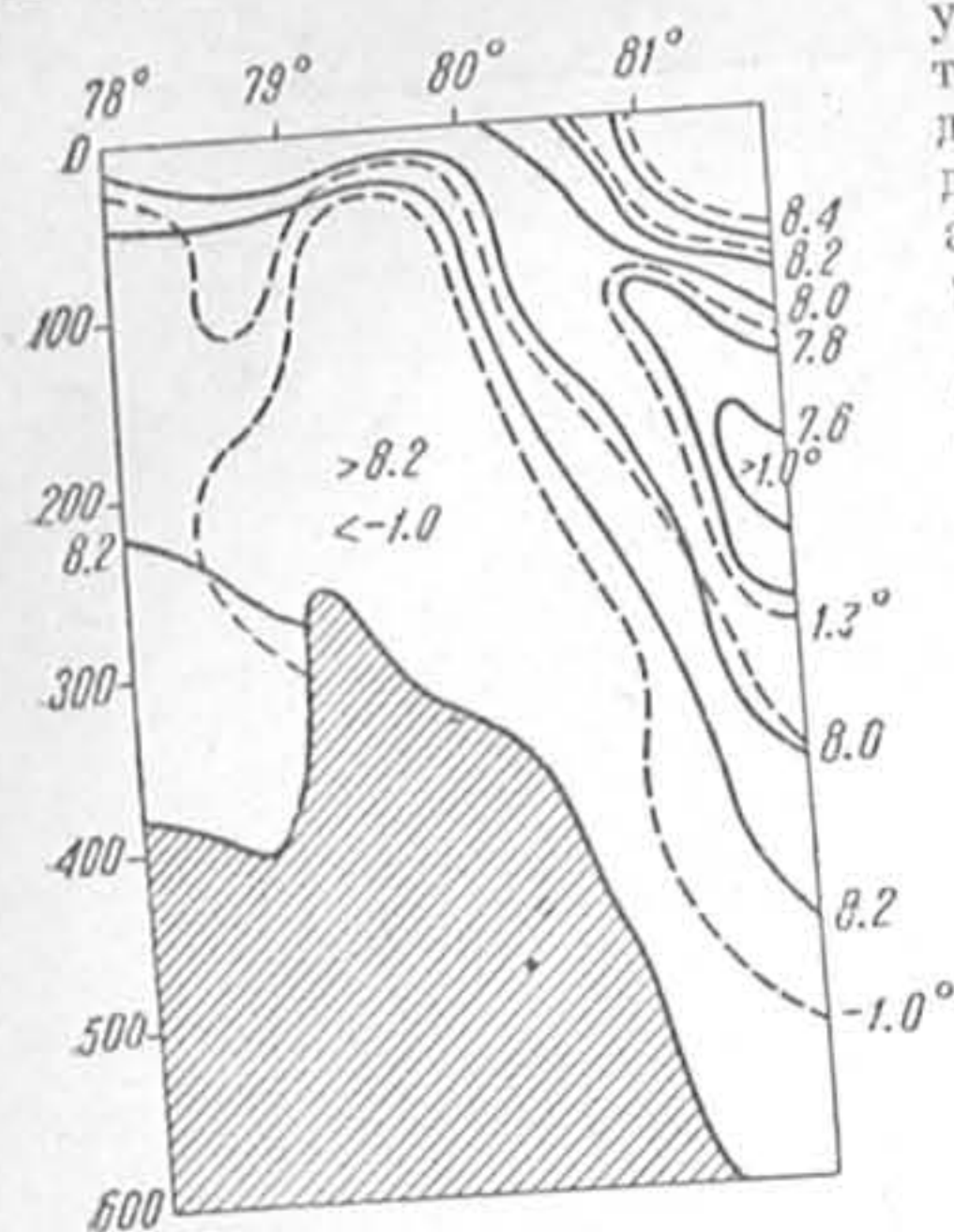
На рис. 120 показан меридиональный (приблизительно по 72° в. д.) разрез в северной части Карского моря, сделанный «Садко» в сентябре 1935 г. На этом разрезе изоксигены параллельны изотермам, и видно, как обедненный кислородом и теплый слой атлантических вод вклинивается с севера в воды Карского моря.

Наблюдений в глубоких частях Северного Ледовитого океана сделано еще слишком мало для того, чтобы можно было судить о наличии здесь кислородных волн. Возможно, что в этих районах будут обнаружены также и сезонные температурные волны, образующиеся в силу сезонности температур в зоне опускания. Некоторые



119. Средние скорости в см/сек движения вдоль 40° в. д. в Сев. Атлантическом океане бедного промежуточного слоя (пунктир) и богатого глубинного (до 2000 м) слоя (сплошная линия), вычисленные Сейвеллом по кислородным максимумам и минимумам. Направление горизонтальных движений показано стрелками.





120. Разрез «Садко» в северной части Карского моря приблизительно по 72° в. д. в сентябре 1935 г. Сплошные линии — изопиксы, прерывистые — изотермы.

указания на это уже выявляются из рассмотрения температур атлантических вод, наблюдавшихся в различные годы в жолобе к западу от мелководья Садко в Карском море, где атлантические воды больше всего проникают на юг.

Весьма интересны результаты наблюдений «Красина» на 73°30' с. ш. и 175°30' з. д., глубина 154 м, 10 сентября 1935 г. (табл. 138.).

В этой таблице обращают на себя внимание резкое повышение температуры и солёности и резкое понижение содержания кислорода в придонном слое.

Как справедливо отмечает Ратманов, в прилегающих областях Берингова моря такие солёности встречаются лишь на глубинах свыше 500 м, между тем как глубина Берингова пролива не превышает 50 м.

Таким образом, наблюдения «Красина» подтвердили высказывавшиеся ранее предположения о проникновении тёплых атлантических вод в Северном полярном бассейне вдоль материкового склона евразийского побережья по крайней мере до меридиана Берингова пролива. Это предположение подтверждается ещё более тем, что эти воды на станции «Красина» весьма обеднены кислородом, что доказывает, как мы видели, их большую «старость». Их возраст не менее 4—5 лет.

Таблица 138

Глубина (в м)	0	10	25	50	100	154
$t^{\circ}$	—0.60	—1.25	—1.46	—1.70	—1.66	—0.04
$S_{100}^{0/100}$	6.13	27.12	30.97	32.56	32.97	34.47
$O_2$	9.35	7.44	8.15	5.93	4.66	2.43
$O_2\%$	92.75	84.25	94.43	69.19	54.56	30.07

## § 44. Понятие о водных массах

Как мы видели, во всей глубине океана одновременно создаются и уничтожаются гидрологические градиенты. На одних глубинах преобладает созидание, на других уничтожение градиентов, и это отражается на вертикальном распределении гидрологических элементов и создаёт расслоение океана.

Рассматривая кривые вертикального распределения какого-нибудь гидрологического элемента на какой-нибудь станции, по самому виду этих кривых мы можем судить о том, на каких именно глубинах и в какой именно сезон преобладает созидание и на каких и когда — уничтожение гидрологических градиентов. Там, где эти кривые приближаются к горизонтальности, преобладает созидание и там, где эти кривые приближаются к вертикали, — уничтожение.

Как правило, в поверхностных слоях моря в светлое время дня и года преобладает созидание и в темное — уничтожение гидрологических градиентов. Поэтому в поверхностных слоях в летнее время изолинии всех гидрологических элементов становятся почти горизонтальными, а в зимнее время почти вертикальными.

Исключение в этом отношении представляет самый поверхностный слой океана, где действует ветровое перемешивание, уничтожающее вертикальные градиенты в любое время года.

В глубинных слоях океана мы имеем дело почти исключительно с турбулентным перемешиванием, вызываемым градиентами скоростей. Отсюда большая или меньшая горизонтальность кривых вертикального распределения гидрологических элементов (не изменяемых жизнедеятельностью морских организмов) отчасти указывает нам на соотношения между устойчивостью и вертикальными градиентами скорости морских течений на данных глубинах, а следовательно, отчасти, и на самые скорости этих течений.

Наконец, в наиболее глубоких частях океана мы встречаемся с придонным конвекционным перемешиванием, обусловленным нагреванием придонных слоев моря, теплом земли и процессами радиоактивного и биохимического распада на дне моря.

Но процесс уничтожения гидрологических градиентов в то же время является процессом созидания водных масс, характерным признаком которых как раз и является их однородность. Раз создавшиеся водные массы в течение длительного времени сохраняют (вернее, медленно изменяют) свои характеристики именно потому, что даже сравнительно небольшие градиенты скорости вызывают их полное перемешивание.

Все глубинные водные массы океана создаются где-нибудь у его поверхности, главным образом в результате вертикальной зимней циркуляции, и затем уже морскими течениями переносятся в другие районы. Здесь, внедряясь в отличные от них воды другого происхождения, они создают на поверхностях раздела большие градиенты гидрологических элементов и, благодаря наличию градиентов скорости, зоны турбулентного перемешивания. В то же время те же или даже меньшие градиенты скорости внутри той же самой однородной массы влекут за собой ее полное перемешивание. По мере своего продвижения все глубже и глубже в чуждые воды данная водная масса, благодаря турбулентному перемешиванию с прилегающими водными массами, постепенно уменьшает свои поперечные (относительно оси течения) размеры и, сохраняя свою однородность, постепенно изменяет свои основные характеристики.

Таким образом, вертикальное распределение гидрологических элементов, или, другими словами, переслоенность вод океана, в основном создается в море перемешиванием и морскими течениями, причем последние вызывают и сопровождаются первым. В большинстве случаев главную роль в этом отношении играет именно перемешивание, так как морские течения, как таковые, могут отсутствовать, градиенты же скорости, а следовательно и турбулентное перемешивание, действуют. Действительно, как указывалось, приливо-отливные явления, наблюдающиеся на всех глубинах, могут создавать достаточные для перемешивания градиенты скорости даже на больших глубинах океана. Удобно поэтому во многих отношениях для послышного подразделения океана на соответствующие зоны базироваться именно на перемешивании.

Зона ветрового перемешивания распространяется от поверхности моря и до глубины 10—50 м в зависимости от устойчивости поверхностных слоев и от размеров бассейна. Понятно, что чем меньше данный бассейн, тем меньше размеры волн и тем меньше глубина проникновения ветрового перемешивания.

Зона ветрового перемешивания обычно отделяется от нижележащих слоев слоем скачка удельного объема, созданным разностью температур. Устойчивость этого слоя, постепенно увеличиваясь, достигает своего максимума к концу летнего нагрева.

Вертикальное распределение гидрологических элементов в самой зоне ветрового перемешивания отличается большой изменчивостью. После



сильных и длительных штормов вся зона становится совершенно однородной. После прекращения ветра действие внешних и внутренних факторов, играющее в поверхностных водах наибольшую роль, создает вертикальные градиенты гидрологических элементов с тем, чтобы при последующем ветре эти градиенты опять были уничтожены. Хотя ветровое перемешивание и не распространяется глубоко, но некоторые моря, как, например, Азовское, лежат полностью в зоне ветрового перемешивания.

Зона конвекционного перемешивания распространяется от поверхности моря и до очень больших глубин. Обычно она образуется в связи с вертикальной зимней циркуляцией, хотя в отдельных случаях (в тропической и субтропической областях) она создается и в результате осолонения при испарении. Наиболее ярко зона конвекционного перемешивания выражена в зимнее время, когда она совершенно уничтожает зону ветрового перемешивания. В летнее время зона конвекционного перемешивания очень часто наблюдается в виде холодного промежуточного слоя, который в умеренных широтах к концу лета может исчезнуть совсем.

Нижняя граница зоны конвекционного перемешивания, как указывалось, колеблется в широких пределах в зависимости от местных условий. В Северном полярном бассейне она лежит на 150—250 м, в окраинных морях советской Арктики, где поверхностные воды очень распреснены, она лежит в пределах 25—100 м, в южных частях Баренцева моря, где воды очень однородны, она спускается до дна, т. е. до глубин в отдельных участках свыше 300 м. На Черном море она располагается на глубинах 150—250 м, а в таких морях, как Средиземное и Красное, спускается до самого дна.

Таким образом, если Азовское море лежит полностью в одной зоне ветрового перемешивания, то Средиземное и Красное моря лежат полностью в двух зонах: ветрового и конвекционного перемешивания.

Зона конвекционного перемешивания, включающая в себя зону ветрового перемешивания, является наиболее активной зоной океана. В ней наблюдаются сезонные колебания гидрологических элементов. По аналогии с атмосферой именно эту зону Дефант называет тропосферой океана, в противоположность более глубоким слоям, называемым им стратосферой. Зона конвекционного перемешивания отделяется от ниже лежащих зон слоем температурного и соленостного скачка.

Зона турбулентного перемешивания расположена ниже нижней границы зоны конвекционного перемешивания. В зависимости от происхождения водных масс и морских течений вертикальные градиенты гидрологических элементов могут здесь колебаться в значительных пределах: отсутствовать внутри каждой отдельной водной массы и достигать больших значений у поверхностей раздела.

Большая часть Мирового океана включает в себе три перечисленных зоны перемешивания: ветрового, конвекционного и турбулентного. Но в наиболее глубоких впадинах Мирового океана, а также в изолированных и почти изолированных морях, как Каспийское и Черное, у самого дна наблюдается зона конвекционного перемешивания, отличающаяся однородностью по солености, некоторым повышением температуры по направлению ко дну и, как следствие, отрицательной устойчивостью. Таким образом, глубокие впадины Мирового океана и такие моря, как Каспийское и Черное, включают в себя все четыре основные зоны перемешивания.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Наблюдения станции «Северный полюс» 1937—1938 гг. впервые показали, что в Северном Ледовитом океане также существует зона глубинного конвекционного перемешивания.

Водные массы, как мы видели, образуются в основном у поверхности океана и затем морскими течениями переносятся на глубину и в другие районы. Здесь они долго сохраняют свои характеристики, главными из которых при современном запасе сведений служат: температура, соленость, содержание кислорода, углекислоты и углекислого кальция.

В наиболее глубоких слоях океана соленость водных масс изменяется только от их смешения с другими массами. Температура здесь может слегка изменяться придонными процессами.

В промежуточных слоях и температура и соленость меняются только от смешения с другими слоями.

Содержание кислорода как в наиболее глубоких, так и в промежуточных слоях океана с течением времени, благодаря непрерывному, при отсутствии прихода, потреблению, может только понижаться. Так как даже наиболее глубокие слои океана были когда-то сформированы на его поверхности, то отсюда содержание кислорода является, как мы видели, известным меритом «старости водных масс». Чем меньше содержание кислорода, тем раньше, при прочих равных условиях, данные водные массы покинули поверхность моря.

Содержание свободной углекислоты в общем обратно содержанию кислорода. Поверхностные слои океана в светлое время года при усиленной фотосинтетической деятельности обеднены углекислотой, и по содержанию углекислоты здесь отчасти можно судить о нижней границе распространения фотосинтеза. В промежуточных слоях, изолированных от атмосферы поверхностными слоями, содержание углекислоты, благодаря жизнедеятельности организмов, повышается. Поэтому в общем, чем больше содержание углекислоты в промежуточных и глубоких слоях, тем старше данные воды.

Содержание углекислого кальция в поверхностных слоях открытого океана изменяется деятельностью морских организмов, извлекающих углекислый кальций для построения своих скелетов и раковин, и образованием морских льдов, при каковом процессе, как увидим ниже, углекислый кальций в избыточном количестве как бы вмерзает в морской лед.

Как мы видели в § 4, морская вода при одном и том же абсолютном содержании углекислого кальция может быть им пересыщена, если ее температура высока, и недосыщена, если ее температура низка. Извлечение из морской воды углекислого кальция организмами проходит тем легче, чем выше насыщение. Морские воды в свою очередь тем сильнее растворяют углекислый кальций донных отложений и берегов, чем меньше они насыщены углекислым кальцием. Поэтому в теплых поверхностных водах низких широт создаются благоприятные условия для кальциевых организмов. Путь Гольфстрима и Атлантического течения можно проследить по преобладанию глобигериновых илов.

В поверхностных водах средних широт Атлантического океана насыщение углекислым кальцием достигает 140—150%, в Гренландском море, по Чигирину, оно опускается до 105—115%, а в северных широтах Карского моря даже до 90—98%. Глубинные воды, как правило, если их температура ниже, менее насыщены углекислым кальцием, чем поверхностные.

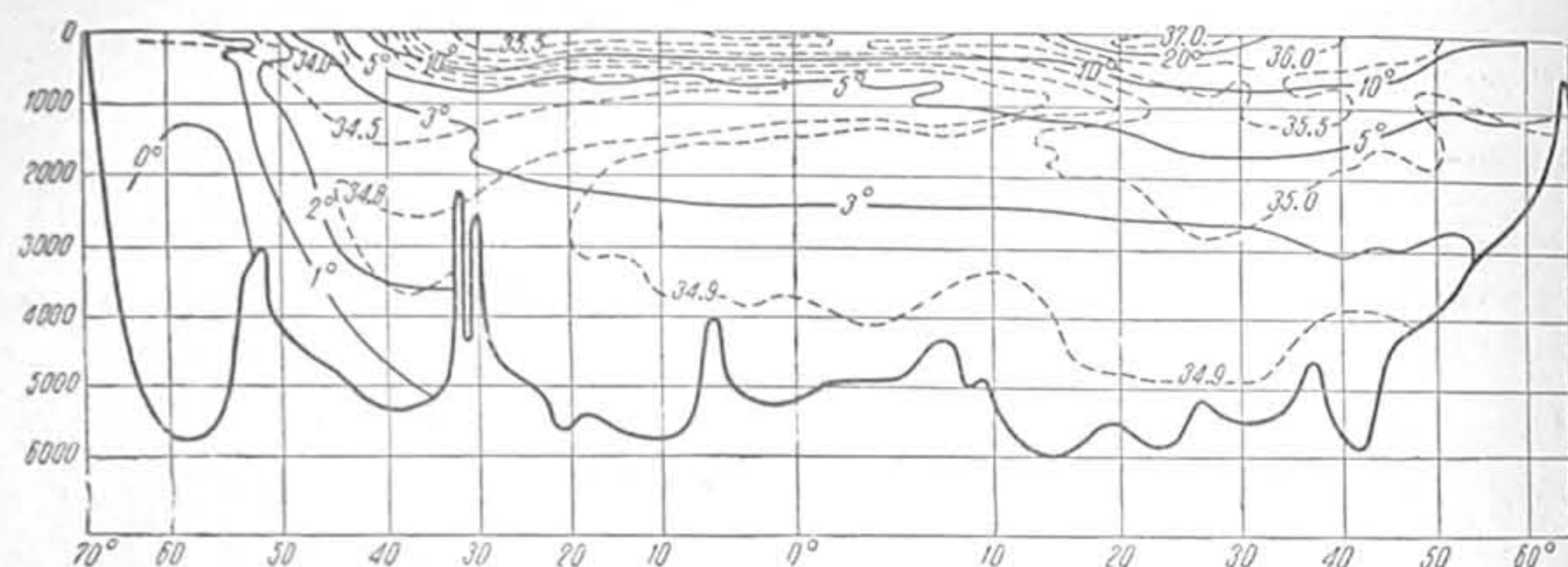
В поверхностных водах низких широт усиленно развиваются кальциевые организмы. Их скелеты и раковины по их отмиранию опускаются на глубину в менее насыщенные углекислым кальцием воды и или растворяются, или при избытке образуют донные отложения. Глубинные воды, обогащенные в результате этого процесса углекислым кальцием, после того как они подымутся к поверхности океана и нагреются, могут оказаться пересыщенными углекислым кальцием, и таким образом могут вновь создаться благоприятные условия для кальциевых организмов. Параллельно этому процессу идет вынос в умеренные и низкие широты углекислого кальция вместе с морскими льдами, включающими в себя избыточные по сравнению с другими солями его количества.

В верхних слоях океана температура, содержание кислорода и углекислого кальция подвержены большим сезонным изменениям, а соленость, если исключить прибрежные и ледовые районы, — малым. Действительно, соленость вдали от берегов изменяется только испарением и осадками.



Поэтому соленость в море является наиболее консервативной характеристикой и ее обычно ставят в основу классификации водных масс.

На рис. 121 и 122 показаны схематические меридиональные разрезы по восточному жолобу Атлантического океана от Антарктики до Исландского порога по Вюсту и от 20° ю. ш. до 20° с. ш. для верхних слоев океана по Дефанту. Приблизительно между 8° южной и 8° северной широты лежит неглубокий

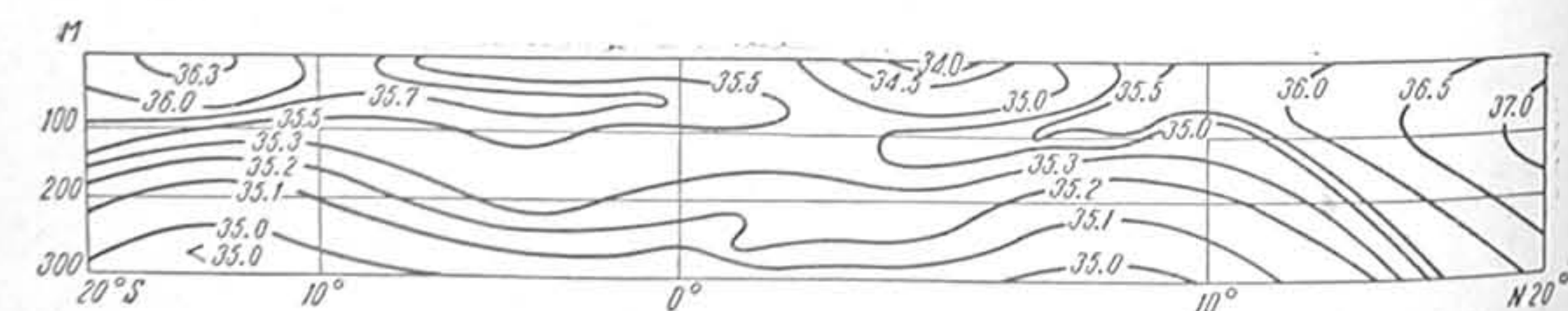


121. Распределение температуры и солености в восточном жолобе Атлантического океана от Антарктики до Исландского порога по Вюсту.

бокий до 100 м пояс вод пониженной солености (менее 35.0‰) и пониженного содержания кислорода, обусловленный своим происхождением отчасти положительному пресному балансу, отчасти выходу на поверхность подповерхностных, менее соленых вод. Этот пояс составляет экваториальные воды.

По обе стороны экватора расположены пояса повышенной солености от 35.5 до 37.0‰, обусловленные отрицательным пресным балансом. Это — тропические воды, простирающиеся от 4° до 52° с. ш. и до глубины 1300 м в северном полушарии и от 2° с. ш. до 38° ю. ш. и до глубины 200 м в южном полушарии.

В нижних своих слоях тропические воды чрезвычайно обеднены кислородом.



122. Распределение солености в верхнем 300-метровом слое восточной части Атлантического океана между 20° северной и 20° южной широты.

Экваториальные и тропические воды лежат на собственно-атлантических водах соленостью 35.0—35.5‰, простирающихся от Исландского порога до 37° ю. ш., причем в южном полушарии их глубина всего около 300 м, в то время как около 30° с. ш. они спускаются до 2500 м.

В промежуточных слоях южного полушария основную роль играет клин субантарктических вод соленостью меньше 34.5‰, простирающийся в восточном жолобе Атлантического океана до экватора (в западном даже севернее) и доходящий до глубины 1500 м.

Южно-полярная впадина между Антарктикой и 50° ю. ш. почти от поверхности и до дна заполнена однородными антарктическими водами соленостью ниже 34.7‰.

На остальных глубинах Атлантический океан почти полностью заполнен глубинными атлантическими водами соленостью от 34.8 до 35.0‰, создавшимися главным образом в результате смешения собственно-атлантических вод, вклинивающихся между субантарктическими и антарктическими водами, и только отчасти в западных высоких умеренных широтах у Ньюфаундленда создавшимися в результате смешения собственно-атлантических и поверхностных арктических вод низкой солености и температуры. На промежуточных глубинах северо-восточной части океана некоторую роль играют соленые и теплые средиземноморские воды, влияние которых иногда прослеживается вплоть до Британских островов.

Переходя далее на север в Северно-Европейское море, у берегов Гренландии мы находим поверхностные арктические воды, образованные в результате периодического образования и таяния льдов; их температура ниже 0°, соленость ниже 34.0‰ и содержание кислорода выше 8 см³/л. Поверхностные воды у берегов Норвегии и Шпицбергена состоят из атлантических вод соленостью более 35.0‰. Вся глубинная часть Норвежского (рис. 125) и Гренландского (рис. 126) морей заполнена глубинными арктическими водами низкой температуры и соленостью от 34.9 до 35.0‰, с очень высоким содержанием кислорода, образовавшимися в результате вертикальной зимней циркуляции, опускания в центре моря и сползания, главным образом в зимнее время, тяжелых охлажденных вод по материковому склону.

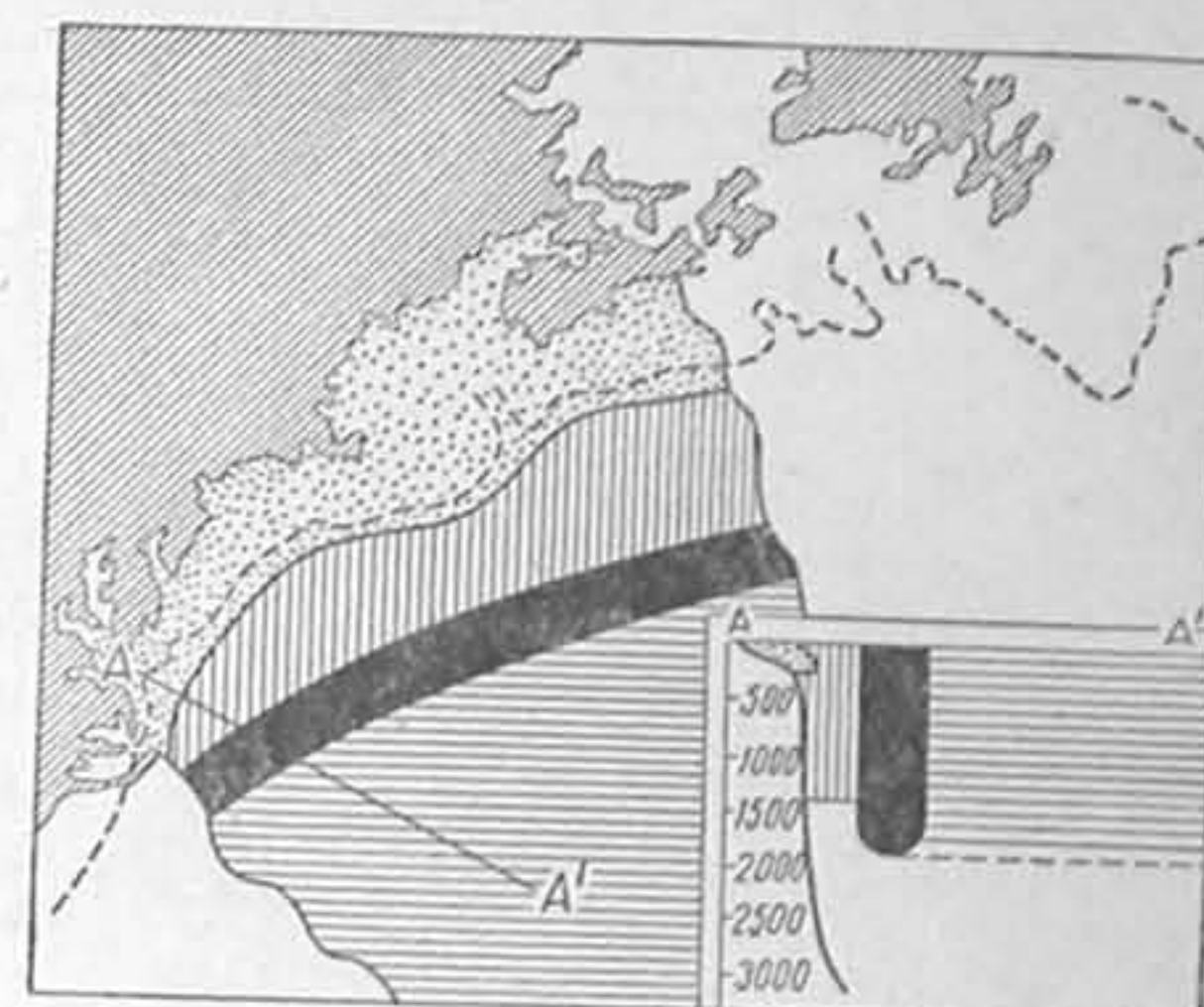
Те же три основных класса вод наблюдаются и в центральной части Северного полярного бассейна с той лишь разницей, что теплые атлантические воды, относительно соленые и обедненные кислородом, здесь вклиниваются между поверхностными и глубинными арктическими водами.

Кроме перечисленных основных классов водных масс, континенты окаймлены сравнительно узкой полосой прибрежных вод, соленость и температура которых колеблются в широких пределах.

Каждому из основных классов вод Атлантического океана свойственны также свои пределы температуры и глубины распространения, как это видно из табл. 139.

В этой классификации, поскольку это возможно, отражены не только характеристики водных масс по температуре, солености, содержанию кислорода и глубине залегания, но и зоны их происхождения.

На рис. 121 и в табл. 139 обращает на себя внимание, во-первых, сравнительная однородность Атлантического океана по солености и, во-вторых, весьма малая площадь, занятая на вертикальных сечениях океана водой



123. Схема горизонтального распределения водных масс в районе Нова-Скотия — Бермуды — Чесапик-бэй, по Иселину.

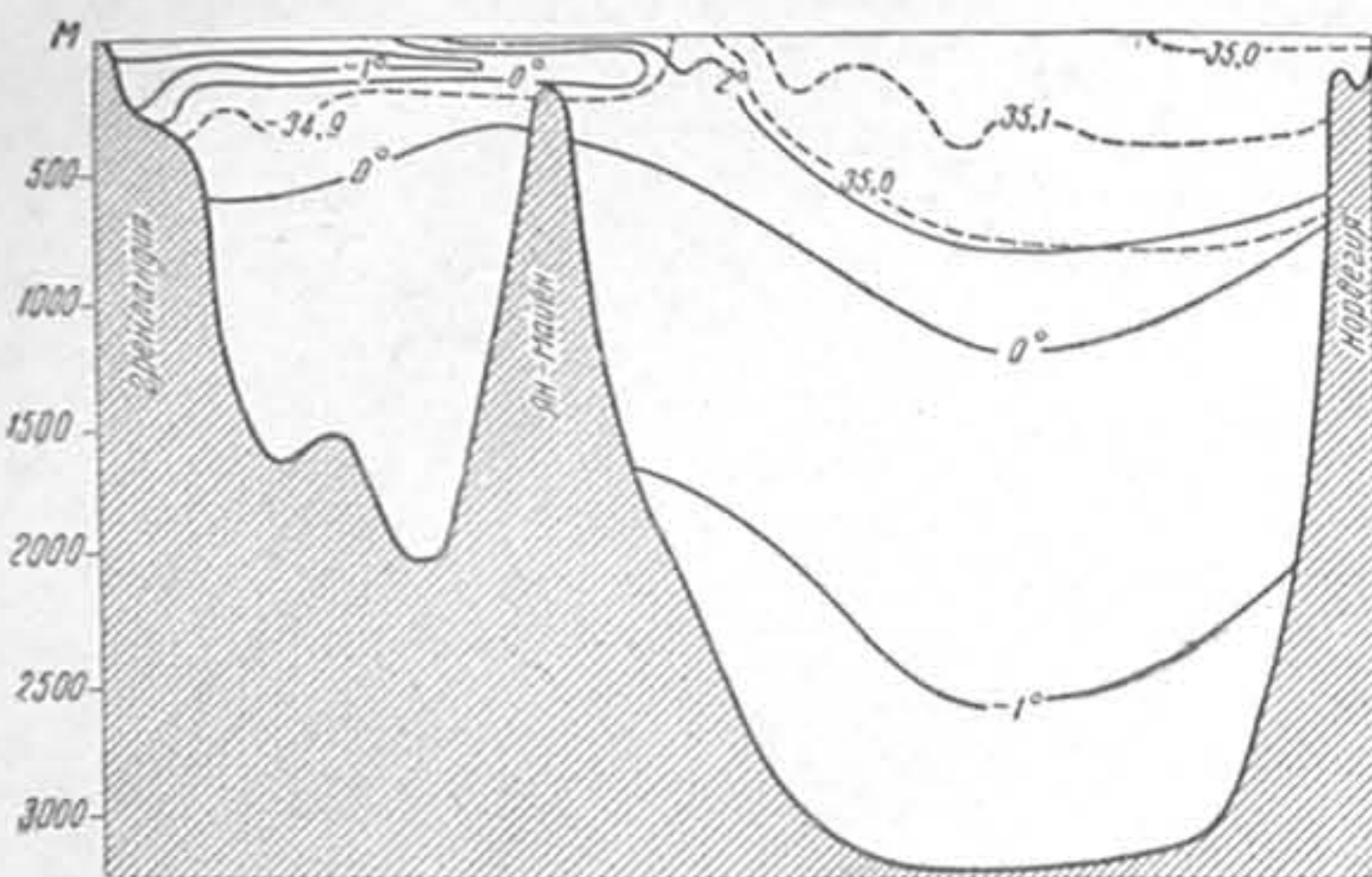


В течение года тропические поверхностные воды вместе с движением Солнца периодически перемещаются то к северу, то к югу. Кроме того, благодаря периодическим изменениям в тепловом и пресном балансе, поверхностные воды районов, прилегающих к периферии тропических вод, то приобретают, то теряют тропические свойства, что вызывает значительные перемещения поверхностных изотерм и изохалин по направлению то к одному, то к другому полюсу.

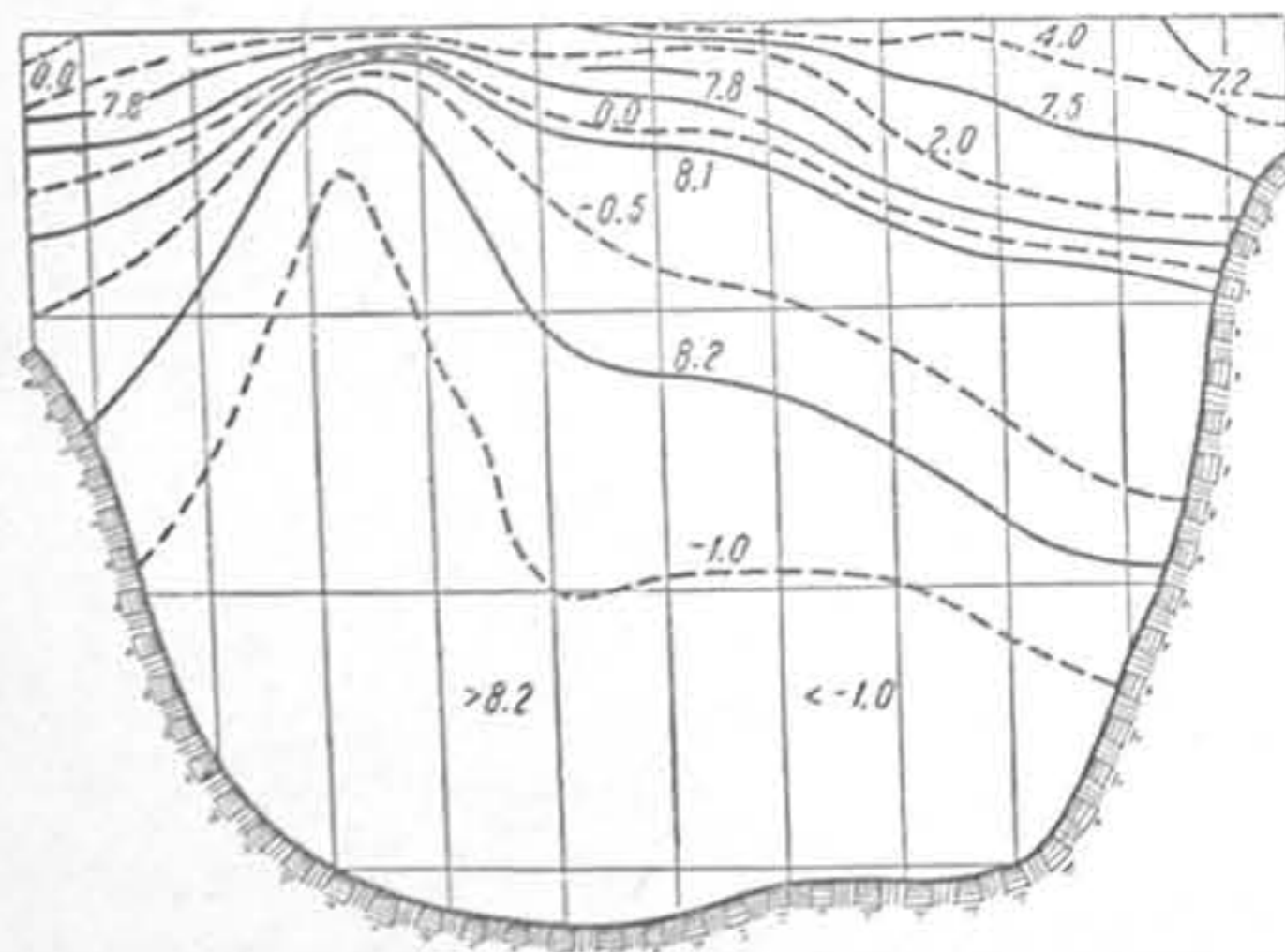
В обеих приполярных областях также несимметрично по отношению к полюсам расположены поверхностные полярные арктические и антарктические воды, отличающиеся весьма низкими температурами (около температуры замерзания) и пониженной соленостью ниже  $33^{\circ}_{00}$ . Эти воды обусловлены отрицательным тепловым балансом и положительным пресным.

Полярные воды занимают больший объем и больше распространяются по направлению к экватору в зимнее время. В летнее время полярные воды отступают к полюсам и объем их уменьшается.

Между тропическими (положительный тепловой и отрицательный пресный балансы) и полярными (отрицательный тепловой и положительный пресный балансы) массами лежат зоны океана, где тепловой и пресный балансы



125. Распределение температуры и солености на разрезе между Гренландией и Норвегией приблизительно по  $70^{\circ}$  с. ш. по Нансену и Гелланд-Гансену.



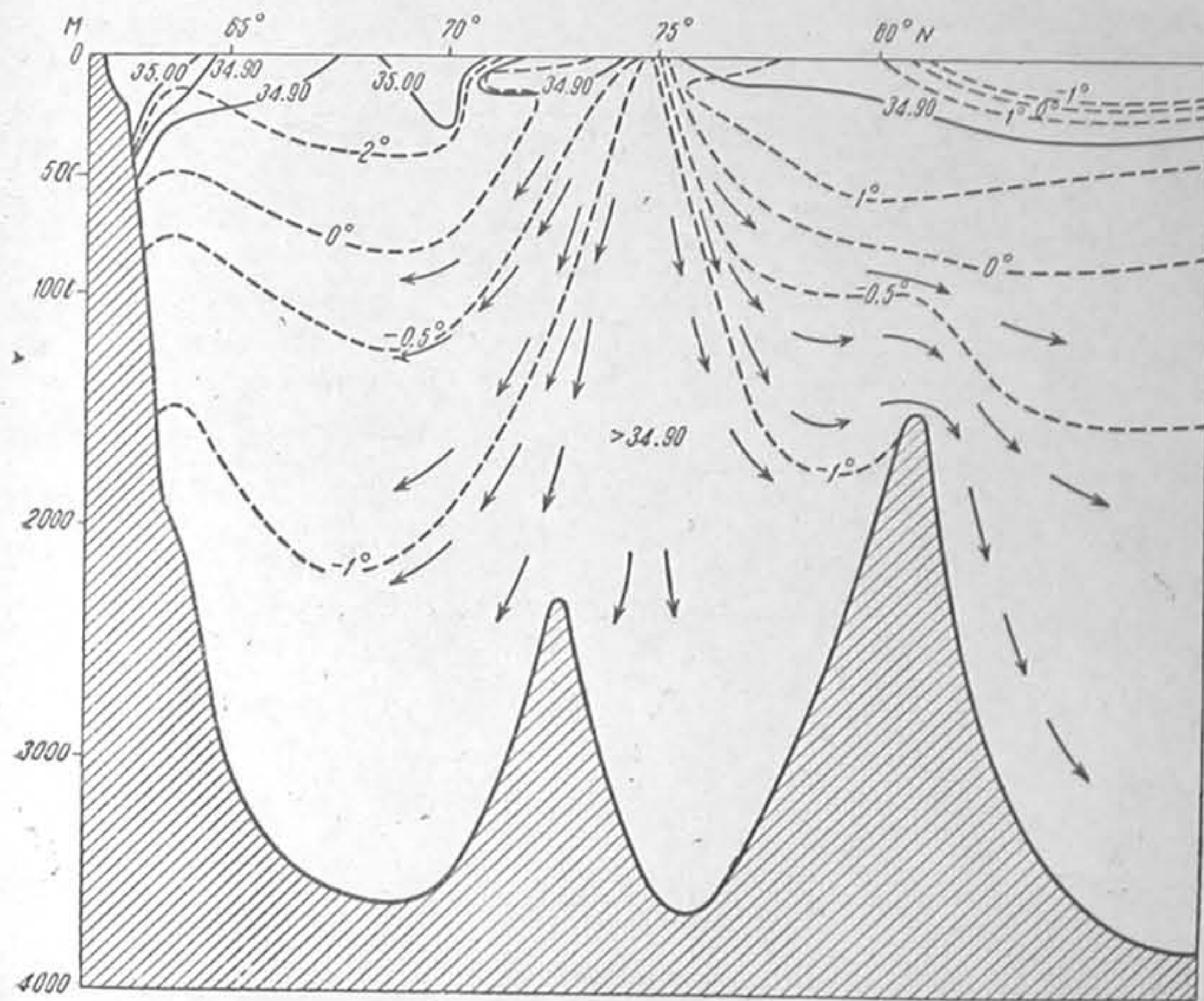
126. Распределение абсолютного содержания кислорода (сплошные линии) и температуры (прерывистые линии) на разрезе в Гренландском море по  $72^{\circ}20'$  с. ш., сделанном «Садко» в августе 1935 г.

приблизительно равны нулю. Воды этих промежуточных зон образуются в результате известной климатической переработки тропических и полярных вод, а также в результате их смешения.

В зависимости от пропорции смешения соленость и температура этих вод колеблются в известных пределах. В результате смешения и при положительном тепловом балансе вертикальное равновесие не нарушается, и высокие температуры тропических масс более или менее плавно переходят

через промежуточные значения к низким температурам полярных вод.

С началом зимнего охлаждения (в умеренных широтах достаточно интенсивного) промежуточные поверхностные воды становятся тяжелее прилегающих, с одной стороны—тропических и с другой стороны—полярных, вод и начинают опускаться в глубину. На место опустившихся вод подтекают новые массы тропических и полярных вод. В свою очередь они смешиваются, охлаждаются и опускаются, и этот процесс не прекращается, пока не прекратится зимнее охлаждение.



127. Распределение водных масс и формирование глубинных вод на меридиональном разрезе Гренландского моря и Северного полярного бассейна по Нансену.

В зависимости от местных условий умеренная зона может быть то шире, то уже, а иногда и совсем отсутствовать. В последнем случае тропические воды непосредственно соприкасаются с полярными, как например, при соприкосновении Гольфстрима с водами Лабрадорского течения, где в опускании поверхностных вод большую роль играет «уплотнение при смешивании».

В каждом отдельном море Мирового океана также создаются вполне своеобразные водные массы, иногда чрезвычайно резко отличающиеся по своим физико-химическим характеристикам от водных масс прилегающих морей или океана.

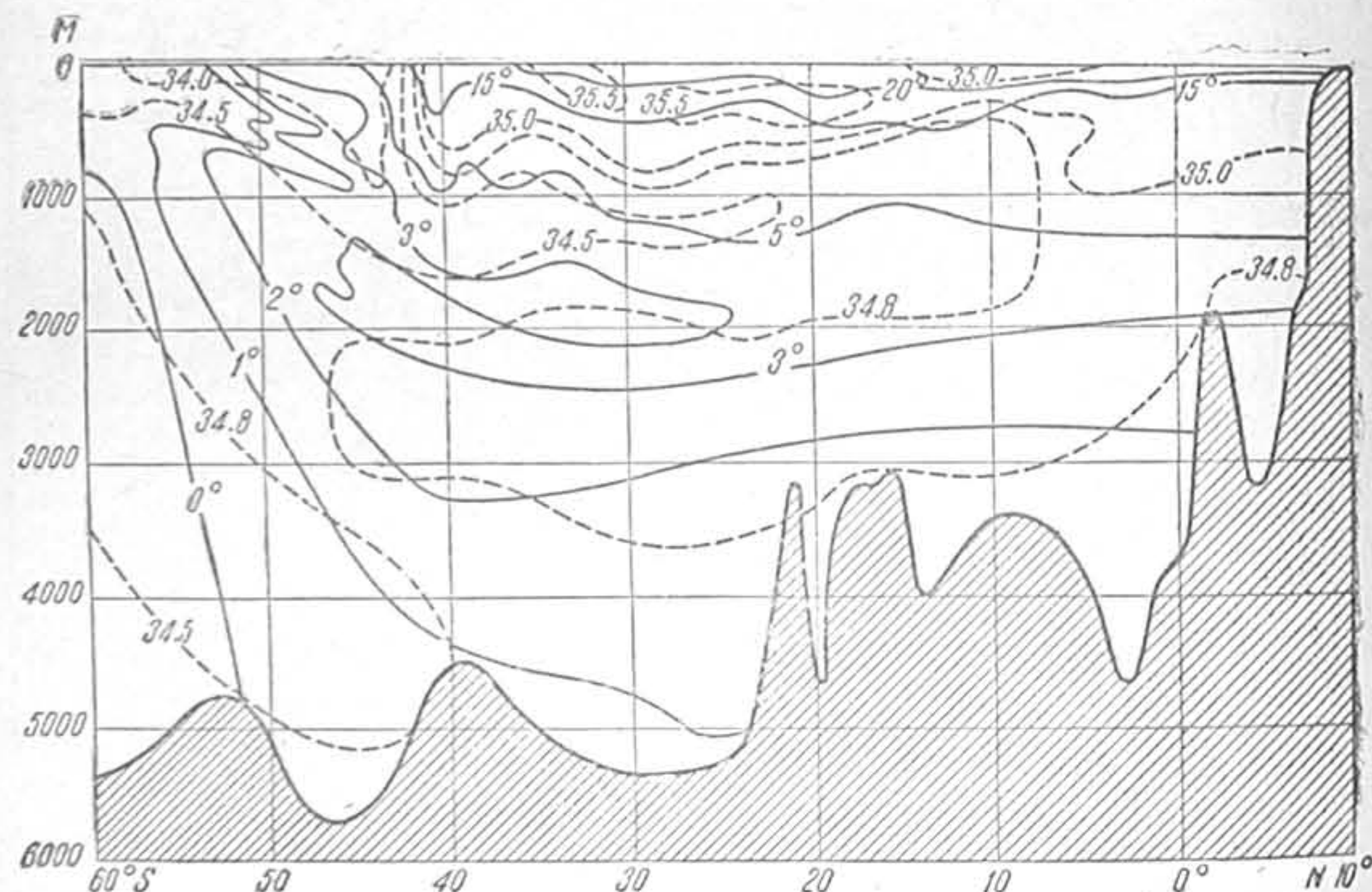
Решающим в этом отношении являются: относительные величины пресного баланса и водообмена с прилегающими морями, характеризуемого



площадью сечения и скоростью течений, интенсивность конвекционного перемешивания и глубина пролива, соединяющего данное море с океаном.

По этим признакам окраинные и средиземные моря разбиваются на следующие типы:

**Тип первый.** Если при отрицательном пресном балансе и малом водообмене вертикальная зимняя циркуляция спускается ниже горизонта порога, соединяющего данное море с прилегающим океаном, то вся глубокая часть моря (ниже порога) заполнена водой, температура и соленость которой приблизительно равны минимальной зимней температуре и солености на поверхности моря.



128. Распределение водных масс в Индийском океане на разрезе по меридиану о. Сейшела по Моллеру.

К этому типу принадлежит Средиземное море. Благодаря отрицательному пресному балансу, поверхностные воды летом сильно осолоняются, но, благодаря высокой температуре, конвекция почти не имеет места. В дальнейшем, однако, достаточно сравнительно небольшого зимнего понижения температуры поверхностных слоев для возбуждения глубоко проникающей зимней вертикальной циркуляции. Отсюда глубинная часть Средиземного моря, начиная с 360 м (глубина Гибралтарского пролива) и до дна, заполнена водой соленостью от 37.0‰ до 39.2‰ и температурой от 13.0 до 13.8, соответствующими температурам и соленостям, наблюдаемым в разных местах этого моря на поверхности в зимнее время. В Красном море по тем же причинам на глубинах свыше 200 м господствуют температуры около 21.5.

**Тип второй.** Если вертикальная зимняя циркуляция не распространяется глубже горизонта порога, то вся глубинная часть этого моря оказывается заполненной водой, температура и соленость которой определяются температурой и соленостью прилегающего района океана на горизонте порога.

Примером моря этого типа является Карибское море. Его большие глубины (наибольшая 6270 м) отделены от Атлантического океана подводной возвышенностью Антильских островов с глубинами до 1700 м, а на этой глубине в Атлантическом океане температура равна 4.2 и соленость около 35.0‰. Вертикальная зимняя циркуляция в Карибском море мала и не спускается до глубины порога. В результате вся глубокая впадина Карибского моря от 1700 м и до дна заполнена водой температурой около 4.2 и соленостью около 35.0‰.

**Тип третий.** При большом положительном пресном балансе и малом водообмене с прилегающими морями вертикальная зимняя циркуляция спускается ниже горизонта порога, но не достигает дна. В таких морях температура и соленость глубинных слоев являются промежуточными между минимальными зимними температурами и соленостями на поверхности моря и температурой и соленостью вод, притекающих из другого моря.

Примером морей третьего типа является Черное море. Вследствие большого пресного баланса соленость поверхностных вод в Черном море около 15–19‰. Зимой температуры на поверхности моря спускаются иногда до нуля, особенно в северной части и у берегов. Воды, поступающие в Черное море из Мраморного через мелководные проливы, обладают сравнительно высокой температурой и соленостью. Поэтому соленость Черного моря к дну повышается до 22.5‰, а температура в наиболее глубоких частях моря держится около 9°.

Физико-географические черты Черного моря проявляются, как мы видели, особенно резко в вертикальном распределении кислорода. Море по вертикали резко делится на две зоны: верхнюю, кислородную зону, где относительное содержание кислорода от полного насыщения у поверхности уменьшается до нуля на глубине 175–225 м, и нижнюю — сероводородную, где содержание сероводорода, постепенно увеличиваясь с глубиной, у дна достигает до 6.0 см³/л.

**Тип четвертый.** Несмотря на положительный пресный баланс, вертикальная зимняя циркуляция вследствие интенсивного зимнего охлаждения достигает дна. В глубинных слоях таких морей наблюдаются солености и минимальные зимние температуры поверхностных слоев моря, что придает им сходство с морями первого типа.

Примером морей четвертого типа служит Белое море, где в глубоких впадинах, не подверженных влиянию летнего прогрева, круглый год наблюдаются температуры, близкие к температуре замерзания. Вертикальный градиент солености в летнее время, несмотря на малые глубины моря (наибольшая 330 м), даже в открытых частях моря очень велик. Так, у поверхности наблюдаются солености около 25.0‰ и у дна до 33.0‰, что объясняется влиянием берегового стока и таяния больших количеств льда.

Ту же роль, что и пороги, ограничивающие водообмен внутренних морей с прилегающими районами Мирового океана, играют подводные возвышенности, разбивающие Мировой океан на ряд самостоятельных бассейнов. Различия в распределении температур и соленостей при этом, понятно, тем сильнее, чем сильнее отличаются по климатическим и гидрологическим условиям разделяемые данной подводной возвышенностью районы океана.

Характерным примером служит Исландский порог, вытянутый между Гренландией и Исландией (наибольшая глубина 320 м) и между Исландией и Фарерскими островами и отделяющий собственно Атлантический океан от Северо-Европейского моря. На глубине 1000 м к югу от порога темпера-



тура на  $8^\circ$  выше, чем к северу. Соленость на той же глубине по южную сторону больше на  $0.3^\circ_{\infty}$ . Объясняется это тем, что Исландский порог отклоняет к западу глубинные слои теплых и соленых вод Атлантического течения, которые и омывают его южный склон. В то же время этот порог отклоняет к востоку более холодные и менее соленые воды циклонического круговорота вод Северно-Европейского моря. Таким образом, по обе стороны Исландского порога глубинные воды совершенно отличны по своему происхождению и по своим свойствам. Это обстоятельство заставляет считать именно этот порог южной границей Северного Ледовитого океана.

## ГЛАВА VI

## НЕКОТОРЫЕ СВОЙСТВА МОРСКИХ ЛЬДОВ

## § 45. Понятие о льдообразовании

Согласно учению о кристаллизации, льдообразование после соответствующего охлаждения жидкости начинается не во всей ее толще сразу, а в отдельных, более или менее равномерно распределенных по объему, точках, где уже имеются или зарождаются ядра кристаллизации.

Процесс зарождения ядер кристаллизации неизвестен. Тамман предполагает, что ядро кристаллизации состоит из нескольких правильно ориентированных молекул, образующих элементарную решетку кристалла. Считается, что ядра кристаллизации легче всего возникают на мельчайших взвешенных частицах органического и неорганического происхождения, всегда существующих в природной воде и представляющих собою образования самых различных размеров, формы и строения. В частности, Вегенер указывает, что пыль по большей части состоит из зерен кварца, служащих прекрасными ядрами кристаллизации. В природных условиях, кроме того, ядрами кристаллизации часто служат мельчайшие кристаллики льда, уже существовавшие в данном объеме воды, или же кристаллики снега, выпадающие на его поверхность. Роль кристалликов льда и снега, как указывает Альтберг, двойная. С одной стороны, эти кристаллы играют роль ядер кристаллизации, вокруг которых идет дальнейшее нарастание льда. С другой стороны, эти же кристаллы являются своеобразными затравками-ускорителями роста ядер кристаллизации и превращения их в элементарные частицы льда<sup>1</sup>.

Первоначальное образование ядер кристаллизации и элементарных частиц льда всегда требует некоторого переохлаждения жидкости. Чем чище жидкость и чем спокойнее ее состояние, тем больше должно быть первоначальное охлаждение. Известно, что в лабораторных условиях чистую воду можно охладить до  $-20^\circ$ <sup>2</sup>, но достаточно ввести в жидкость, даже незначительно переохлажденную, небольшой кусок льда, чтобы сразу началось

<sup>1</sup> Влияние кристалликов льда, как «затравки», легко выясняется из опыта, описанного Шенроком.

В слегка переохлажденную воду бросалось зернышко соли с сидящими на нем снежинками. Это зернышко медленно опускалось на дно сосуда и при этом создавалось впечатление «падающего метеора с хвостом позади него». Появляющиеся кристаллики, двигаясь в воде, в свою очередь вызывали таким же образом образование все новых и новых кристаллов, так что вода постепенно обогащалась ими. Процесс протекал значительно быстрее при перемешивании воды.

<sup>2</sup> Повидимому, наибольшее переохлаждение воды, а именно до  $-21^\circ.6$ , было получено Лиллиенталем.



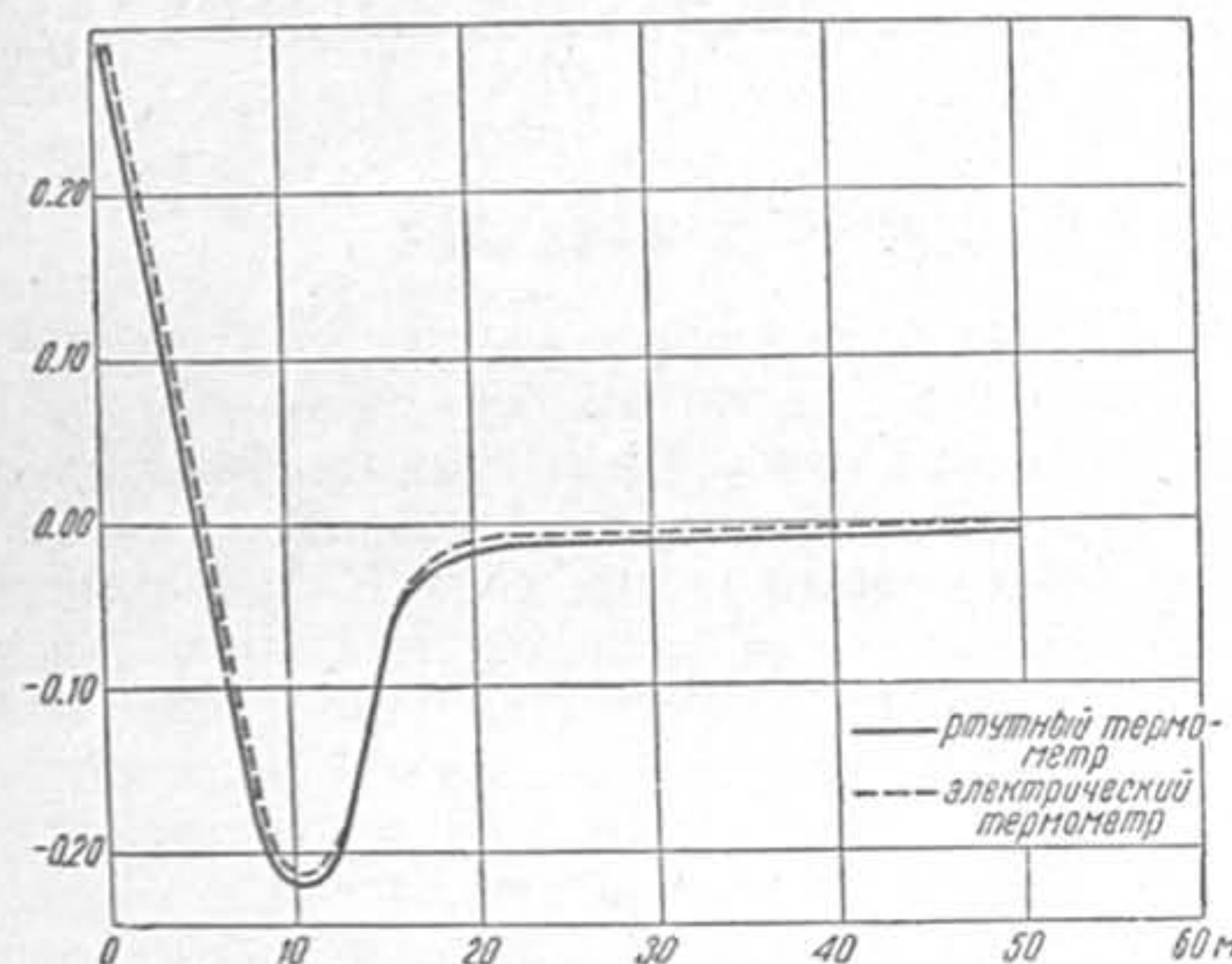
бурное льдообразование. Как указывает Альтберг, одна крупная льда, брошенная в бак с водой, переохлажденной до  $-0.1^\circ$ , создает в полминуты 2—3 кг льда<sup>1</sup>.

В природной воде всегда имеются те или иные примеси, облегчающие образование ядер кристаллизации, и, кроме того, природные воды всегда находятся в некотором движении, вызванном теми или иными причинами. Поэтому переохлаждение<sup>2</sup>, требуемое для образования ядер кристаллизации в природной воде, всегда весьма невелико: тем меньше, чем интенсивнее движение воды и чем больше в ней взвешенных частиц.

Переохлаждение воды необходимо также и при дальнейшем нарастании льда на ядрах кристаллизации. Действительно, для этого процесса необходимо

небольшая разница температуры воды и льда, обуславливающая постоянное истечение тепла через поверхность раздела лед—вода. Таким образом, частицы льда, температура которых равна  $0^\circ$ , во время льдообразования как бы окружены оболочками тепловой воды, защищающими их от чрезмерного охлаждения. Наоборот, при таянии льда, когда тепло приходит извне, частицы льда окружаются оболочкой холодной воды, препятствующей повышению температуры льда выше  $0^\circ$ .

Ход температуры во время льдообразования в перемешиваемой пресной воде по Альт-



129. Изменение температуры воды при образовании льда.

бергу показан на рис. 129. Если вода сильно охлаждается и в то же время энергично перемешивается, то до начала льдообразования температура воды понижается иногда до двух десятых ниже нуля. Затем, по мере увеличения количества льда, температура воды повышается до нуля градусов.

Таким образом, основным условием для возможности льдообразования является некоторое переохлаждение воды.

Далее, для перехода воды из жидкой фазы в твердую от нее необходимо отнять сравнительно большое количество теплоты — теплоты кристалли-

<sup>1</sup> Последнее время В. К. Альтбергом были произведены опыты по влиянию ультразвука на кристаллизацию. Оказалось, что в сосуде с переохлажденной жидкостью, внесенной в ультразвуковое поле, немедленно начинается кристаллизация. Отсюда следует, что даже временное создание ориентированного расположения молекул, как это имеет место при прохождении звуковых волн, вызывает кристаллизацию.

<sup>2</sup> До последнего времени считалось, что для получения льда из переохлажденной воды достаточно встряхивания сосуда, в котором вода переохлаждалась. Специальные опыты Черныша показали, однако, что вода, переохлажденная до  $-5^\circ$ , замерзала исключительно только при введении в нее кристалликов льда. Одновременно при тех же опытах было найдено, что лед из переохлажденной воды представляет собой тонкие пластинки в виде легких перышек, перекрещивающихся между собой, сверкающих в лучах света и напоминающих легкие морозные узоры на стеклах. В то же время лед из непереохлажденной воды представлял собою сплошную стекловидную массу, пронизанную как бы иглочками (повидимому, трещинами, содержащими воздух), расположенными радиально к центру сосуда, в котором производилось замораживание.

зации. Отсюда вторым необходимым условием для возможности льдообразования является обеспечение тем или иным путем сильной потери тепла водой.

Самый процесс льдообразования и характер получающегося льда в сильнейшей степени зависят от того, находится ли замерзающая вода в покое или в движении.

Предположим, что мы имеем некоторый охлаждаемый сверху объем пресной воды, находящейся в покое. Так как температура замерзания пресной воды ниже ее температуры наибольшей плотности, то к моменту, когда температура поверхностного слоя достигнет температуры замерзания, всякие конвекционные токи прекратятся. Некоторое переохлаждение тончайшего поверхностного слоя вызовет образование в нем ядер кристаллизации. Распределение этих ядер по поверхности воды, естественно, будет хаотическим, равномерным, но дальнейшее их развитие равномерным по всем направлениям, конечно, быть не может.

Действительно, выделяемая при льдообразовании теплота кристаллизации должна для продолжения процесса тотчас же отдаваться в атмосферу, так как иначе она обратится на повышение температуры слоя. Отсюда наиболее естественно, что рост ядер, прежде всего, идет по горизонтальному направлению, и поэтому, как начало льда, образуются призматические кристаллы, располагающиеся оптически осями параллельно плоскости замерзания. В дальнейшем в клетках между ними, согласно микроскопическим исследованиям Голова, развиваются пластинчатые кристаллы, ориентированные оптически осями перпендикулярно плоскости замерзания. С момента, когда возможность дальнейшего горизонтального роста кристаллов прекращается соприкосновением с соседними пластинками, начинает преобладать рост вертикально ориентированных кристаллов, и в результате мы получаем лед, как сросток усеченных призм и пирамид, форма которых более или менее приближается к шестигранной<sup>1</sup>, а сечение очень медленно убывает к низу. Как показывают наблюдения, чем интенсивнее идет охлаждение, тем больше образуется ядер кристаллизации и тем меньше по размерам кристаллы льда.

Постепенно все примеси из воды переходят в прослойки между кристаллами. Растворенные соли, благодаря своей большой плотности, стекают вниз, а пузырьки воздуха вытесняются продолжающимся ростом кристаллов.

<sup>1</sup> У кристаллов чистого льда четыре оси симметрии. Три оси лежат в одной плоскости и пересекаются друг с другом под углом  $60^\circ$ . Четвертая (главная) ось перпендикулярна плоскости остальных и является в то же время оптической осью, т. е. та метрические постоянные для кристаллов льда:  $c : a = 1.6$ ;  $\alpha_1 = 57^\circ 10'$ ;  $\alpha_2 = 61^\circ 30'$  и  $\alpha_3 = 42^\circ 40'$ .

Обычно считается, что обыкновенный лед по своей симметрии принадлежит к гексагональной системе. Последнее время высказываются мнения, что лед, как кристалл, представляет собою ромбическое подразделение гексагональной системы.

Селяков, исследуя лучами лед, приготовленный из дистиллированной воды, нашел, что лед, получающийся при сравнительно высоких температурах (лед  $\alpha$ ), отличен по классу симметрии от льда  $\beta$ , получающегося при низких температурах (менее устойчивая форма, переходящая в форму  $\alpha$ ). Единичные решетки обеих форм характеризуются приблизительно одинаковыми параметрами и, повидимому, состоят из четырех молекул.

Головков, исследуя образцы льдов Карского моря кристалло-оптическим путем, нашел, что все исследованные им кристаллы были оптически положительными. Но одновременно с оптически-одноосными кристаллами он наблюдал кристаллы морского льда и оптически-двуосные, с величиной угла оптических осей до  $20^\circ$ . Головков считает, что вопрос о том, является ли непостоянство данной константы следствием механических причин, как это наблюдается, например, в кварце и других минералах, или оно обусловлено влиянием физико-химических условий образования льдов Карского моря, требует специальных исследований.



Таким образом, при условии спокойного состояния воды и медленного ее охлаждения, мы получаем очень чистый, без примесей и без пузырьков воздуха, поверхностный, игольчатого строения лед<sup>1</sup>.

Если сплошной прозрачный лед, образовавшийся медленно и не содержащий пузырьков воздуха, выставить на короткое время на солнце и затем рассматривать в микроскоп, то лед окажется прорезанным бесчисленными параллельными трещинами, дающими мелкие разветвления в сторону в форме шести лепестков с ярким, отливающим металлическим блеском пятном посередине.

Эти лепестки состоят из воды и их плоскости параллельны плоскости замерзания. Расположение лепестков не зависит от направления проникающих в лед лучей, и поэтому, пропуская через лед световой луч, можно определить направление плоскости замерзания.

Игольчатый лед, как мы видели, образуется при условии, что вода находится в покое. Но если вода действием того или иного фактора достаточно интенсивно перемешивается, то льдообразование идет по несколько другому пути.

Действительно, необходимое при этом для зарождения ядер кристаллизации переохлаждение воды может сказаться во всем объеме перемешиваемой жидкости, и тогда около образовавшихся ядер начнется льдообразование. Выделяющаяся теплота кристаллизации образующимися при перемешивании вихрями будет выноситься на поверхность и, с другой стороны, теми же вихрями будут непрерывно доставляться сверху переохлажденные частицы воды, чем, по Альтбергу, обеспечивается дальнейшее развитие процесса.

Понятно, что образующиеся при этом частицы льда, развивающиеся по всем направлениям, не имеют ясно выраженной игольчатой формы и представляются в виде мелких дискообразных и пластинчатых элементов, в дальнейшем срастающихся вместе.

Таким образом, если в спокойной воде льдообразование начинается всегда на поверхности, то при достаточном перемешивании воды образование льда может иметь начало в самой толще ее или даже у самого дна. Образовавшиеся в самой толще воды частицы льда, благодаря своим малым размерам, не всплывают сразу, а переносятся с места на место<sup>2</sup>, смерзаются при столкновениях друг с другом и в конце концов поднимаются на поверхность.

По Альтбергу, создавшему изложенную выше теорию образования глубинного льда, элементарные частицы этого льда представляют собою строго круглые диски с зеркальными боковыми поверхностями и ровным, как бы

<sup>1</sup> Яснее всего игольчатая структура льда, например в прудах, обнаруживается весной, при начале таяния. Солнечное тепло поглощается в первую очередь включениями солей и мути, заключающихся в прослойках, окружающих отдельные кристаллы. Отсюда поверхность этого льда представляется сотовидной, точно утыканной острями — кристаллами чистого льда, отделенными друг от друга пленками талой воды, содержащей муть и соли.

<sup>2</sup> Вода во время образования глубинного льда обычно содержит во всей своей массе множество ледяных частиц, еле заметных, но при некотором расположении глаза наблюдателя по отношению к лучам солнца кажущимися блестящими точками. Барнес отмечает, что получаемая при лабораторных опытах переохлажденная вода является весьма насыщенной ледяными молекулами и последние сейчас же выделяются при введении в раствор небольшого кусочка льда. При этом сначала происходит некоторое помутнение раствора, называемое «ледяным туманом». Затем мелкие частицы льда, являющиеся, по Барнесу, подлинными коллоидами, собираются в хлопья, нарастают и превращаются в конце концов в пронитанную водой губчатую массу.

отшлифованным, ободком. Элемент совершенно прозрачен и в воде видим только при полном внутреннем отражении. Обычные размеры элемента глубинного льда 4—8 мм при толщине 0.1 мм и меньше.

Ядра кристаллизации, образовавшиеся в пленке воды, обволакивающей придонные предметы, ведут в дальнейшем к образованию разновидности глубинного льда — донному льду<sup>1</sup>. По мере нарастания, благодаря своей меньшей по сравнению с водой плотности, куски донного льда отрываются от дна и всплывают на поверхность, часто вместе с пристающими к ним частями грунта, камнями и другими предметами.

После того как поверхность воды закроется поверхностным или всплывшим глубинным льдом, дальнейшее образование глубинного льда в пресных водах прекращается. Действительно, мы видели, что вторым основным условием для возможности льдообразования является обеспечение сильной потери тепла водой. Эта потеря задерживается наличием поверхностного льда, и в дальнейшем переохлаждение воды прекращается за счет теплоты кристаллизации.

Таким образом, для зарождения ядер кристаллизации и образования начальных элементов льда необходимо некоторое переохлаждение жидкости. Этого условия и дальнейшего охлаждения достаточно для образования поверхностного льда. Для образования глубинного льда, кроме того, необходимы энергичное перемешивание жидкости и свободная от льда поверхность воды, чем обеспечивается отдача тепла водой атмосфере.

Естественно, что наиболее энергичное перемешивание наблюдается в быстрых порожистых реках, где количество глубинного льда нередко в 4—5 раз превышает количество одновременно образующегося поверхностного льда. В Ангаре, например, по Альтбергу, образуется почти исключительно глубинный лед.

Льдообразование в море также требует некоторого переохлаждения воды и затем обеспечения отдачи тепла водой воздуху. Здесь также в зависимости от условий льдообразования, а именно: находится ли вода в покое или же перемешивается теми или иными факторами, мы получаем две отличающиеся друг от друга по происхождению и структуре формы льда: лед поверхностный и лед глубинный. В то же время этим процессам в море свойственны некоторые особенности, определяемые соленостью<sup>2</sup>, слоистостью и подвижностью морских вод.

Предположим, что к началу замерзания при спокойном состоянии моря мы имеем ряд параллельных однородных по температуре и солености слоев, причем плотность слоев с глубиной увеличивается.

После того как поверхностный слой охладится несколько ниже температуры замерзания, в нем начинается зарождение ядер кристаллизации и нарастание кристаллов пресного льда в виде игл. Эти иглы, если при низкой температуре воздуха море спокойно, очень быстро развиваются и переходят в пластинчатые кристаллы размерами: длиной 2—4 см, шириной 0.5—1 см и толщиной 0.5—1 мм. Концы этих кристаллов обычно неправильны и слегка закруглены. Одновременно растворенные в морской воде соли переходят в прослойки между кристаллами и образуют таким образом рас-

<sup>1</sup> Подмечено, что донный лед образуется не на всех веществах с одинаковой интенсивностью: очень хорошо на металлических предметах, хуже на стекле и почти не образуется, например, на дереве.

<sup>2</sup> Головкин обращает внимание на известный факт, что наличие посторонних веществ, растворенных в воде, изменяет не только геометрическую форму, но и структуру образующихся кристаллов. Этим он считает до некоторой степени возможным объяснить расхождения данных о геометрической форме кристаллов у разных исследователей.



сол. Рассол, вследствие своей относительно высокой солености, частью постепенно стекает по кристаллам вниз (чем во всем верхнем слое воды вызываются конвекционные токи), частью, при достаточно интенсивном охлаждении, остается вмерзшим в ячейках или капиллярах между кристаллами чистого льда. В этих же ячейках и капиллярах сосредоточиваются при достаточно быстром замерзании растворенные в воде газы и пузырьки воздуха, придающие льду белесоватый оттенок.

Конвекционные токи, образующиеся в результате стекания рассола, не только повышают соленость верхнего слоя, но одновременно вызывают и его перемешивание, благодаря чему ядра кристаллизации распределяются по всему верхнему слою, и таким образом обычно начальная поверхностная корка льда является по своему происхождению, а следовательно и структуре, глубинным льдом<sup>1</sup>.

В полярных бассейнах стратификация поверхностных слоев в большинстве случаев очень ярко выражена и соленость с глубиной резко повышается. Здесь поверхностные слои распреснены таянием льдов и притоком пресных вод, в то время как глубинные слои или океанического происхождения — высокой солености и высокой температуры или же осолонены зимним льдообразованием и прогреты в результате полярного лета. Поэтому здесь верхний слой может быть очень тонок и в то же время очень сильно отличаться по солености от нижележащих слоев.

Характерным примером образования льда в очень тонком и очень распрощанном поверхностном слое служат уже приведенные в § 27 наблюдения «Персея» 5 сентября 1934 г. в Трауренберг-бей.

Температура воды у самой поверхности моря была  $+4^{\circ}.92$ . Соленость образца воды, взятого одновременно, была  $32.73^{\circ}/_{\text{‰}}$ . Вода, осторожно зачерпнутая с поверхности моря ведром, была более низкой температуры (около  $+3^{\circ}.5$ ). Несмотря на высокую температуру подповерхностных слоев (придонная температура на глубине 64 м была  $4^{\circ}.18$ ), на поверхности совершенно спокойного моря время от времени появлялся очень тонкий ледяной налет, состоящий из совершенно пресного (на вкус) и чистого льда. Однако достаточно было дуновения ветра и возникновения ряби для того, чтобы этот лед исчезал, растопленный теплом подымавшихся в связи с образованием ряби к поверхности моря подповерхностных частиц с новым запасом тепла.

Как указывает Ариольд-Алябьев подобные же образования тонкого поверхностного льда при сравнительно высоких температурах воды и воздуха отмечались и раньше.

Так, Скоресби неоднократно наблюдал это явление в 1882 г. и говорит, что «при облачной погоде, когда термометр стоит на  $-1^{\circ}.7$ , поверхность моря не мерзнет, но при ясной тихой погоде, когда солнце спускается к горизонту, море начинает мерзнуть, хотя термометр стоит на  $2^{\circ}.2$  и выше».

Такое же явление наблюдалось Норденшельдом 31 августа 1879 г. во время плавания на «Вега» у Ново-Сибирских островов.

Норденшельд пишет: «Небо было свободно от облаков в зените и на востоке ..... несмотря на то, что температура воздуха и воды была выше точки замерзания, нам пришлось видеть образование льда на спокойной зеркальной поверхности моря. Этот лед представлял собою часть иглы, частью тонкую чешую. Я прежде уже неоднократно наблюдал в арктическом море подобное явление, т. е. видел образование льда при температуре воздуха выше  $0^{\circ}$ ».

<sup>1</sup> Многие наблюдатели отмечают, что выделение кристаллов происходит в более или менее значительном слое морской воды одновременно и распространяется с поверхности на некоторую глубину. Несколько переохлажденный слой воды выделяет кристаллы льда при соприкосновении с выделенным ранее льдом. Этим объясняется одновременное появление ледяных кристаллов на большом пространстве и в большой массе, растущей на глазах.

17 мая 1923 г. такое же явление наблюдал Ариольд-Алябьев с ледокола «Ленин» в Финском заливе, у южной оконечности острова Гогланд, на чистой воде вблизи сплошного пловучего льда. При штиле и ясной погоде лед, извлеченный из воды, оказался толщиной в несколько десятых миллиметра и представлял лепешки-пластинки чешуйчатого и ветвистого строения с неправильными краями. Толщина сплошного прозрачного льда, образовавшегося за 15 мин, была около 2 мм.

Эти примеры показывают, что образование поверхностного льда при высоких температурах воды и воздуха, но обязательно при отсутствии ветра и при ясном небе, является обычным явлением и уже по Скоресби объяснялось лучеиспусканием. Наблюдения «Персея» характерны лишь в том отношении, что температуры воздуха и воды были исключительно высоки по сравнению с прежними наблюдениями.

Из приведенных примеров видно, что наиболее благоприятными условиями для начала льдообразования являются: спокойное море, наличие тонкого очень распресненного поверхностного слоя и большая отдача тепла в атмосферу (низкая температура воздуха, вызывающая сильную конвекцию, или очень сухой и прозрачный воздух, вызывающий сильное испарение и излучение). Выпадение на поверхность моря хотя бы небольшого количества осадков в твердом виде еще более ускоряет процесс.

Как отмечают многие наблюдатели, чем благоприятнее условия льдообразования, тем мельче выделяющиеся кристаллы и тем более однородны и устойчивы образующиеся из них формы.

Разобранные явления характерны и для более мощных по высоте поверхностных слоев моря. Всегда с началом льдообразования в них возникают конвекционные токи, интенсивность которых определяется интенсивностью охлаждения, и до тех пор, пока поверхность не закроется хотя бы тонким слоем льда, ядра кристаллизации могут возникать и около них развиваться новые ледовые образования во всей толще верхнего, перемешиваемого конвекционными токами, слоя.

Таким образом, даже при совершенно спокойном море начальная поверхностная корка льда имеет неправильную структуру глубинного льда.

Но в море, помимо перемешивания конвекционными токами, иногда наблюдается весьма интенсивное перемешивание верхних слоев воды волнением или течениями.

При таких условиях, естественно, в первую очередь образуется глубинный, а на мелководьях даже донный лед. Так, образование донного льда неоднократно отмечалось в мелководном Азовском море.

По сообщению Снежинского, рыбаки станицы Должанской на Азовском море указывают, что по западную сторону косы Долгой ежегодно образуется донный лед. Они утверждают, что, если в грунт вбить железный стержень длиной сантиметров 40, оставив одну десятую стержня над поверхностью дна, то на стержне начнет нарастать рыхлый донный лед в таком размере, что в конце концов стержень выдергивается из дна и вместе со льдом подымается на поверхность моря. Характерно, что по восточную сторону косы донный лед не образуется. Образование донного льда наблюдалось также в некоторые годы по западную сторону Бердянской косы, причем это случалось только при открытой поверхности моря. Донный лед наблюдался также в Днепровско-Бугском лимане.

Известны случаи, когда в начале зимы в Балтийском море корабли оказывались окруженными льдом, внезапно поднявшимся со дна моря, что доказывалось песком и придонными предметами, всплывавшими вместе с этим льдом. Известно также, что донный лед у скалистых берегов Гренландии, Лабрадора и Шпицбергена часто подымает с собой на поверхность моря обломки камней и грунта. У берегов Ньюфаундленда донный лед встречался на глубинах 20—30 м.

Родман отмечает вынос на поверхность моря донным льдом ящика с инструментами. Этот ящик оказался принадлежащим судну, погибшему много лет тому назад в Гудзоновом проливе, в нескольких сотнях миль к северу от места находки.

Внезапное появление больших масс глубинного льда отмечалось и в центральной части Северного Ледовитого океана. Так, во время экспедиции на «Фраме» Нансен



наблюдая это явление к северу от Ново-Сибирских островов, а Свердруп — на  $81^{\circ}30'$  с. ш. к северо-западу от Шпицбергена.

Интересные наблюдения над образованием глубинного льда провели Райт и Прислей во время Британской антарктической экспедиции (1910—13 гг.).

Они подтвердили наблюдения Альтберга, отметившего, что вода во время образования глубинного льда во всей своей массе содержит множество ледяных элементов, еле заметных, но при особом расположении глаза наблюдателя по отношению к лучам солнца кажущимися блестящими точками.

Далее они отмечают, что в условиях Антарктики переохлаждение в течение большей части зимы распространялось до глубины 8 м. Веревка, опущенная в воду на три дня, обрастала рыхлым льдом в виде кружева или ажурного дамского боа до 12 см в диаметре. Это боа с глубиной постепенно суживалось и на глубине 8 м сходило на-нет.

Замечательно далее, что Райт и Прислей отмечают, что глубинный лед образовывался независимо от того, был ли на поверхности лед или нет, а также независимо от толщины поверхностного льда.

Из этих наблюдений следует, что в отдельных районах полярного моря вертикальная зимняя циркуляция может быть настолько сильной, что при малой глубине слоя, вовлекаемого в эту циркуляцию, теплоотдача водой атмосфере оказывается достаточной для образования в этом слое зародышей глубинного льда.

Все же обычно образование глубинного и донного льда в море, так же как и в пресной воде, прекращается после образования поверхностной корки льда, так как после этого прекращается непосредственная отдача тепла водой воздуху.

Таким образом, принципиальной разницы между образованием глубинного льда в реках и в море нет. В обоих случаях необходимы некоторое переохлаждение и перемешивание воды, обеспечивающие теплоотдачу. Кроме того в реках обязательным условием является отсутствие ледового покрова.

В реках перемешивание идет почти исключительно за счет турбулентности и, следовательно, наиболее вероятно в быстрых порожистых реках. В море добавочным перемешивающим фактором являются конвекционные токи.

При разборе наблюдений в Трауренберг-Бэй было отмечено, что тонкий поверхностный слой льда немедленно уничтожался, как только на поверхности моря появлялась ветровая рябь. Те же явления можно наблюдать в открытом море при возникновении ветра значительной силы, вызывающего турбулентное перемешивание слоев до некоторой глубины. В таком случае даже сплошной ледяной покров толщиной в несколько см, несмотря на низкую температуру воздуха, может быть взломан и растоплен.

Уничтожение уже появившегося льда в некоторых случаях может произойти и при спокойном море. Действительно, если поверхностный слой достаточно распределен и достаточно тонок, то после образования льда и соответствующего осолонения слоя он может стать более плотным, чем второй сверху слой, и, если толщина и температура последнего значительно больше, то в результате конвекционного и турбулентного перемешивания слоев образовавшаяся корка поверхностного льда может уничтожиться за счет температуры второго слоя.

После того как образовалась корка льда, закрывающая поверхность моря, дальнейшее увеличение толщины льда идет за счет теплопроводности. Образование льда при этом идет очень медленно, и лед образуется почти правильной кристаллической структуры.

Таким образом, мы можем условно разделить лед по его структуре, определяемой его происхождением, на лед игольчатый и лед губчатый. Как увидим ниже, морской лед в течение своего зарождения, жизни и умирания подвергается сильным физико-химическим изменениям, однако основные его черты остаются неизменными. Игольчатый лед образуется мед-

ленно, рассол в значительной своей части успевает стечь вниз из прослоек между кристаллами, а воздух выделяется вдоль вертикально расположенных ячеек. Поэтому игольчатый лед менее солен, более прозрачен и более прочен, чем лед губчатый. В последнем всегда гораздо больше разного рода посторонних включений, что особенно заметно, если такой лед образовался на дне или у самого дна моря. В последнем случае в ячейках с рассолом можно встретить частицы ила и т. д., что делает такой лед грязным.

Разделение морского льда по структуре исключительно на лед игольчатый и лед губчатый, как уже указывалось, более или менее условно. В природе обычно наблюдаются переходные формы. Кроме того, в одной и той же глыбе льда мы можем наблюдать отдельные наслоения. Так, например, глубинный лед губчатой структуры, после того как он всплывает на поверхность, пачинает нарастать снизу, как игольчатый лед. Образовавшийся игольчатый лед, разломанный ветром на отдельные куски, при достаточном охлаждении и перемешивании окружающей воды может начать обрастать губчатым льдом.

Еще большее значение для структуры отдельных ледяных глыб имеют механические причины. При волнении, ветре и сжатиях одна льдина наезжает на другую, льдины смерзаются, и в результате мы получаем льдину, состоящую из двух более или менее однородных слоев, разделенных прослойкой, образовавшейся в большинстве случаев из снега, покрывающего поверхность нижней льдины. Наконец, при находе одной льдины на другую равновесие может нарушиться и лед перевернуться или поверхность раздела стать наклонной. Таким образом, слоистость льда является признаком изменений, которым данный лед подвергался в течение своего существования.

Несколько особое место по своей структуре занимает лед, образовавшийся из снега. Снег, выпавший на поверхность моря, температура которой ниже нуля, не тает, пропитывается морской водой, уплотняется и способствует, как мы видели, ее замерзанию. Получающийся лед почти не прозрачен и напоминает фирновый лед. Еще более своеобразна форма льда, образующегося из снега, выпадающего на всегда влажную от рассола поверхность молодого льда.

Таким образом, в первом приближении морской лед по его строению мы можем разделить на: игольчатый, губчатый и зернистый, а по глубине образования на: поверхностный, глубинный и донный.

Игольчатый лед состоит из правильных шестигранных пирамид с осями, перпендикулярными поверхности моря (ориентированные кристаллы). По внешнему виду такой лед напоминает стекло.

Губчатый лед состоит из перепутанных в разных направлениях игл, пластин и зерен (неориентированные кристаллы).

Зернистый лед состоит из округлых зерен — отдельных кристаллов округлой формы — с непараллельными осями. Образуется из снега и льда при трении и давлении льдин друг о друга. Когда зерна очень сближены между собой, этот лед также напоминает стекло.

Поверхностный лед образуется у самой поверхности моря из морской воды или снега. Если он образуется из морской воды и при очень спокойном состоянии моря, то его структура приближается к игольчатой, а при неспокойном — к губчатой.

Глубинный лед образуется на некоторой глубине под поверхностью моря; его структура обычно губчатая.

Донный лед образуется на придонных предметах, является разновидностью глубинного льда и также имеет губчатую структуру.



Еще более грубым (определяемым на-глаз) подразделением льда по его внешнему виду является определение льда как: стекловидного и озерного и, как комбинации из этих двух видов при их видоизменении, — льда слоистого. Последний вид льда является в море весьма распространенным. Слоистость льда может быть создана как термическими, динамическими, так и иными причинами, и в каждом отдельном случае вопрос о причинах слоистости приходится решать особо.

В последнее время некоторые исследователи к вопросу о строении льдов подошли с петрографической точки зрения, другими словами, рассматривая лед как минерал, применяют к нему классификации, установленные для горных пород. Действительно, лед застывает из воды (которая является первичным геологическим веществом) подобно тому, как кристаллические силикатовые породы образовались из расплавленной жидкой магмы. Так как за время своего существования лед подвергается многим термодинамическим воздействиям, то лед может быть и метаморфической горной породой. Такой взгляд разделяется многими (Вернадский, Заварицкий, Добровольский и др.). Некоторые (Левинсон-Лессинг) относят лед к неструпическим (осадочным) породам. Если проводить подобные аналогии, то поверхностный лед надо относить к изверженным породам, а лед глубинный, который подымается к поверхности моря и для которого эта поверхность является «дном», надо относить скорее к породам осадочным.

Головков на «Малыгине» в 1934 г. применил метод микроскопического исследования толстых пластинок, вырезанных из льдов Карского моря. Хотя этот прием не дает точности, достигаемой при изучении горных пород в тонких шлифах, все же он позволил Головкову подметить ряд характеристик при исследовании текстуры (т. е. совокупности особенностей горной породы, связанных с пространственным расположением составных частей и определяемых невооруженным глазом или при незначительном увеличении) и структуры (т. е. совокупности особенностей, обнаруживаемых только с помощью поляризационного микроскопа) и при определении некоторых оптических констант и фигур от удара. При этих исследованиях были получены весьма различные текстуры льдов. Исследования проводились впервые, и влияние некоторых факторов во время исследований (например, температуры) исключить было трудно. Кроме того, не было произведено одновременных определений физико-химических и механических свойств льда, в связи с одновременным описанием льда, от которого образцы были взяты. Поэтому на эти исследования надо смотреть как на предварительные.

## § 46. Соленость морских льдов

Под соленостью морского льда понимается соленость морской воды, полученной при его растапливании.

Образование морского льда, как мы видели, начинается с образования тонких игл или пластинок чистого льда, переплетающихся друг с другом. Отделяющийся при этом рассол, вследствие своей большой плотности, просачивается между кристаллами и опускается на глубину. Однако, если льдообразование идет достаточно быстро, то промежутки между кристаллами заполняются новыми наслоениями льда скорее, чем рассол успевает стечь, и, таким образом, часть рассола остается вкрапленной в лед в виде более или менее равномерно расположенных солевых ячеек. Кроме того, часть рассола при всплывании ледяных кристаллов и их соединений, образовавшихся на некоторой глубине под поверхностью моря, оказывается на поверхности нового льда и образует так называемый поверхностный рассол.

Поверхностный рассол с течением времени в свою очередь при понижении температуры воздуха частью выделяет кристаллы чистого льда, благодаря чему его концентрация постепенно повышается, частью стекает вниз.

Рассол на поверхности молодых ровных образований льда представляет собой одно из очень характерных явлений. Так как рассол остается в жидком виде даже при очень низких температурах, то всегда поверхность молодого льда представляется влажной. Норденшельд во время экспедиции на «Вега» наблюдал поверхностный рассол, содержащий 15.7‰ хлоридов и сохранявшийся влажным в течение недели при температурах воздуха до  $-32^{\circ}$ .

По наблюдениям экспедиции на «Заре», свежий лед по льдине, закрывшихся в полярном при температурах воздуха около  $-30^{\circ}$ , был в первые дни своего существования покрыт влажным рассолом, представлявшим затруднения для санной езды. Ледяные полозья шли по рассолу с таким же трудом, как по песку.

Если температура воздуха еще более понижается, то весь поверхностный рассол вымерзает, превращаясь в криогидрат — смесь кристаллов льда и солей. При этом на поверхности льда образуются небольшие белоснежные кустики, называемые ледяными цветами, похожие на сильный иней на траве. По Вайпрехту, эти кустики, высотой иногда 3—4 см, состоят из тонких ледяных игл, несущих на конце кристаллики выделившихся солей.

Ледяные цветы представляют собой очень хрупкое образование и легко сдуваются ветром, обращаясь в мелкую солевую пыль, и иногда переносятся на большие расстояния, прежде чем они снова вместе со снегом выпадут на поверхность льда. Иногда благодаря этому верхние слои снега настолько солоны, что делают приготовленную из него воду непригодной для питья. Нансен отмечает, что, благодаря присутствию солей, снег, взятый с поверхности льда, в некоторых случаях не годится для определения нуля термометра.

При каждом повышении температуры кристаллики солей переходят в раствор, а поверхность льда опять становится влажной.

Снег, выпадающий на влажную от рассола поверхность молодого льда, пропитывается рассолом на небольшую высоту. Более верхние слои снега при этом не испытывают перемен. Выпавший слой снега предохраняет рассол от вымораживания при низких температурах воздуха. Экспедиция на «Заре» наблюдала при морозе  $-20^{\circ}$ , что на свежеснежавшем на молодой лед снеге при ходьбе оставались резкие мокрые отпечатки серовато-стального или серовато-желтого оттенка.

При дальнейшем понижении температуры смесь снега и рассола твердеет и образует на поверхности льда тонкий, 2—3 см толщиной, непрозрачный снежно-белый, сильно соленый налет, резко отличающийся от стекловидной тусклой, полупрозрачной массы льда.

Смерзшаяся масса снега и рассола образует более шероховатую поверхность по сравнению с поверхностью льдов, отвердевших без снега, или в особенности с поверхностью льдов, образовавшихся на поверхности пресных водоемов на льду. Последние обычно гладки, как зеркало, и снег на них не задерживается.

При изменениях температуры рассол на поверхности льда то твердеет, то опять превращается в жидкую массу. В последнем случае он медленно, но неизменно просачивается вниз.

Совершенно аналогичные явления происходят и в солевых ячейках и капиллярах, вкрапленных в толщу льда. В них также при понижении температуры выделяются добавочные ледяные образования, при последующем повышении температуры опять переходящие в раствор.

Влажный поверхностный рассол и рассол в солевых ячейках и определяют собою соленость льда. Понятно, что в тонких ледяных образованиях



главную роль играет поверхностный рассол. По мере увеличения толщины льда приобретают наибольшее значение солевые ячейки, тем более, что с течением времени идет непрерывный сток рассола сверху вниз, и поверхностный рассол переходит сначала в солевые ячейки, а затем и в воду.

Вкрапления солевого раствора, окруженные со всех сторон чистым льдом, определяют собой соленость и строение морского льда и являются первопричиной многих физико-химических его свойств.

Как указывает Брунс, понятие о строении морского льда могут дать измерения его электропроводности. Действительно, электропроводность чистого льда колеблется в пределах от  $10^{-10}$  до  $10^{-12}$  обр. ом. Электропроводность же рассола морской воды при температурах от  $-5^\circ$  до  $10^\circ$  — порядка  $10^{-1}$  обр. ом. Если рассол заключен в изолированных ячейках, окруженных со всех сторон чистым льдом, то электропроводность морского льда должна быть того же порядка, что и у чистого льда; если же рассол находится в сообщающихся друг с другом капиллярах, то электропроводность должна приближаться к электропроводности рассола. Электропроводность ряда образцов морского льда, измеренная Брунсом, оказалась порядка от  $10^{-3}$  до  $10^{-4}$  обр. ом. Кроме того, ход температурного коэффициента электропроводности удовлетворительно объяснялся при предположении, что соли морского льда принимают участие в проводимости. Это показывает, по Брунсу, что рассол пропитывает лед, как губку или древесину. По всей вероятности, в морском льду мы имеем и отдельные изолированные ячейки с рассолом и сообщающиеся друг с другом, наполненные рассолом капилляры. Повидимому, рассол распределен во льду весьма неравномерно. Дерюгин во время зимовки на м. Желания сделал много сотен послойного определения солености спокойно нараставшего льда (припая), не подвергавшегося в течение зимы никаким подвижкам или нагромождениям. Как указывают Дерюгин и Брунс, соленость одного и того же горизонта морского льда при этих определениях не являлась величиной постоянной, а колебалась в среднем в пределах 10% при объеме проб 300—350 см<sup>3</sup>.

Заметим, что, как это следует из свойств морской воды высокой солености, каждой температуре рассола ниже температуры замерзания соответствует вполне определенная концентрация рассола. Если мы несколько понизим температуру, то сейчас же из раствора выделится некоторое количество льда, и концентрация рассола соответственно повысится. Отсюда мы можем определить, какое количество рассола и какое количество чистого льда содержится в данном количестве морского льда. Действительно:

в  $m$  граммах морского льда имеем  $\frac{mS}{1000}$  граммов солей

где  $S$  — соленость морского льда.

Если в этих  $m$  граммах морского льда при некоторой температуре  $\tau$  заключено  $n$  граммов рассола, соленость которого равна  $S_\tau$ , то в  $n$  граммах рассола имеем  $\frac{nS_\tau}{1000}$  граммов солей.

Предположим, что общее количество солей в морском льду при изменении концентрации рассола в связи с изменением температуры не меняется. При этом, очевидно, всегда будем иметь равенство

$$\frac{mS}{1000} = \frac{nS_\tau}{1000}$$

Откуда

$$n = \frac{mS}{S_\tau}$$

Из этой формулы следует, что в 1 г морского льда соленостью  $S$  при температуре  $\tau$  содержится:

$\frac{S}{S_\tau}$  граммов рассола и

$(1 - \frac{S}{S_\tau})$  граммов чистого льда.

Таблица соответствия величин  $\tau$  и  $S_\tau$  приведена в § 11. Здесь же дается таблица 141, вычисленная по приведенным формулам.

Таблица 141

Количество рассола в граммах на 1 кг морского льда при разных его температурах и соленостях

$S^\circ/_{\infty}$ \ $t^\circ$	-2	-4	-6	-8	-10	-15	-20	-23
2	54	29	21	17	14	10	8	8
4	108	53	42	33	28	21	17	15
6	162	87	63	50	42	31	25	23
8	216	116	84	67	56	42	34	31
10	270	145	105	83	69	52	42	38
15	405	217	158	125	104	78	63	58

Как видим из этой таблицы, количество рассола в морском льду уменьшается вместе с понижением температуры. При некоторой очень низкой температуре (§ 11) весь рассол выкристаллизовывается в криогидрат. Эта температура и является в сущности температурой замерзания морского льда. По опытам Рингера (§ 11) она ниже  $-55^\circ$ , так как только при этой температуре начинает выпадать из рассола хлористый кальций. Практически температура замерзания морского льда несколько выше. Действительно, принимая во внимание малое количество солей в морской воде, имеющих очень низкие эвтектические температуры, и то обстоятельство, что главная составляющая соль — поваренная соль — начинает выпадать при  $-23^\circ$ , считается, что температура замерзания морского льда лежит в пределах от  $-23^\circ$  до  $-30^\circ$ .

Таким образом, в отличие от пресных воды и льда, для морских воды и льда мы имеем температуру замерзания морской воды, или, вернее, температуру начала льдообразования в морской воде данной солености и температуру замерзания морского льда. Первая температура определяется соленостью морской воды и тем ниже, чем соленость выше, и, следовательно, является величиной переменной. Вторая температура не зависит от солености морской воды, из которой лед образовался, и от солености самого льда и является величиной постоянной.

Из самих процессов образования морского льда вытекает, что соленость морского льда зависит от следующих факторов:

1. От солености воды, из которой лед образовался. Действительно, как бы быстро ни шло льдообразование, часть рассола всегда успевает из льда вытечь. Поэтому соленость морского льда всегда ниже солености воды, из которой он образовался. Максимальная соленость морского льда, определенная Мальмгреном во время плавания на «Мод» в распресненных водах Сибирского побережья, была равна  $14.59^\circ/_{\infty}$ . Соленость морского льда, образовавшегося в соленых антарктических водах, по определению Руша, колебалась в пределах от  $14.9$  до  $22.5^\circ/_{\infty}$ .

2. От скорости льдообразования. Чем скорее образуется лед, тем меньше рассола успевает просочиться вниз между кристаллами<sup>1</sup>. Скорость же льдообразования при прочих равных условиях тем боль-

<sup>1</sup> Кроме того, как мы видели, при сильном охлаждении образующиеся кристаллы меньше. Обладая большей удельной поверхностью, они удерживают около себя большее количество рассола.



ше, чем ниже температура воздуха, при которой происходит льдообразование. Так, по наблюдениям Мальмгрена (табл. 142):

Таблица 142

Температура воздуха . . . . .	—16°	—28°	—30°	—40°
Соленость нового льда (в ‰) . . .	5.64	8.01	8.77	10.16

Скорость нарастания льда снизу путем теплопроводности в общем меньше скорости образования поверхностных слоев льда путем непосредственного соприкосновения с холодным воздухом.

Отсюда в общем соленость льда уменьшается от верхней поверхности к нижней.

Так, по наблюдениям Мальмгрена (табл. 143).

Таблица 143

Глубина слоя в м . . . . .	0	0.13	0.45	0.95
Соленость в ‰ . . . . .	6.74	5.31	4.37	3.17

3. От условий льдообразования. Как мы видели, структура льда зависит от состояния моря во время льдообразования. При отсутствии каких-либо перемешивающих воду процессов образуется лед сравнительно правильной игольчатой формы; наоборот, лед, образовавшийся при сильном перемешивании, похож на пропитанную морской водой губчатую массу. Последний лед более солен, чем игольчатый.

Самойленко в 1932 г. определял соленость льда, образовавшегося из морской воды соленостью 33.64‰ в условиях покоя и в условиях искусственного перемешивания.

Несмотря на малые количества полученного льда (всего около 7%, опыты были не закончены), Самойленко получил (табл. 144).

Таблица 144

Соленость льда в условиях покоя = 19.3‰	
» » при перемешивании = 23.8‰	

Надо заметить, что льдообразование в открытом море, даже после покрытия поверхности моря сплошным ледяным покровом, редко проходит спокойно — постепенным нарастанием льда снизу. Теми или иными движениями воды начальные образования льда разламываются, переносятся с места на место, сталкиваются и наезжают друг на друга, спаиваются при этом в одно целое и опять разламываются для того, чтобы соединиться вновь. На возникшие ледовые образования заплескивается морская вода, замерзающая в свою очередь уже вместе со всеми находящимися в ней солями, выпадают осадки и т. д., и все это вместе взятое создает весьма сложную картину.

4. От возраста льда. Чем старше лед, тем меньше его соленость, что объясняется непрерывающимся просачиванием солевого раствора между кристаллами льда.

Ниже приводится вертикальное распределение солености во льду по определению Вайпрехта (табл. 145).

Таблица 145

Глубина слоя (в м) . . . . .	0—0.05	0.05—0.14	0.14—0.19
Соленость слоя (в ‰) . . . . .	25	13	12

Большая разность в соленостях, определенных Вайпрехтом и приведенных выше определений Мальмгрена, объясняется только отчасти тем, что образец Вайпрехта образовался в более соленой воде и при очень низкой температуре воздуха. Главной причиной является то, что Вайпрехт исследовал свою льдину спустя только 60 часов после начала ее образования, а исследования Мальмгрена производились в апреле над льдом, начавшим образовываться в ноябре.

Просачивание с течением времени капель рассола сквозь лед вызывается многими причинами. Прежде всего в этом отношении (так как плотность капель рассола больше плотности льда и воды, подстилающей лед) действует сила тяжести. Действие силы тяжести в узких капиллярах несколько уравнивается подъемом уровня в них действием силы поверхностного натяжения. Однако, так как с течением времени верхние части льда при продолжающемся его нарастании поднимаются все более и более над уровнем воды и так как размеры капилляров с течением времени также увеличиваются, то в конце концов действие силы тяжести, особенно в верхних слоях льда, начинает превышать действие молекулярных сил.

Уитман обратил внимание на перемещение включенных в лед солевых капель, вызываемое наличием во льду градиента температуры.

Как мы видели, концентрация рассола солевых ячеек определяется температурой слоя льда, в которой находится данная ячейка. При наличии градиента температуры на более теплой стороне ячейки концентрация рассола будет выше и на более холодной ниже концентраций, требуемых условиями равновесия. Отсюда у более теплой стороны ячейки лед будет расплавляться и тем понижать концентрацию рассола, а у более холодной будет выделяться новый лед и тем повышать концентрацию рассола. В результате этих процессов капля рассола будет перемещаться от более холодных слоев льда к более теплым, причем одновременно концентрация рассола капли будет уменьшаться.

Свои рассуждения Уитман подтвердил опытами с раствором поваренной соли концентрацией 3.31%, искусственно замороженным в специальных цилиндрических пробирках. Эти пробирки выдерживались некоторое время при постоянных температурах у их верхних и нижних концов и затем определялась концентрация поваренной соли. Результаты, как среднее из пяти опытов, приводятся в табл. 146.

Таблица 146

Продолжительность опыта в часах . . . . .	5.5	6.5
Температура у верхней части пробирки . . . . .	—2°	—25°
Температура у нижней части пробирки . . . . .	—20°	—4°

Содержание поваренной соли в процентах:

в верхнем слое . . . . .	3.88	1.86
во 2-м слое . . . . .	3.19	1.92
в 3-м » . . . . .	3.19	2.69
» 4-м » . . . . .	3.08	2.77
» нижнем слое . . . . .	2.92	2.51

Из таблицы видно, насколько быстро совершается перемещение капель рассола, определяющих соленость льда.

В морском льду в зимнее время мы имеем очень низкие температуры верхней поверхности льда и температуры, близкие к температуре замерзания, у нижней поверхности льда. Отсюда зимой явление, отмеченное Уитманом, должно вызывать энергичное стекание рассола вниз. В летнее время наиболее низкие температуры наблюдаются в средних частях льда и солевые капли должны двигаться и вверх и вниз. Но в летнее время капилляры и ячейки, содержащие рассол, у поверхности льда сильно увеличиваются в размерах, лед становится очень пористым, и главную роль в просачивании льда начинает играть сила тяжести. Лед становится, благодаря этому, пористым и мало соленым. Как пример пористости льда и просачивания через него рассола, Мальмгрен описывает наблюдение, сделанное весной 1924 г.

В ледяном поле, на котором воды не было, была вырыта яма, глубиной около метра. На следующий день эта яма оказалась заполненной рассолом соленостью 51‰ при солености окружающей морской воды 28‰ и солености самого льда 3‰. Очевидно, этот рассол просочился из окружающего льда.

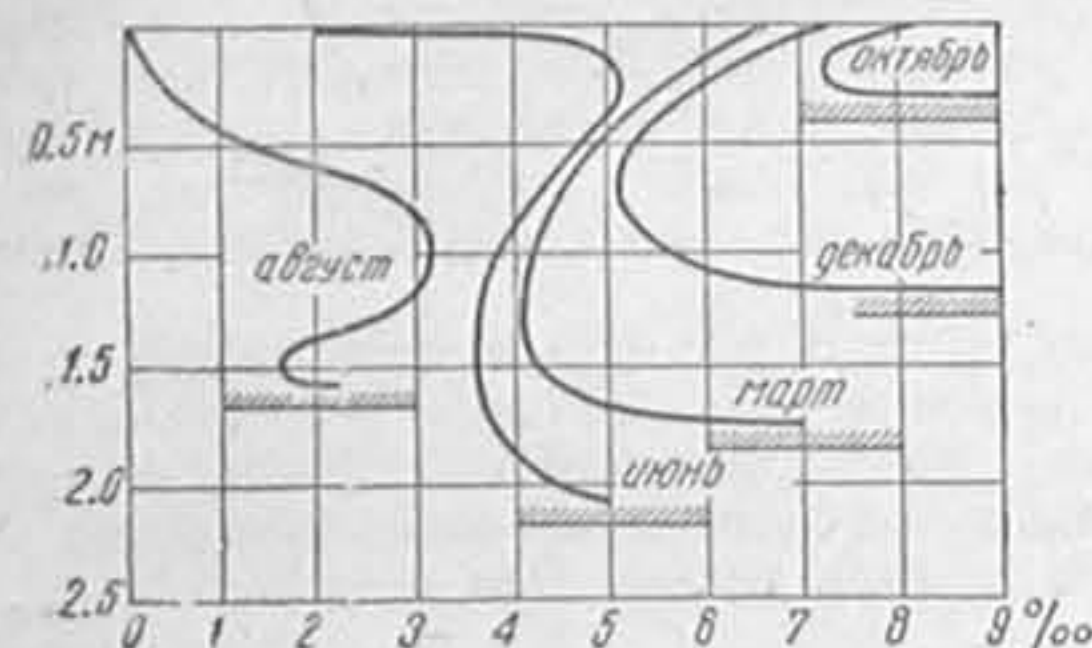
Чрезвычайно интересно также наблюдение капитана Свердруп в районе к северу от Шпицбергена. Он говорит, что 18 апреля 1895 г. при температуре воздуха —13° он заметил каплю, висевшую в тени под выдающимся углом большой глыбы льда. Эта капля была солона, как самый крепкий рассол. Очевидно, эта капля явилась результатом стекания рассола по капиллярам льда.

Нисходящее движение рассола, особенно интенсивное в летнее время, влечет за собой, во-первых, полное опреснение верхних слоев льда, в первую очередь возвышающихся над ровной поверхностью льда ропаков и торосов, и, во-вторых, неправильное вертикальное распределение солености. Соле-



ность при этом достигает некоторой максимальной величины в срединных частях льда.

Опреснение верхних слоев льда является давно известным фактом. Старые торосы приобретают при опреснении голубоватый цвет, в отдельных случаях приближающийся к интенсивно-синему. Во время экспедиции на «Садко» в 1935 г. между Шпицбергом и Землей Франца-Иосифа неоднократно наблюдались льды прекрасного голубого и даже синего цвета. В поисках пресных водоемов на льду для приемки из них воды можно руководствоваться цветом льда и цветом воды в водоемах на льду. Коричневый цвет воды означает, что на дне водоема много диатомей и вода солоноватая. Зеленый цвет указывает на очень соленую воду, близкую по солености к окружающей морской. Обычно дно таких водоемов оказывается протаявшим насквозь. Голубые водоемы всегда оказываются совершенно пресными. Другим косвенным признаком служит повышенный по сравнению с уровнем моря уровень воды в водоеме. Этот признак, однако, наблюдается не во всех случаях.



130. Схема изменений толщины и солености морского льда в течение года в Северном полярном бассейне по Мальмгрену.

Свои многочисленные наблюдения над вертикальным распределением солености льда в течение года Мальмгрен свел в схему, воспроизводимую на рис. 130, предупреждая, однако, что эта схема дает лишь качественную картину изменения солености и толщины льда и что ее не следует истолковывать как средние значения за различные месяцы.

Рисунок показывает, как лед, образовавшийся в Северном полярном

бассейне в октябре, претерпевает постепенные изменения по толщине и солености до кривой, характеризующей эти элементы в августе следующего года. Поясняя эти кривые, Мальмгрен приходит к следующим выводам.

Новый лед обладает на поверхности соленостью тем большей, чем быстрее происходило льдообразование. Книзу соленость уменьшается сначала быстро, а затем медленнее. Вблизи нижней поверхности льда соленость снова оказывается больше. Но по мере того как снизу нарастают новые слои льда, соленость в данной точке начинает уменьшаться до нормальной. В течение зимы соленость льда уменьшается постепенно на всех глубинах. Летом вследствие таяния соленость поверхностных слоев начинает быстро уменьшаться и эти слои становятся почти пресными. Одновременно идет уменьшение солености нижних слоев.

Как это отмечено еще Нансеном, увеличение толщины льда продолжается и летом. Во-первых, до тех пор пока температуры средних частей льда остаются ниже температуры замерзания прилегающей морской воды, это нарастание вызывается процессом теплопроводности. Во-вторых, после того как таянием лед достаточно разрушен, скопления пресной воды, образовавшиеся на его поверхности, так или иначе стекают под его поверхность и здесь замерзают, вступая в непосредственное соприкосновение с холодной морской водой, температура замерзания которой значительно ниже.

По Мальмгрену, соленость нового льда, образовавшегося 5 июля 1923 г. на глубине 2 м, была равна  $0.2\text{‰}$ .

В конце полярного лета новый лед прошлой зимы переходит в класс старого льда, под которым с наступлением холодов начинается новое льдообразование. Однако молодой лед, образующийся под старым, менее солен, чем лед, образующийся заново на поверхности моря. Также менее солен лед, образующийся под поверхностью ледяных полей, покрытых снегом,

по сравнению со льдом, образующимся под чистым льдом. Объясняется это меньшей теплопроводностью старого льда и снега по сравнению с новым льдом.

## § 47. Состав солей морских льдов

Как мы видели, благодаря особенностям процесса льдообразования, морской лед состоит из чистых ледяных кристаллов, окружающих более или менее равномерно распределенные ячейки, наполненные рассолом. Так как соотношение отдельных главных ионов в морской воде различной солености одинаково, то и концентрация рассола в этих ячейках при каждой данной температуре льда должна быть одинакова, не завися ни от солености воды, из которой лед образовался, ни от общей солености льда.

Действительно, каждую ячейку с рассолом мы можем рассматривать как замкнутую, в которой процессы при изменении температуры следуют эвтектическим законам. Так, при каждом понижении температуры льда из рассола ячейки выделяется чистый лед и выпадают соли в соответствии с порядком, установленным опытами Рингера (§ 11). При каждом повышении температуры выделившийся при понижении температуры из рассола лед расплавляется, а осадившиеся соли растворяются в рассоле. Соленость воды, из которой лед образовался, при прочих равных условиях сказывается лишь на объеме рассола, включенного в отдельные ячейки.

Однако эта схема явлений значительно усложняется тем, что выделение чистого льда в ячейке, в начальный момент полностью заполненной рассолом, вызывает некоторое увеличение объема ячейки. Действительно, пресная вода при замерзании увеличивает свой объем на 9%.

Таким образом, при понижении температуры и выделении из рассола добавочного льда возникает давление на боковые стенки ячейки, деформирующее последние и вытесняющее рассол из ячеек. При всяком повышении температуры, наоборот, в ячейках образуются пустоты, втягивающие в себя рассол из соседних, главным образом выше расположенных, ячеек, а также воздух из атмосферы. Отсюда, в морском льду под влиянием изменений температуры все время происходят процессы, определяющие многие свойства морского льда.

В частности, последовательные образования давлений в ячейках, вытесняющих из них рассол, и пустот, втягивающих рассол из соседних ячеек, связанные с изменением температуры льда, способствуют постепенному стеканию рассола вниз и опреснению льда. Этим, как мы видели, объясняется уменьшение солености льда с увеличением его возраста.

Но эти же процессы изменяют и самый состав солей морского льда. Действительно, по опытам Рингера мы видели, что достаточно небольшого понижения температуры морской воды ниже точки замерзания для того, чтобы из нее начал выпадать карбонат кальция, а при понижении температуры ниже  $-8^{\circ}.2$  сульфат натрия. Естественно, что при соответствующей температуре эти соли будут отлагаться на стенках ячеек. Так как хлориды из морской воды начинают выпадать только при температурах ниже  $-23^{\circ}$ , то эти соли очень долгое время сохраняются в ячейках рассола и постепенно просачиваются вниз, уменьшая с течением времени соленость льда.

Таким образом, в талой воде морского льда по сравнению с нормальной морской водой мы должны наблюдать избыток карбонатов и сульфатов, отложившихся на стенках ячеек, и недостаток хлоридов, просочившихся вместе с рассолом в воду.

Исследования льдов Баренцева моря, произведенные Лактионовым в 1929 г., привели к результатам (средним), показанным в табл. 147.



Таблица 147

Возраст льда	Cl <sup>0</sup> / <sub>00</sub>	SO <sub>3</sub> /Cl	A/Cl	Число наблюдений
Многолетний	0.006	0.4067	105.633	6
Годовалый	0.404	0.1197	1.723	19
Весенний	0.731	0.1187	0.980	4

где

Cl<sup>0</sup>/<sub>00</sub> — содержание хлора,SO<sub>3</sub>/Cl — отношение содержания сульфат иона к содержанию хлора,

A/Cl — отношение щелочного резерва к содержанию хлора.

В табл. 148 приведены результаты анализов льда Баренцова моря, произведенных Блинновым.

Таблица 148

Класс льда	Cl	Содержание (в г/л)			
		SO <sub>3</sub>	CaO	MgO	S <sup>0</sup> / <sub>00</sub>
Склянка	0.031	следы	0	0	—
Блинчатый кристаллический	1.971	0.212	0.070	0.201	3.492
Блинчатый монолит	1.575	1.751	0.046	0.159	2.754

где

CaO — окись кальция,

MgO — окись магния.

В табл. 149 показано вертикальное распределение отдельных составляющих в морском льду по некоторым анализам Лактинова.

Таблица 149

Глубина образца от поверхности (в см) . . .	0—5	20—35	45—50	65—70	80—85
SO <sub>3</sub> /Cl . . . . .	0.1067	0.1134	0.1176	0.1185	0.1198
A/Cl . . . . .	1.2597	1.2648	1.037	1.0774	0.9331

Лед Каспийского моря, исследованный Красиной, дал результаты, показанные в табл. 150.

Таблица 150

Глубина образца от поверхности (в см) . . .	15—20	35—40	60—65
SO <sub>3</sub> /Cl . . . . .	0.4124	1.0690	2.2352
A/Cl . . . . .	0.403	1.175	1.384
CaO/Cl . . . . .	0.185	1.128	0.151

Содержание Mg и отношение MgO/Cl во всей толще льда оказались одинаковыми.

Из приведенных таблиц, а также из других исследований видим следующее:

1. Отношение SO<sub>3</sub>/Cl, как правило, в морском льду значительно выше, чем то же отношение в нормальной морской воде (равное 0.1159). В отдельных случаях это отношение может быть и значительно больше. Так, Хамберг отмечает случай, когда отношение SO<sub>3</sub>/Cl достигало величины 0.574, т. е. было в пять раз больше нормального.

2. Как правило, отношение SO<sub>3</sub>/Cl увеличивается с возрастом льда, что объясняется, как уже указывалось, тем, что хлориды труднее выпадают из раствора и потому стекают из ячеек с рассолом быстрее сульфатов, частично отлагающихся на стенках ячеек в виде твердых солей.

3. Отношение SO<sub>3</sub>/Cl в верхних слоях льда в общем меньше, чем в нижних, что объясняется тем, что при каждом повышении температуры льда выше —8°.2 сульфаты опять переходят в рассол и начинают стекать в нижние слои льда, а затем и в воду<sup>1</sup>.

Что касается отношения щелочного резерва к содержанию хлора, то первые исследования этого вопроса принадлежат, повидимому, Лактинову, который, помимо наблюдений над природным льдом, произвел вместе с Красиной также исследования в лабораторной обстановке.

Из этих наблюдений следует:

4. Содержание карбонатов в морском льду почти постоянно, слегка увеличиваясь с глубиной слоя льда, что объясняется тем, что, как это следует из опытов Рингера, карбонаты выпадают из морской воды и осаждаются на стенках ячеек почти одновременно с началом льдообразования.

5. Так как содержание хлоридов в морском льду изменяется очень сильно, уменьшаясь вместе с возрастом и состоянием льда, то отсюда отношение A/Cl может колебаться в значительных пределах, достигая максимума в многолетнем льду.

Таким образом, непосредственные измерения состава солей морского льда подтверждают избирательный характер процесса льдообразования, установленный Рингером, и правильность заключений Петтерсона и Рингера о том, что при льдообразовании в морской воде, из которой лед выделился, должен наблюдаться некоторый избыток хлоридов и, наоборот, в воде, в которой лед растаял, — избыток сульфатов и главным образом карбонатов.

Отсюда воды арктического и антарктического происхождения (там, где идет интенсивное льдообразование), повидимому, должны отличаться пониженным щелочным коэффициентом.

В табл. 151 приведены средние величины щелочного коэффициента в поверхностных водах Карского моря при различных соленостях по Визе.

Таблица 151

S <sup>0</sup> / <sub>00</sub> A/S · 10 <sup>4</sup> . . . . .	< 31 684	31—32 680	> 32 677
---	-------------	--------------	-------------

Так как соленость и щелочной резерв поверхностных слоев Карского моря обуславливаются, с одной стороны, таянием льда и, с другой стороны, береговым стоком, то естественно, что, чем меньше соленость этих вод, тем больше щелочной коэффициент.

В табл. 152 приведены также по Визе изменения щелочного коэффициента весной на различных глубинах в Печорском море.

Таблица 152

Глубина (в м) . . . . .	0	10	22—25
S <sup>0</sup> / <sub>00</sub> A/S · 10 <sup>4</sup> . . . . .	34.72 637	34.75 641	34.77 654

<sup>1</sup> В некотором противоречии с этими выводами находятся выводы Свердруп и Мальмгрена из результатов экспедиции на «Мод», основанные на сравнительных определениях содержания хлора в воде, полученной растапливанием морского льда, определенного обычным титрованием, с содержанием хлора, вычисленным по удельному весу, определенному ареометром с полным погружением. Нансен также замечает, что его гидрологические наблюдения показали уменьшенное отношение хлоридов к сульфатам в подледной воде.



Из этой таблицы видно, что в поверхностном слое Печорского моря, в котором в течение зимы было интенсивное льдообразование, щелочной коэффициент понижен.

Определения щелочности поверхностных вод северной части Карского моря, произведенные Чигириным во время экспедиции на «Садко» 1935 г., показали также понижение щелочного коэффициента при увеличении солености, как это видно из табл. 153.

Таблица 153

$S^{\text{‰}}$ . . . . .	29—30	30—31	31—32	32—33
$A/S \cdot 10^4$ . . . . .	755	694	691	688

## § 48. Плотность и пористость

Плотность льда зависит от его температуры, солености и количества включенных в лед пузырьков воздуха.

Плотность чистого, лишенного пузырьков воздуха льда при  $0^\circ$  равна 0.9176. Отсюда удельный объем его равен 1.0898. Так как удельный объем чистой воды при  $0^\circ$  равен 1.00013, то, следовательно, при льдообразовании удельный объем увеличивается на 0.0897, или приблизительно на 9%.

Бриджменом и одновременно Тамманом в лабораторных условиях при больших давлениях было получено несколько разновидностей льда, отличающихся друг от друга по температуре плавления и по плотности.

На рис. 131 воспроизведена диаграмма равновесия вода—лед по Бриджмену. Из диаграммы следует, что при обычном давлении образуется только обычный лед (I), который в среднем на 10—13% легче воды. При дальнейшем повышении давления образуются разновидности: лед III, который на 5% плотнее воды, лед II, который примерно на 22% плотнее льда I, лед V, который приблизительно на 6% плотнее воды, и лед VI, который примерно на 9.5% плотнее воды. Таким образом, из пяти изученных Бриджменом разновидностей льда четыре тяжелее воды. Лед VI, образующийся при высоких давлениях, может существовать при температурах значительно выше  $0^\circ$ .

Далее из диаграммы видны температуры и давления, при которых возможно одновременное существование отдельных разновидностей льда и воды (табл. 154).

Таблица 154

$t^\circ$	Давление в $\text{кг/см}^2$	Разновидность
— 22.0	2115	вода — лед I — лед III
— 34.7	2170	лед II — лед III — лед I
— 17.0	3530	лед V — лед III — вода
— 24.3	3510	лед V — лед II — лед III
+ 0.46	6380	лед VI — лед V — вода

Приблизительно такие же результаты получил Тамман, который исследовал лед при давлениях от 200 до 2500  $\text{кг/см}^2$  и окончательно установил существование разновидностей льда: устойчивых — I, II и III и неустойчивых — I' и III'.

Опыты Бриджмена указывают на наличие в воде по крайней мере двух веществ или двух разновидностей воды. Для воды, соответствующей льду I, температура замерзания при повышении давления понижается, что обязательно для веществ, у которых плотность твердой фазы меньше, чем жидкая. Для воды, соответствующей разновидностям льда III, V и VI, температура плавления при увеличении давления повышается, что характерно для веществ, у которых жидкая фаза легче твердой. Тамман на основании своих исследований приходит к выводу, что в обычной воде существует шесть ее разновидностей, из которых и образуются соответствующие разновидности льда.

В природе высокие давления, до 300  $\text{кг/см}^2$ , имеются в глубинных слоях ледников и в особенности под материковым льдом, но они недостаточны для образования

тяжелого льда. Фрицман в своей монографии о природе воды обращает внимание на одновременные опыты Кокса и А. Шоу, при которых при обычном давлении и при незначительном переохлаждении образовывался тяжелый лед, медленно опускавшийся на дно сосуда. В обоих случаях явление произошло совершенно случайно и не могло быть повторено по желанию. Несомненно, что случай образования такого тяжелого льда в природных условиях значительно способствовали бы образованию глубинного льда.

Коэффициент объемного теплового расширения чистого льда в пределах температур от  $0^\circ$  до  $-20^\circ$  приблизительно равен  $\beta = 0.000165$ .

Следовательно, плотность чистого льда при  $-20^\circ$  будет приблизительно равна

$$\rho_{-20^\circ} = \frac{\rho_0}{1 - \beta t} = \frac{0.9176}{1 - 0.000165 \cdot 20} = 0.920$$

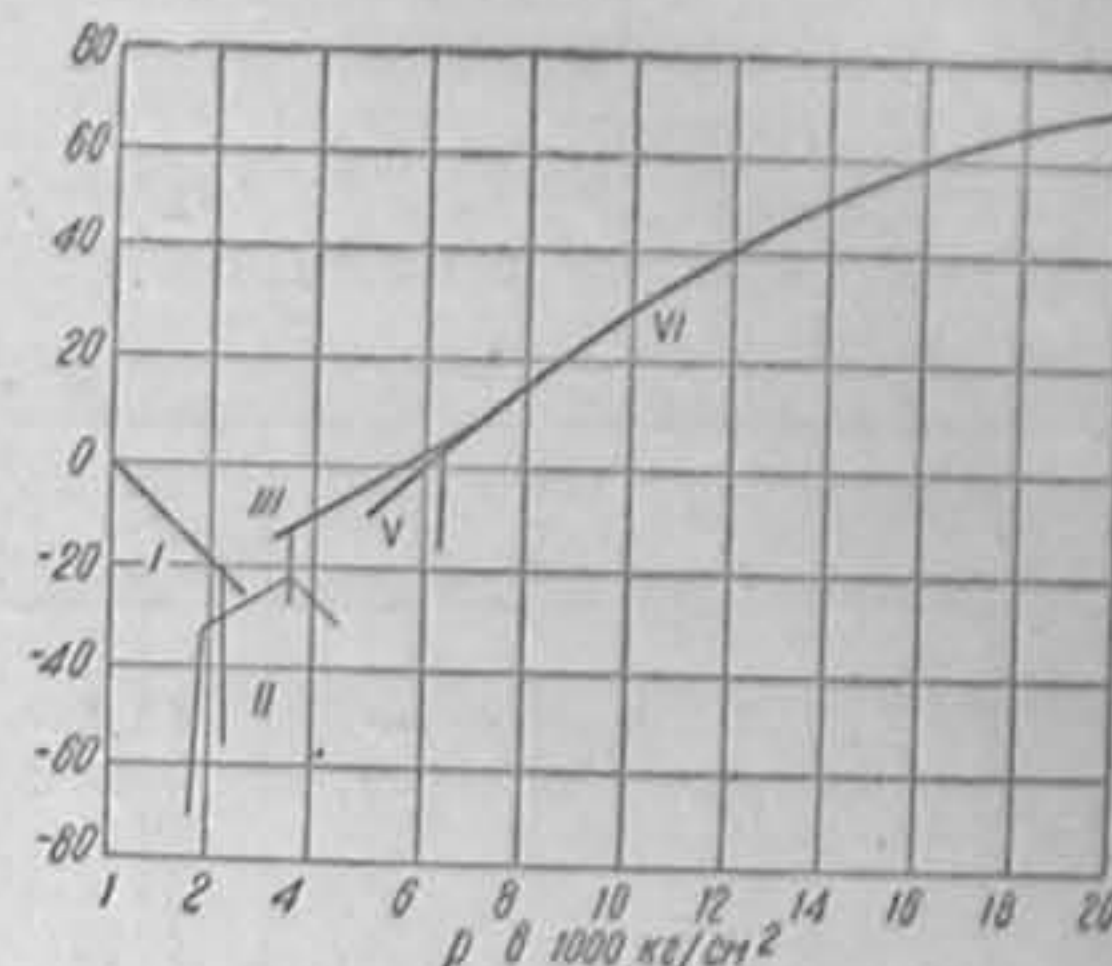
Плотность морского льда, лишенного пузырьков воздуха, увеличивается с увеличением солености. Предполагая, что плотность морского льда возрастает так же, как увеличивается при увеличении солености плотность морской воды, получаем, что плотность льда увеличивается приблизительно на 0.008 при повышении его солености на 1 $^{\text{‰}}$ . Таким образом, плотность лишенного пузырьков воздуха льда соленостью 25 $^{\text{‰}}$  равна 0.9377.

Наиболее значительное влияние на плотность льда оказывают включенные в него пузырьки газов. Эти пузырьки в морском льду могут быть различного происхождения и различной формы.

Часть пузырьков образуется в результате выделения растворенных в воде газов, не успевающих во время льдообразования выйти из ячеек между ледовыми кристаллами. Как это подтверждено опытами с искусственным замораживанием, количество этих пузырьков пропорционально насыщенности воды газами в начальный момент и обратно пропорционально скорости льдообразования. В пресном, образующемся в спокойных условиях льду эти пузырьки в большинстве случаев представляются очень вытянутыми, нитеобразными, с некоторым утолщением в верхней части. Диаметр таких нитевидных пузырьков равен нескольким десяткам миллиметра, а длина доходит до 1—2 см. Реже такие пузырьки имеют круглую или грушевидную форму.

Следующая группа пузырьков образуется в результате всплывания и прилипания к нижней поверхности льда газов, выделяющихся из воды и донных отложений. Большею частью это приплюснутые или плоско-выпуклые пузырьки диаметром до 10 см и выше. Особо большие скопления таких пузырьков встречаются во льду, образующемся над участками дна, где происходит интенсивное разложение органического вещества с последующим выделением газов. На мелководьях количества этих газов иногда настолько велики, что образуют пустоты величиной с кулак, а нижней поверхность льда делают неровной<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> В проливе Лаптевых наблюдали бурное выделение метана, поднимавшегося со дна моря после взрыва и горевшего над поверхностью замерзшего моря синеватым пламенем.



131. Диаграмма равновесия вода — лед. Бриджмена.



Следующая группа пузырьков в морском льду получается при вмерзании в лед водорослей, продолжающих выделять газы в виде мельчайших пузырьков.

Наконец воздушные пузырьки образуются в результате замещения с течением времени воздухом рассола, вытекающего из морского льда.

Последняя группа воздушных пузырьков для морских льдов открытого моря имеет наибольшее значение.

По измерениям Брунса в 1934 г., морской лед Баренцова моря содержал иногда газов до 12—13% по объему. Результаты анализа состава газов в пузырьках показаны в табл. 155.

Таблица 155

Дата пробы	CO <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	N <sub>2</sub> + редкие газы	Ar + тяжелые редкие газы	O <sub>2</sub> /N <sub>2</sub>
6.IX.1934	—	18.3	81.7	0.917	0.224
19.IX.1934	0.6	15.9	83.5	0.905	0.190
21.IX.1934	0.5	16.5	83.0	0.884	0.187
24.IX.1934	0.6	18.0	81.4	0.944	0.223
Среднее	0.4	17.2	82.4	0.912	0.209

Как уже указывалось, отношение содержания кислорода и азота, насыщающих морскую воду при всех температурах и соленостях, приблизительно равно 0.5; то же отношение в воздухе — приблизительно около 0.26. Кроме того, общее содержание кислорода и азота, насыщающее при температуре замерзания морскую воду различной солености, колеблется в пределах от 2.2 до 2.8% по объему. Отсюда следует заключить, что пустоты в морском льду заполнены главным образом атмосферным воздухом, причем количество кислорода в нем понижено, а количество углекислоты, наоборот, повышено<sup>1</sup>, по всей вероятности, дыханием организмов, включенных в морской лед, и процессами окисления.

Надо заметить, что так как количество рассола в морском льду значительно, то и количество воздуха при условии, что весь рассол из льда вытечет и будет замещен воздухом, окажется значительным. Табл. 156 вычислена для морского льда различной солености при начальной его температуре —2°.

Таблица 156

S <sup>0</sup> / <sub>00</sub> . . . . .	5	10	15
s . . . . .	0.14	0.27	0.40
(v <sub>w</sub> : v <sub>i</sub> ) % . . . . .	12	24	35

В этой таблице

S<sup>0</sup>/<sub>00</sub> — соленость морского льда,

s — число граммов рассола в одном грамме морского льда при температуре льда —2°,

v<sub>w</sub> : v<sub>i</sub> — отношение объема ячеек с рассолом к всему объему морского льда при температуре —2°.

Так как при понижении температуры льда объем ячеек с рассолом сильно уменьшается, то, следовательно, при последующем стекании рассола объем замещающего рассол воздуха будет значительно меньше.

<sup>1</sup> Брунс указывает, что количество углекислоты, повидимому, еще больше, так как часть углекислоты растворяется в воде при освобождении пузырьков воздуха из тающего льда.

Отсюда вытекает, что чем ниже температура воздуха (а следовательно и льда) в начальные моменты льдообразования, тем менее пористый лед в конечном итоге мы получаем.

Как показали исследования Д е р ю г и н а и Б р у н с а, распределение газов даже во льдах, образовавшихся в спокойной обстановке, весьма неравномерно, и наименьшая пористость наблюдается в средней части льдов.

Приведенные данные и рассуждения показывают, что пустоты, обуславливающие пористость морского льда, объясняются, во-первых, тем, что верхние слои льда образуются из снега, и, во-вторых, замещением рассола, вытекающего из ячеек и капилляров, атмосферным воздухом.

Несколько иное происхождение пузырьков воздуха в снежном и глетчерном льду. В фирновом льду, образовавшемся из слежавшегося снега, воздух занимает от 30 до 50% объема. С течением времени, при постепенном преобразовании фирнового льда сначала в пузырьчатый лед (плотность около 0.85), а затем в глетчерный лед (плотность 0.88—0.91), пузырьки воздуха частью выдавливаются в атмосферу через мельчайшие трещины и каналы, а частью сжимаются и сохраняются под давлением. Это давление, как показали исследования экспедиции К о х а и Вегенера в Гренландии в 1912—13 гг., в отдельных случаях может достигать 10—12 atm.<sup>1</sup>

Избытком давления в пузырьках воздуха, включенных в лед, повидимому, надо объяснить обычно наблюдающееся обильное выделение пузырьков воздуха при таянии кусков глетчерного льда, сопровождаемое характерным шипением, напоминающим шипение поджариваемого сала.

Влияние пузырьков воздуха, включенных в лед, на его плотность можно вывести из следующих соображений.

Если плотность льда, лишенного пузырьков воздуха, равна  $\delta_0$  и если объем воздуха, включенного в лед, равен  $n$  процентов от полного объема льда, то искомая плотность льда определится по формуле:<sup>2</sup>

$$\delta = \delta_0 \left( 1 - \frac{n}{100} \right)$$

Плотность морского льда при различных соленостях и различных содержаниях воздуха (в процентах объема) показана в табл. 157.

Таким образом, плотность морского льда увеличивается с увеличением солености и с уменьшением объема включенных в лед пузырьков газа<sup>3</sup>. Так как с течением времени рассол из солевых ячеек льда стекает и замещается воздухом, то естественно, что плотность льда при отсутствии сжатий постепенно уменьшается.

Наибольшее влияние на плотность льда оказывает именно содержание в нем воздуха, а последнее определяется в значительной мере воздухом, замещающим с течением времени вытекающий из солевых ячеек рассол. Отсюда естественно, что содержание воздуха тем больше, чем больше был

<sup>1</sup> Барнес высказал мысль, что, исследуя воздух, заключенный во льду айсбергов, можно судить о составе атмосферы в те времена, когда происходило образование данного глетчерного льда. Произведенные исследования состава воздуха пузырьков отклонений от современного состава атмосферы, однако, не обнаружили.

<sup>2</sup> Величина  $n$  называется пористостью льда, а величина

$$\epsilon = \frac{n}{1-n} = \frac{\delta_0 - \delta}{\delta}$$

коэффициентом пористости.

<sup>3</sup> В предшествовавших рассуждениях предполагается, что пузырьки газов находятся при атмосферном давлении.

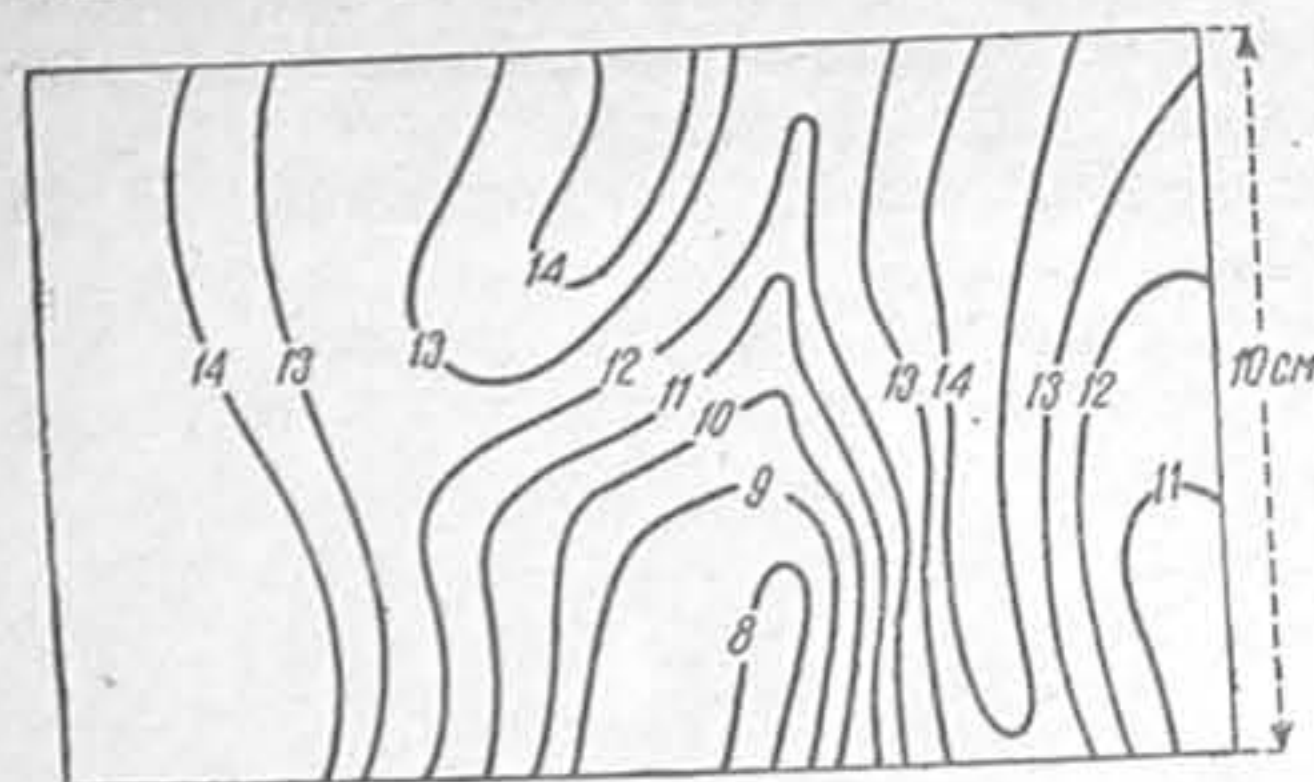


Соленость льда в момент его образования. Старый морской лед, образовавшийся в морской воде высокой солености при низких температурах, представляется наименее плотным.

Таблица 157

$n\%$	$S^0/00$	0	5	10	15	20	25
0		0.918	0.922	0.925	0.930	0.934	0.938
1		0.908	0.912	0.916	0.920	0.924	0.928
2		0.899	0.903	0.907	0.911	0.915	0.919
3		0.890	0.894	0.898	0.902	0.906	0.910
4		0.881	0.885	0.889	0.893	0.897	0.901
5		0.872	0.876	0.880	0.884	0.888	0.892
6		0.863	0.867	0.871	0.875	0.879	0.883
7		0.853	0.857	0.861	0.865	0.869	0.873
8		0.845	0.849	0.853	0.857	0.861	0.865
9		0.835	0.839	0.843	0.847	0.851	0.855

Так, например, по исследованиям Арнольда-Алябьева, содержание воздуха во льду Финского залива колеблется в пределах до 4% объема, в то время как во льду Баренцова моря содержание воздуха доходит до 8% и выше. Распределение пузырьков воздуха в отдельных кусках льда весьма неравномерно, как это видно из рис. 132.



132. Изолинии содержания пузырьков воздуха в см³/кг в верхнем слое (0—10 см) льдины Финского залива по Арнольд-Алябьеву.

В айсбергах, исследованных Барнесом у Ньюфаундленда, содержание воздуха колебалось от 7 до 15%, а в среднем было около 10%. В связи с содержанием воздуха плотность льда айсбергов по Смит колеблется от 0.6 до 0.9167.<sup>1</sup>

Иногда количество воздуха во льду выражают в см³ на килограмм льда. Интересные наблюдения над содержанием воздуха во льдах Чукотского моря сделаны Пиотровичем во время плавания на «Красине» в 1935 г.

В очень тонких пластинках (около 2 см) молодого льда содержание воздуха колебалось в пределах от 3.7 до 12 см³ на 1 кг. В таком же льду толщиной 10 см количество воздуха повысилось до 31.0 см³. В голубом льду содержание воздуха оказалось значительно больше (а именно от 55 до 130 см³/кг), чем в зеленоватом (от 9 до 102 см³/кг), желтоватом (около 25 см³/кг) и снежном (фирновом) льду (около 66 см³/кг). Зато в голубом льду по наблюдениям Пиотровича пузырьки воздуха отличались малыми размерами (до 1—2 мм), в то время как в зеленоватом льду размеры округлых пузырьков доходили до 2—3 см.

<sup>1</sup> Наиболее пористый и легкий глетчерный лед образуется в очень высоких широтах. Этот лед очень слабо соединен и легко распадается на части. Айсберги, состоящие из такого льда, норвежцы называют «сахарными».

Вследствие малой разности между плотностями льда и воды только сравнительно небольшая часть льда возвышается над водой (рис. 133).

Если плотность льда<sup>1</sup> равна  $\delta_l$ , плотность воды  $\delta_w$ , надводный объем  $v_h$  и подводный объем  $v_z$ , то согласно закону Архимеда между этими величинами существует зависимость:

$$(v_h + v_z)\delta_l = v_z\delta_w.$$

Понятно, что, если верхняя и нижняя поверхности льдины горизонтальны, а боковые ее стенки вертикальны, то эта формула может быть заменена следующей:

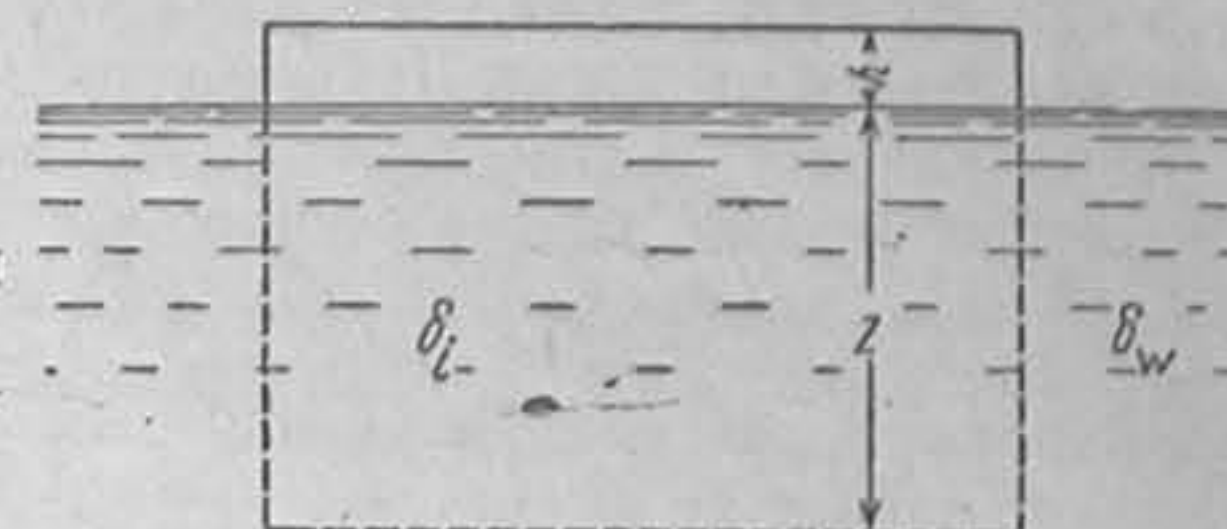
$$(h + z)\delta_l = z\delta_w,$$

где

$h$  — надводное возвышение и  
 $z$  — подводная осадка льдины.

Представляя ту же формулу иначе, получаем:

$$\frac{z}{h} = \frac{\delta_l}{\delta_w - \delta_l}.$$



133. Погруженность льдины с вертикальными стенками и горизонтальными основаниями.

В табл. 158 приведено отношение углубления подводной части к высоте надводной при различных плотностях воды и льда для однородных льдин с горизонтальными нижней и верхней поверхностями и вертикальными боковыми стенками.

Таблица 158

$\delta_l$	$\delta_w$	1.00	1.01	1.02	1.03
0.60		1.5	1.5	1.4	1.4
0.65		1.9	1.8	1.8	1.7
0.70		2.3	2.3	2.2	2.1
0.75		3.0	2.9	2.8	2.7
0.80		4.0	3.8	3.6	3.5
0.85		5.7	5.3	5.0	4.7
0.90		9.0	8.2	7.5	7.0

Надо заметить, то даже ровные ледяные поля не однородны по плотности в вертикальном направлении. Верхняя их часть всегда менее плотна, потому что она большей частью образована из слежавшегося снега. Это обстоятельство уменьшает теоретическую осадку льдов в воде. Но еще больше сказывается на осадке льдов в воде неправильность в их форме. Действительно, основная формула включает в себя не отношение высот, а отношение объемов. Поэтому при плоской и широкой подводной части льдины ее узкая надводная часть может значительно возвышаться над уровнем моря. Особенно это явление сказывается у разрушаемых таянием айсбергов, принимающих при этом весьма причудливые формы. Так, по Смит отношение  $(z/h)$  углубления айсбергов к их возвышению над уровнем моря (рис. 134) в среднем равно (табл. 159).

<sup>1</sup> Эта формула служит для определения плотности льда, если измерены высота и осадка льдины и известна плотность воды, в которой льдина плавает. Этой формулой, в частности, пользовался Макаров при своих определениях плотности.

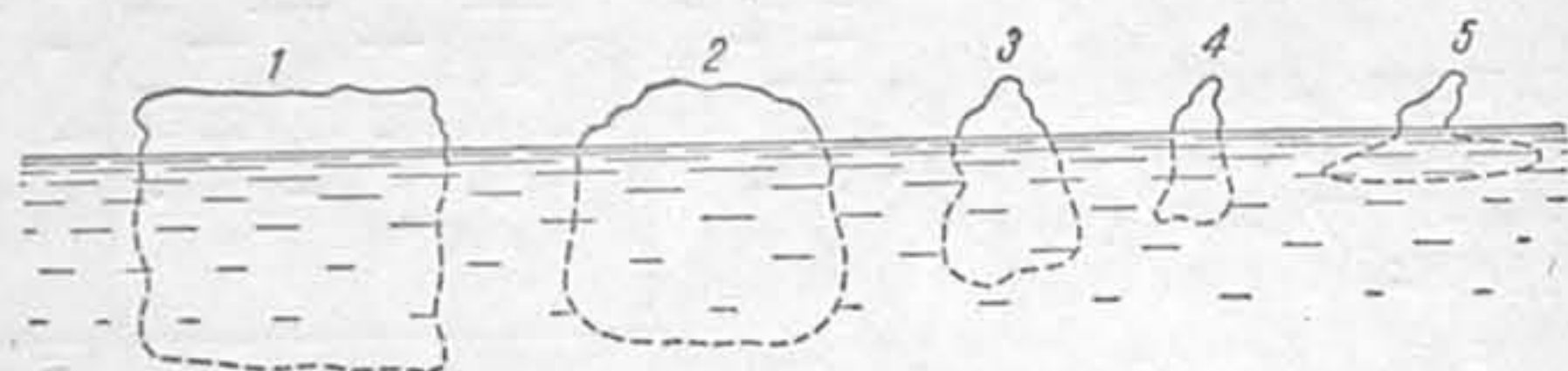


Эти результаты основаны на многочисленных непосредственных измерениях высоты и углубления айсбергов, выполненных Международным ледовым дозором, а также и на данных предшествующих экспедиций.

Таблица 159

1. Столообразные айсберги . . . . .	5
2. Округлые » . . . . .	4
3. Пирамидальные » . . . . .	3
4. Колоннообразные » . . . . .	2
5. Крылообразные » . . . . .	1

Во время гидрологических разрезов, выполненных весной 1928 г. в Янском заливе и в проливах Новосибирских островов (бр. Лаптевых, Этерикан



134. Схематическое изображение айсбергов различных форм и их углубление при одной и той же высоте над уровнем моря.

и Санникова), определялись толщины надводной и подводной частей развитого припая, считая их от уровня воды, заполнявшей прорубь. При этом оказалось, что в среднем отношение подводной части к надводной равно 12, при максимуме 17 и минимуме 7. Таким образом, припай оказывался погруженным в воду значительно больше, чем это следует из формул. Подобное же явление наблюдалось и в речном льде Яны, где иногда вода из проруби разливалась по поверхности льда. В реке это явление объясняется гидравлическим напором, так как река, покрытая сплошным ледяным покровом, течет, как в трубе. В припайе это явление относится к огромной площади льда и указывает на большую связанность льда.

Повидимому, отмеченное явление отчасти надо объяснять теми же причинами, что и для реки, так как речной сток в море Лаптевых достаточно велик. Эта вдавленность развитого припая способствует его взламыванию и всплыванию ледяных полей, о чем будет говориться ниже.

Верхняя поверхность отдельных ледяных полей и льдин в большинстве случаев представляется неровной, покрытой холмами и торосами, достигающими иногда значительной высоты над средней высотой ледяного поля. Если предположить, что рассматриваемое ледяное поле совершенно однородно по плотности и что его углубление, благодаря данному соотношению плотностей воды и льда, должно быть в  $n$  раз больше его высоты, то мы должны допустить, что для равновесия подводная поверхность рассматриваемого ледяного поля должна быть в  $n$  раз изрезаннее, чем его верхняя поверхность.

Действительно, отношение высот подводных и надводных частей должно для равновесия быть постоянным во всех частях поля или, другими словами, должно существовать равенство:

$$\frac{z_1}{h_1} = \frac{z_2}{h_2} = \dots = \frac{z_n}{h_n} = n.$$

Составляя производную пропорцию, получаем:

$$\frac{z_2 - z_1}{h_2 - h_1} = n.$$

Таким образом при отношении высот подводной и надводной частей, равном 5, под торосом, возвышающимся над ровной поверхностью ледяного поля на 1 м, лед теоретически должен быть погружен под нижней ровной поверхностью ледяного поля на 5 м. Наибольшая наблюдаемая во время работ станции «Северный полюс» 1937—38 г. высота ледяного холма была 10 м. Следовательно, «подводный торос» должен был выдаваться из-под нижней поверхности ледяных полей на 50 м. Такие расчеты, понятно, имеют только теоретическое значение, так как подводные торосы в общем не представляются монолитами, к которым приложимы вышеприведенные формулы. Но во всяком случае углубление торосов не может не быть значительным.

В связи с различным углублением отдельных частей ледяных полей и в связи с неравномерным разрушением их надводных и подводных частей, а также в связи с образованием новых торосов и неравномерным накоплением на их верхней поверхности снега, а в летнее время и воды, стоит весьма интересное явление, называемое геологами «изостазией», вопрос о которой для земной коры, плавающей в магме, теоретически разработан П р а т т о м и Э р и.

Изостазия заключается в том, что если соотношение погруженной и надводной частей ледяного поля не удовлетворяет приведенным выше равенствам, то немедленно появляются гидростатические силы, стремящиеся выравнять равновесие. Понятно, что мелкие отклонения не имеют значения, так как создающиеся силы могут быть недостаточны для преодоления сил сцепления, но крупные отклонения немедленно влекут за собой вертикальные движения отдельных частей льда, выравнивающие равновесие.

Как характерный пример можно привести следующее. Весной 1938 г. для подготовки ледяного аэродрома у одного из зимовавших среди льдов открытого моря судов был срыт довольно значительный торос. Спустя некоторое время аэродром оказался испорченным, так как на месте тороса оказалась большая впадина.

Явления изостазии приобретают особое значение в летнее время, когда сцепление частей льда ослабляется и когда разрушение надводных и подводных частей льда проходит особенно неравномерно.

## § 49. Термические свойства

О. Петтерсон показал, что в отношении теплового расширения и теплоты плавления морской лед обнаруживает неправильности. Крюммель приписал особенности расширения морского льда рассолу, включенному в морской лед. М а л ь м г р е н показал, что ненормальности в теплоте плавления морского льда также могут быть объяснены постоянным образованием и плавлением чистого льда, происходящим внутри ячеек льда, содержащих рассол, вывел соответствующие формулы и, кроме того, произвел непосредственные измерения, подтвердившие теоретические выводы.

Если считать, что морской лед состоит из чистого льда плюс рассол, то при всяком изменении температуры в ячейках, содержащих рассол, происходит или плавление, или образование нового чистого льда.

Под теплоемкостью ( $c$ ) понимается количество теплоты ( $dq$ ), которое необходимо сообщить 1 г вещества для изменения его температуры на  $1^\circ$ . Отсюда, если для изменения температуры  $m$  граммов морского льда на  $d\tau$  потребовалось  $dq$  калорий, то  $c$  — теплоемкость морского льда при температуре  $\tau$  — определится из уравнения:

$$dq = c_m d\tau.$$



Количество теплоты, необходимое для понижения температуры морского льда на  $d\tau$ , будет тратиться:

1. На понижение температуры  $i$  граммов чистого льда, заключающегося в  $m$  граммах морского льда, на ту же температуру  $d\tau$ . Это количество теплоты будет равно  $cidi$ , где  $c$  — теплоемкость чистого льда.

2. На теплоту кристаллизации ( $\lambda_c$ ) при температуре  $\tau$  чистого льда, необходимую для образования из рассола при понижении температуры на  $d\tau$  добавочной массы чистого льда  $di$ . Это количество теплоты будет равно  $\lambda_c di$ .

3. На теплоту растворения, вызываемую повышением солёности рассола при выделении добавочного льда.

4. На понижение температуры рассола на  $d\tau$ .

5. На термохимические процессы.

Пренебрегая, согласно Мальмгрену 3, 4 и 5-ым факторами, получаем:

$$c_m d\tau = cidi + \lambda_c di.$$

Так как в морском льду, вследствие его малой солёности, масса рассола по сравнению с массой чистого льда невелика, то, полагая  $i = m$ , получаем:

$$c_m d\tau = c m d\tau + \lambda_c di.$$

Величину  $di$  (масса добавочного льда, выделяемая из рассола при понижении температуры на  $d\tau$ ) определим из следующих соображений:

При понижении температуры льда на  $d\tau$  из  $n$  граммов рассола солёностью  $S_\tau$ , выделится масса  $di$  граммов чистого льда. При этом солёность рассола, понятно, увеличится на  $dS_\tau d\tau$ , где  $dS_\tau$  — повышение солёности рассола при понижении его температуры на один градус, получаемое согласно опытов Рингера (§ 11).

Отсюда, так как при понижении температуры общее количество солей в ячейках рассола не меняется, то

$$(S_\tau + dS_\tau d\tau)(n - di) = S_\tau n$$

или

$$di = \frac{ndS_\tau d\tau}{S_\tau + dS_\tau d\tau}.$$

Пренебрегая в знаменателе этой формулы малой величиной повышения солёности рассола и замечая, что согласно формулам § 46 число граммов рассола в  $m$  граммах морского льда равно

$$n = \frac{mS}{S_\tau},$$

получаем:

$$di = \frac{mS}{S_\tau^2} dS_\tau d\tau.$$

Подставляя в исходную формулу, получаем:

$$c_m d\tau = cidi + \lambda_c di = c m d\tau + \lambda_c \frac{mS}{S_\tau^2} dS_\tau d\tau$$

и окончательно

$$c_\tau = c + \lambda_c \frac{S dS_\tau}{S_\tau^2}$$

В эту формулу входят:

$c$  — теплоемкость чистого льда,

$\lambda_c$  — удельная теплота плавления чистого льда при температуре  $\tau$ ,

$S$  — солёность льда,

$S_\tau$  — солёность рассола ячеек морского льда при температуре  $\tau$  и

$dS_\tau$  — повышение солёности рассола при понижении температуры льда на  $1^\circ$ .

Теплоемкость чистого льда слегка понижается с понижением температуры. В табл. 160 приводятся осредненные величины определений Мааса и Барнеса, Вальдбауэра, Дикинсона и Осборна.

Таблица 160

$t^\circ$	= 0	-10	-20	-30	-40
$c$ (в г-кал)	= 0.491	0.480	0.466	0.457	0.436

Маас и В. Барнес дают следующую эмпирическую формулу

$$c = 0.5017 - 0.0063032(273 + t) + 0.000001828(273 + t)^2,$$

где  $t$  — температура льда.

Для наших целей мы примем приближенно  $c = 0.5$

Что касается удельной теплоты плавления чистого льда при температуре  $\tau$ , то надо обратить внимание на то, что в ячейках рассола образование и плавление добавочного чистого льда будет происходить при температуре самого морского льда, т. е. иногда при очень низких температурах. Поэтому здесь надо применять формулу Персона, проверенную на опыте Петерсоном, а именно:

$$\lambda_c = 80 + 0.5\tau,$$

где

80 — теплота плавления чистого льда при  $0^\circ$  в г-кал<sup>1</sup>,

$\tau$  — температура морского льда и

0.5 — разность теплоемкостей воды и льда.

Формула эта основана на том, что для льдообразования температура воды сначала должна быть повышена до температуры замерзания, затем от воды отнята теплота плавления чистого льда и затем температура образовавшегося льда должна быть понижена до начальной температуры жидкости.

Таким образом

$$c_\tau = 0.5 + (80 + 0.5\tau) \frac{S dS_\tau}{S_\tau^2}.$$

Величина  $S_\tau$  — солёность рассола ячеек морского льда при температуре льда, равной  $\tau$ , и увеличение этой солёности при понижении температуры льда на  $1^\circ$ , вычисленные на основании данных Рингера, приведены в табл. 44.

В табл. 161 приведена по Мальмгрену теплоемкость морского льда при разных температурах и солёностях.

Таблица 161

$S^\circ/\infty$	$t^\circ$	-2	-4	-6	-8	-10	-12	-14	-16	-18	-20	-22
2		2.57	1.00	0.73	0.63	0.57	0.55	0.54	0.53	0.53	0.52	0.52
4		4.63	1.50	0.96	0.76	0.64	0.59	0.57	0.57	0.57	0.55	0.54
6		6.70	1.99	1.20	0.88	0.71	0.64	0.61	0.60	0.58	0.57	0.56
8		8.76	2.49	1.43	1.01	0.78	0.68	0.64	0.64	0.61	0.60	0.58
10		10.83	2.99	1.66	1.14	0.85	0.73	0.68	0.67	0.64	0.62	0.60
15		16.01	4.24	2.24	1.46	1.02	0.85	0.77	0.76	0.71	0.68	0.65

<sup>1</sup> Как мы видели, теплота плавления чистого льда равна 79.67 г-кал. Для наших целей достаточно пользоваться округленной цифрой.



Как это следует из таблицы, теплоемкость морского льда при высоких температурах и больших соленостях льда может достигать очень больших значений. Так, например, при  $\tau = -2^\circ$  и  $S = 15\text{‰}$  теплоемкость морского льда равна 16.0 г-кал. Такая высокая теплоемкость объясняется тем, что при этой температуре при ее изменении на  $1^\circ$  в солевых ячейках льда происходит образование или таяние значительных количеств чистого льда с сопутствующим выделением или поглощением теплоты плавления.

Таким образом, для морского льда понятия теплоемкости и теплоты плавления тесно связаны и неотделимы друг от друга.

Действительно, под теплотой плавления понимается количество теплоты, которое необходимо (при условии постоянства температуры) сообщить единице массы вещества для перехода из твердой фазы в жидкую.

Однако, как это впервые указано Мальмгреном, в отношении морского льда, в ячейках которого при повышении температуры идет непрерывное и постепенное таяние чистого льда, можно говорить не о теплоте плавления, а лишь о числе г-кал, необходимых для расплавления 1 г морского льда с начальной температурой  $\tau$ .

Пусть  $S$  — соленость морского льда, а  $\tau_s$  — температура замерзания морской воды соленостью  $S$ . Количество теплоты  $U_{\tau_s}$ , необходимое для того, чтобы расплавить 1 г морского льда, начальная температура которого равна  $\tau$ , будет суммой:

1) теплоты, необходимой для расплавления чистого льда, заключающегося в 1 г морского льда, т. е.

$$80 \left(1 - \frac{S}{S_\tau}\right),$$

где 80 — теплота плавления чистого льда и  $\left(1 - \frac{S}{S_\tau}\right)$  — число граммов чистого льда, заключающееся при температуре  $\tau$  в 1 г морского льда соленостью  $S$ ,

и 2) количества теплоты, необходимого для повышения температуры чистого льда (и рассола) от  $\tau$  до  $\tau_s$ , т. е. приблизительно  $0.5 (\tau_s - \tau)$ , где 0.5 — теплоемкость чистого льда.

Таким образом

$$U_{\tau_s} = 80 \left(1 - \frac{S}{S_\tau}\right) + 0.5 (\tau_s - \tau).$$

По этой формуле Мальмгрена вычислена табл. 162.

Таблица 162  
Число г-кал, необходимых для растапливания 1 г морского льда, температура которого равна  $\tau$  и соленость  $S$

$\tau^\circ$ \ $S^\circ\text{‰}$	0	2	4	6	8	10	15
— 1	80	72	64	55	47	38	17
— 2	81	77	72	68	64	59	47
— 5	83	80	78	77	74	72	67
— 10	85	84	85	81	80	79	76
— 20	90	89	89	88	87	86	84

Из этой таблицы выявляется существенная разница между пресным и морским льдом. Пресный лед требует большого количества калорий в самый момент своего образования или таяния и малого на изменение своей темпе-

ратуры. Морской лед, наоборот, требует большого количества на изменение своей температуры и малого в самый момент таяния. Так, например, нужно 80 г-кал для того, чтобы растопить 1 г чистого льда, и 2.5 кал для того, чтобы поднять его температуру от  $-5^\circ$  до  $-2^\circ$ . Для того, чтобы растопить 1 г морского льда соленостью  $15\text{‰}$ , надо всего 17 г-кал и 20 г-кал необходимо затратить, чтобы поднять температуру льда от  $-5^\circ$  до  $-2^\circ$ .

Это обстоятельство, как мы видели, объясняется тем, что пресный лед образуется при постоянной температуре замерзания и в дальнейшем идет только изменение его температуры. Процесс формирования морского льда идет сравнительно медленно и непрерывно до тех пор, пока его температура понижается. В морском льду вместе с изменениями его температуры таяние постоянно сменяется льдообразованием и наоборот.

С началом усиленного весеннего повышения температуры внутреннее таяние морского льда становится все интенсивнее и интенсивнее и к моменту таяния морской лед представляет собою как бы разъединенную изнутри массу, сохраняющую иногда еще внушительную форму, но легко разрушающуюся незначительным прогревом или механическим воздействием («гнилой лед»). Этим объясняется чрезвычайно быстрое иногда исчезновение больших масс льда в южных частях Полярного бассейна в течение полярного лета, создающее впечатление «таяния на глазах».

Коэффициент теплопроводности чистого лишенного пузырьков воздуха льда, как среднее из данных многих исследователей, равен

$$k = 0.00540,$$

причем по Л и с у с понижением температуры он несколько (примерно на 0.00001 на  $1^\circ$ ) понижается. По Т р а у т о н у теплопроводность льда в направлении оси кристаллов несколько больше теплопроводности в направлении перпендикулярном и отношение этих величин равно 22/21.

Для морского льда определения теплопроводности производились Мальмгреном, причем для этой цели были применены методы прямой и косвенный.

Прямой метод Мальмгрена основан на следующем. Через помещенную во лед проволоку пропускался ток, измеряемый амперметром. На некотором расстоянии от проволоки во льду помещалась термопара.

Определяя по силе тока и известному сопротивлению проволоки количество теплоты, получаемое проволокой, и воспринимая эту теплоту на термопару, можно вычислить коэффициент теплопроводности.

Этим методом Мальмгрену удалось произвести только одну серию наблюдений, причем он получил

$$k = 0.0051.$$

Косвенный метод Мальмгрена основан на следующем:

Предположим, что в морском льду выделяется вертикальный цилиндр с площадью основания равной  $1 \text{ см}^2$ , и замечается то количество тепла, которое проходит за  $T$  секунд через разные горизонтальные сечения цилиндра. Естественно, надо считать, что весь поток тепла проходит только в вертикальном направлении.

Если мы по наблюдаемым температурам на глубинах льда вычислим вертикальные градиенты температуры, то, очевидно, количество тепла, прошедшее за время  $T$  через первое сечение, будет равно

$$k_1 \left(\frac{dt}{dz}\right)_1 T,$$

где

$k_1$  — коэффициент теплопроводности льда у первого сечения и  $\frac{dt}{dz}$  — средний градиент температуры за время  $T$ .

Очевидно, у второго сечения мы будем иметь:

$$k_2 \left(\frac{dt}{dz}\right)_2 T$$



Если средняя температура цилиндра за время  $T$  не изменится, то очевидно, что столько же тепла прошло через одно из сечений, сколько вышло через другое. Отсюда в этом случае должно существовать равенство

$$k_1 \left( \frac{dt}{dz} \right)_1 T = k_2 \left( \frac{dt}{dz} \right)_2 T$$

или

$$k_1 \left( \frac{dt}{dz} \right)_1 = k_2 \left( \frac{dt}{dz} \right)_2.$$

Если средняя температура цилиндра за время  $T$  изменилась на величину  $t_1 - t_2$ , то ясно, что при этом цилиндром было или поглощено или выделено количество тепла, равное

$$hc\delta(t_1 - t_2),$$

где

$h$  — высота цилиндра (при площади основания 1 см<sup>2</sup>),  
 $c$  — средняя теплоемкость цилиндра льда и  
 $\delta$  — его средний удельный вес.  
 Отсюда получаем равенство:

$$k_1 \left( \frac{dt}{dz} \right)_1 - k_2 \left( \frac{dt}{dz} \right)_2 = hc\delta(t_1 - t_2).$$

Выбирая из ряда произведенных наблюдений случаи, когда температура цилиндра не менялась, и случаи, когда, напротив, она менялась сильно, получаем группы из двух рядов уравнений, которых достаточно для определения двух неизвестных, входящих в эти уравнения, а именно  $k_1$  и  $k_2$ .

На основании своих вычислений коэффициента теплопроводности косвенным методом Мальмгрен дает следующий чертеж (рис. 135), представляющий среднее изменение теплопроводности, как функцию глубины горизонта льда, и замечает, что быстрое уменьшение коэффициента теплопроводности льда при приближении к верхним слоям льда объясняется наличием в этих слоях множества маленьких воздушных пузырьков. На большем расстоянии от поверхности теплопроводность морского льда приближается к теплопроводности чистого пресного не содержащего пузырьков воздуха льда.

Связь между содержанием пузырьков воздуха и теплопроводностью исследовал Шулейкин и для очень пористого льда, полученного замораживанием нарезанной, плотностью около 0.8 не получал значений коэффициента теплопроводности меньше 0.0039, в то время, как это видно из рис. 135, вычисленная Мальмгреном теплопроводность верхних слоев льда была около 0.0017.

Считая коэффициент теплопроводности чистого льда равным 0.0054, плотность льда равной 0.9176 и пренебрегая теплопроводностью пузырьков воздуха, можно вычислить коэффициент теплопроводности для различных плотностей чистого льда.

Вычисления эти приводят к результатам, показанным в табл. 163.

Таблица 163

Плотность льда	= 0.92	0.90	0.88	0.86	0.84
Теплопроводность $\times 10^3$	= 5.4	5.3	5.2	5.0	4.9

Цифры эти также значительно превосходят величины теплопроводности, полученные Мальмгреном косвенным методом.

Любопытно, что тщательные исследования Абеля над теплопроводностью снега показали, что она также зависит от плотности снега и выражается формулой:

$$k = 0.0067 D^2,$$

где  $D$  — плотность снега.

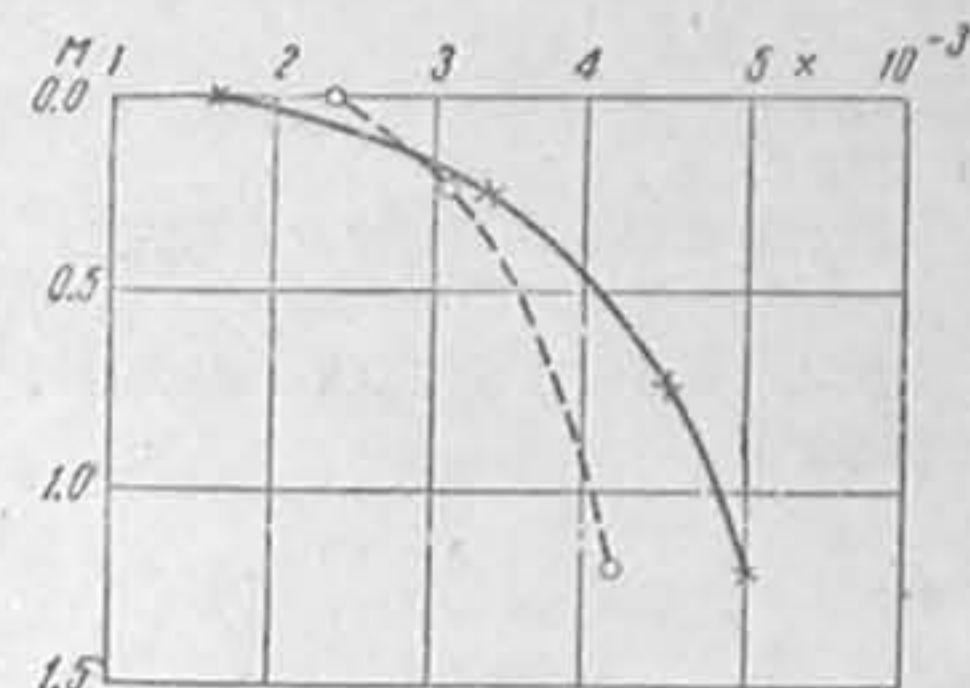
Коэффициенты теплопроводности снега при различных его плотностях, вычисленные по этой формуле, показаны в табл. 164.

Как видим, при больших плотностях снега теплопроводность, вычисленная по формуле Абеля, весьма близка к теплопроводности льда, определенной непосредственными измерениями.

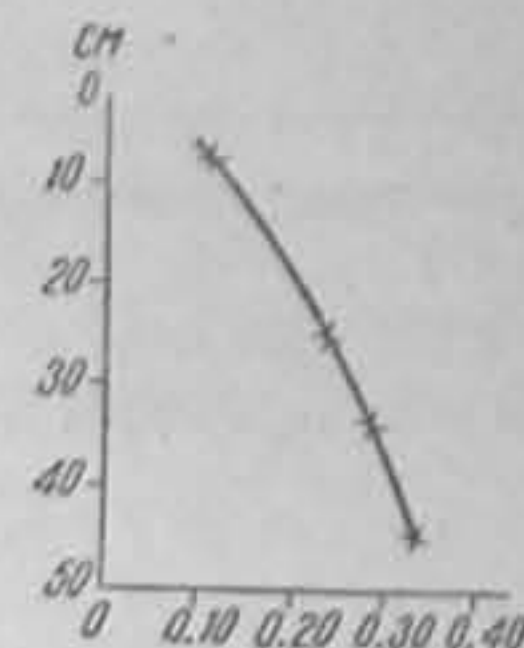
Таблица 164

Плотность снега	= 0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
Теплопроводность $\times 10^3$	= 0.1	0.3	0.6	1.1	1.8	2.4	3.3	4.3	5.4

Теплопроводность льда, почти в 5 раз большая, чем молекулярная теплопроводность воды, имеет большое значение для теплообмена между морем и атмосферой, а также для скорости нарастания льда снизу. Надо заметить,



135. Теплопроводность морского льда по Мальмгрену: прерывистая линия — по наблюдениям с октября 1922 по август 1923 и сплошная — по наблюдениям с ноября 1923 по май 1924 г.



136. Плотность снега в зависимости от глубины залегания.

однако, что в этом отношении также имеет значение и теплопроводность снега, всегда более или менее толстым слоем покрывающего отдельные льдины.

Теплопроводность снега, как мы видели, зависит от его плотности, сильно изменяющейся в зависимости от метеорологических условий и от толщины снежного покрова. Чем выше температура и влажность воздуха, тем плотнее снег. Далее нижние слои снега всегда уплотнены давлением выше лежащих слоев.<sup>1</sup> На рис. 136 показана плотность снега в зависимости от толщины выше лежащих слоев, согласно тщательным исследованиям Окада.

Так как теплопроводность неспрессованного снега значительно меньше, чем теплопроводность льда, то естественно ожидать, что при прочих равных условиях толщина льда под бесснежной поверхностью будет больше, чем под поверхностью, покрытой снегом.

В феврале 1901 г. в проливе Заря, где лед был чист от снега, лед был толщиной 200 см, а в лагуне Нерпалах, где лед был прикрыт слоем снега толщиной 30—50 см, толщина льда была 150 см. К концу периода замерзания толщина льда увеличилась<sup>2</sup> соответственно до 215 и 178 см.

Для чистого льда, как среднее из определений многих исследователей, коэффициент объемного расширения, как мы видели, равен

$$\beta = 0.000165$$

<sup>1</sup> Исключения из этого правила бывают, когда при наступлении после оттепелей морозов на поверхности снега образуется ледяная корка.

<sup>2</sup> Наблюдения в 1928 г. над льдом моря Лаптевых показали, однако, что в открытых частях моря и в проливах большей толщине снега в большинстве случаев соответствует большая толщина льда. Здесь, повидимому, играло роль продавливание льда массой снега и преобразование снега в лед.



и, следовательно, линейный коэффициент расширения равен

$$\alpha = \frac{\beta}{3} = 0.000055.$$

Мальмгрен принял, что тепловое расширение морского льда складывается из теплового расширения чистого льда и из увеличения объема льда, благодаря выделению на стенках солевых ячеек некоторого добавочного количества чистого льда.

Таким образом, по Мальмгрену

$$u_{\tau} = \beta - (\alpha_i - \alpha_w) di,$$

где

$u_{\tau}$  — тепловое расширение морского льда,

$\alpha_i - \alpha_w$  — разность удельных объемов чистого льда и воды, равная, как мы видели, 0.09,

$di$  — масса добавочного льда, выделяемая из 1 г морского льда при понижении температуры льда на 1°, равная

$$\frac{S}{S_{\tau}^2} dS_{\tau}.$$

Отсюда

$$u_{\tau} = \beta - (\alpha_i - \alpha_w) \frac{S}{S_{\tau}^2} dS_{\tau}.$$

или

$$u_{\tau} = 0.000165 - 0.09 \frac{S}{S_{\tau}^2} dS_{\tau}.$$

По этой формуле Мальмгреном вычислена табл. 165.

Таблица 165

Коэффициент объемного расширения морского льда различной температуры и солености. Коэффициент умножен на 10<sup>4</sup>

$t^{\circ}$	-2	-4	-6	-8	-10	-12	-14	-16	-18	-20	-22
$S_{\infty}/\infty$											
2	-22.10	-4.12	-1.06	+0.16	+0.83	+1.13	+1.23	+1.27	+1.33	+1.38	+1.44
4	-45.89	-9.92	-3.81	-1.37	-0.02	+0.56	+0.78	+0.85	+0.96	+1.07	+1.18
6	-69.67	-15.73	-6.55	-2.90	-0.88	0.00	+0.33	+0.43	+0.60	+0.76	+0.93
8	-93.46	-21.53	-9.30	-4.43	-1.73	-0.57	-0.13	+0.02	+0.23	+0.45	+0.67
10	-117.25	-27.34	-12.05	-5.95	-2.59	-1.13	-0.59	-0.40	-0.13	+0.14	+0.42
15	-176.72	-41.85	-18.92	-9.78	-4.73	-2.54	-1.72	-1.45	-1.04	-0.63	-0.22

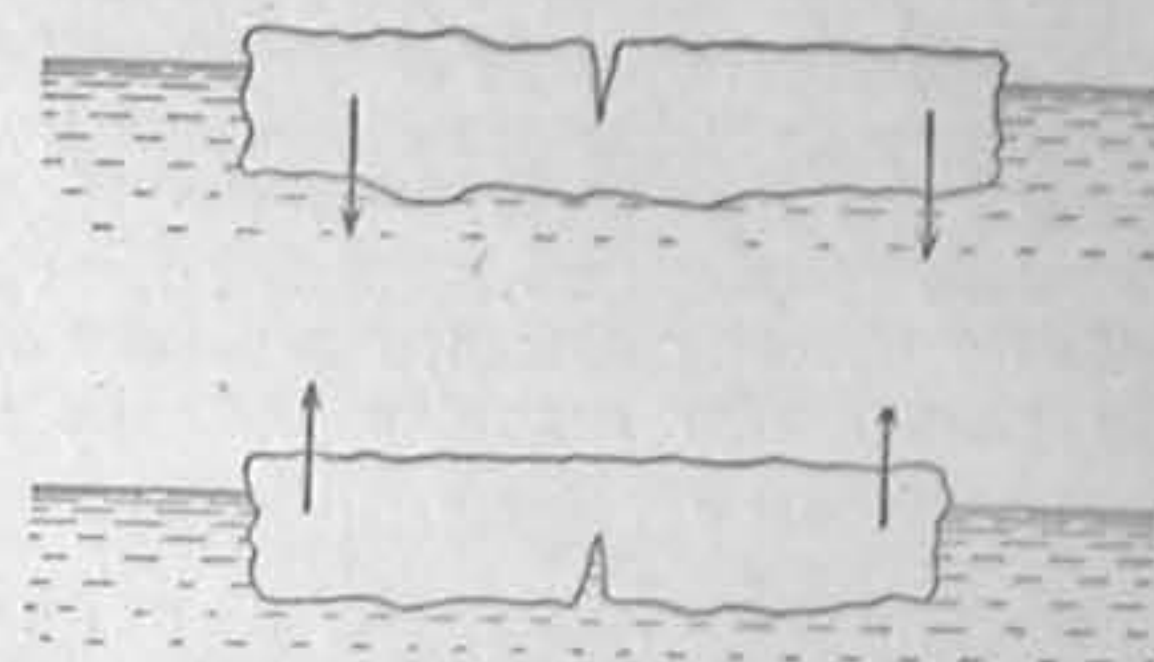
Из этой формулы, проверенной Мальмгреном эмпирическим путем, вытекает еще одно существенное отличие морского льда от пресного. Пресный лед расширяется при повышении температуры. Морской лед при низких его температурах и малых соленостях, когда второй член формулы коэффициента расширения не велик, при повышении температуры также расширяется, хотя и меньше, чем пресный лед. Но при высоких температурах и больших соленостях значение второго члена возрастает настолько, что коэффициент объемного расширения становится отрицательным, т. е. объем льда при понижении температуры увеличивается. В табл. 166 показано изменение (в м) длины 1 км льда различной температуры и солености при повышении температуры на 1°.

Таблица 166

Соленость льда в ‰	Температура	Коэффициент линейного расширения	Изменение длины одного километра в м
0	от 0° до -20°	+0.000055	0.055
10	-20°	+0.000047	0.0047
10	-4°	-0.000911	-0.901

Температура поверхностного слоя ледяных полей в течение зимы изменяется в широких пределах (в Северном полярном бассейне от -2° до -42°). В связи с этим во льду возникают большие напряжения, вызывающие не только изменения внутренней структуры льда, но и сжатия и трещины.

Действительно, температура нижней поверхности льда, находящейся в непосредственном соприкосновении с морской водой, почти постоянна, отличаясь от температуры замерзания лишь на малую долю градуса. Следовательно, нижняя поверхность поля будет стремиться сохранить свои размеры, между тем как размеры верхней поверхности могут сильно изменяться в ту или другую сторону в зависимости от солености льда, его температуры и направления изменения температуры. Отсюда под влиянием изменения температуры поверхностных слоев ледяного поля последнее будет прогибаться в ту или иную сторону до тех пор, пока на верхней или нижней поверхности льдины не появятся термические трещины, как это показано на рис. 137.



137. Схема образования термических трещин. Стрелками показаны силы, вызывающие трещины.

Если изменение температуры сокращает верхние слои льдины, то трещины появляются на верхней ее поверхности, и если, наоборот, поверхностные слои под влиянием температуры расширяются, то трещины появляются в нижнем слое.

Раз образовавшиеся трещины постепенно заполняются: нижние водой, замерзающей при соприкосновении с холодным льдом, а верхние снегом и выступающей водой. Таким образом, благодаря изменению температур льда, происходит постоянное его нарастание и создание постоянных напряжений. Эти напряжения при наличии сплошного ледяного покрова вызывают термические сжатия и образование на поверхности льда небольших торосов и гребней, на что указано еще Норденшельдом.

Термическое расширение и сжатие льдов усложняется тем, что различная по структуре поверхность льдов обычно прикрыта сверху слоями снега различной толщины. Являясь плохим проводником тепла, снег уменьшает амплитуды температур поверхности льдов. Благодаря этому, вызываются добавочные термические напряжения и, в результате, к концу зимы поверхностные слои льда, наиболее холодные, а потому и наиболее твердые и хрупкие, покрываются весьма сложной системой трещин, начиная от мельчайших волосных, идущих во всех направлениях и переплетающихся друг с другом, и кончая сквозными, отделяющими друг от друга большие площади льдов.

Термические волосные трещины кроме того усиливаются наличием



в морском льду внутренних деформаций, вызываемых добавочным выделением чистого льда из рассола. Так как лед по объему приблизительно на 9% больше воды, из которой он образовался, то понятно, что при каждом понижении температуры в каждой солевой ячейке возникают дополнительные напряжения, разрывающие лед<sup>1</sup>. Если при постепенном понижении температуры трещины внутренней деформации образуются за счет выделения льда из солевых ячеек, то после начала таяния этот процесс, по крайней мере в нижних частях морского льда, не только не ослабляется, но даже усиливается.

Действительно, талая вода, проникая с поверхности льда по волосным трещинам в нижние еще холодные части льдов и здесь замерзая, расширяется и таким образом вызывает в морском льду добавочные напряжения, влекущие за собой образование новых трещин.

Образование трещин внутренней деформации в морском льду прекращается только после его окончательного опреснения. Что касается трещин термических и трещин, вызываемых проникновением воды в уже существующие трещины, то, понятно, они существуют всегда, и являясь наиболее слабыми местами каждого ледового образования, способствуют в дальнейшем распадению ледового покрова на отдельные части.

В некоторых случаях термические изменения площади льдов могут иметь и непосредственное практическое значение.

Как указывают, например, Барабанов и Рихтер, повреждения льдом гидротехнических сооружений от динамического горизонтального давления (удар льдин) не носят в Невской губе Финского залива характера периодических явлений и не особенно значительны. Большое значение имеют сильные неперiodические колебания уровня моря, когда сваи и отдельные камни каменных отсыпей и мостовых, обмерзшие льдом, при быстром и значительном повышении уровня моря выдергиваются из грунта. Серьезные повреждения гидротехнических сооружений вызываются также термическими причинами — при расширении ледяного покрова в весенние месяцы под влиянием солнечной радиации.

Как пример повреждений последнего рода авторы указывают на наклон башни одного из маяков в районе о-ва Котлина. После весны 1926 г. башня отклонилась от вертикального положения на 1°30', а к марту 1927 г. наклон башни в ту же сторону достиг 2°27'. Для объяснения этого явления были произведены тщательные исследования, в результате которых Барабанов и Рихтер пришли к следующему выводу. Повидимому, сплошное ледяное поле, упершись одним своим краем в берег, при повышении весной температуры воздуха стремится расшириться и оказывает сильное давление на такие отдельно стоящие гидротехнические сооружения, как маячные башни. Это давление распространяется по высоте сооружения не только в пределах нормальной толщи ледяного покрова, но и на значительно большую высоту в зависимости от размеров нагроможденных в предшествующие осенний и зимний периоды масс льда.

## § 50. Оптические и радиационные свойства

Кристаллы льда одноосны и положительны. Поэтому во льду скорости необыкновенных лучей больше скорости обыкновенных<sup>2</sup> лучей, а отсюда больше и коэффициенты преломления.

В табл. 167 показаны коэффициенты преломления для чистого льда и дистиллированной воды.

<sup>1</sup> Давление, развиваемое замерзающим льдом, доходит до 2100 кг/м<sup>2</sup>.

<sup>2</sup> В одноосных кристаллах (к которым относятся кристаллы гексагональной и квадратной системы) падающий луч разделяется при преломлении на два луча: обыкновенный, для которого отношение синусов углов падения и преломления равно показателю преломления, и необыкновенный, для которого это отношение физического значения не имеет. Когда говорится о показателе преломления необыкновенного луча, то этим подразумевается крайнее возможное отклонение необыкновенного луча.

Как видим из таблицы, коэффициенты преломления для льда весьма близки к коэффициентам преломления для воды. Мало отличаются вода и лед и по своим коэффициентам поглощения и потому лед по своим оптическим свойствам весьма похож на воду.

Таблица 167

Длина волны в микронах	Обыкновенный луч	Необыкновенный луч	Вода
0.405	1.3182	1.3195	1.3437
0.436	1.3158	1.3171	1.3410
0.486	1.3128	1.3141	1.3382
0.492	1.3125	1.3138	1.3376
0.546	1.3103	1.3114	1.3363
0.578	1.3092	1.3105	1.3343
0.589	1.3089	1.3103	1.3339
0.623	1.3076	1.3089	1.3331
0.656	1.3069	1.3082	1.3322
0.691	1.3062	1.3075	1.3313
0.706	1.3059	1.3072	1.3310

Цвет льда, так же как и воды, объясняется избирательным поглощением и рассеянием световых лучей и так же зависит от размеров и количества посторонних примесей.

Совершенно чистый, пресный, лишенный пузырьков воздуха лед при рассматривании его в большом куске представляется нежно-голубого цвета.

Лед, встречающийся в море, по цвету можно грубо подразделить на коричневый, белый, зеленый и голубой или даже синий<sup>1</sup>. Надо заметить, что эти цвета, вернее оттенки, также заметны только в больших ледяных массивах. Небольшие куски льда почти одинаково представляются белесоватыми с прослойками стального оттенка (меньшее содержание воздуха).

Коричневый (иногда желтоватый), вернее с коричневатым оттенком, лед речного или вообще прибрежного происхождения. Его цвет объясняется большим или меньшим количеством примешанных гуминовых кислот или глинистых веществ.

Белый цвет характерен для льда, образовавшегося из снега, и для прослоек, также из снега, между слоями льда, образовавшегося из морской воды. В белом льду много крупных пузырьков воздуха или ячеек рассола.

Зеленый цвет характерен для сравнительно молодого морского льда с большим количеством воздуха и рассола.

Голубой или синий цвет характерен для многолетних морских льдов, из которых почти все посторонние примеси выдавлены. Особенно часто наблюдается голубой цвет в высоких ропаках и торосах, которые могут быть даже однолетнего происхождения. Глетчерный лед глубокого залегания также отличается своим голубым цветом.

На цвете льда сказывается также и его структура. Зеленоватый лед состоит из слабо выраженных и неправильно расположенных кристаллов (зернистый лед). В голубом льду кристаллическая структура ярко выражена и кристаллы одинаково ориентированы. Такой лед хорошо колется по направлению оси кристаллов, более прочен в направлении перпендикулярном и в изломе дает угловатую поверхность. Таким образом в основном голубой лед — это плиты льда спокойного намерзания.

<sup>1</sup> Моряки различают еще «черный» лед. Это лед замерзших водоемов, образующихся на ледяных полях в летнее время.



Характерен цвет льда в начале его образования. Сало, шуга, а также первый тонкий совершенно смоченный водой лед темносерого стального цвета. По мере увеличения толщины цвет льда переходит в светлосерый, а затем и в белый, когда значительная часть льда начинает выступать над водой. Совершенно темными представляются также и отдельные смоченные водой льдинки, образующиеся при таянии в результате распада больших льдин.

Особо надо рассматривать окраску льдов бактериями и планктоном, о чем будет говориться в § 52.

Трофимов, изучая условия подледного освещения на Белом море, вычислил условные прозрачности льда, как отношение интенсивности освещения подо льдом к интенсивности падающего сверху света минус альbedo поверхности.

Результаты его наблюдений показаны в табл. 168.

Таблица 168

Условия подледного освещения на Белом море

Дата	Небо	Лед в см	Снег в см	Альbedo в %	Освещенность в %		Прозрачность льда в %
					Подо льдом	На глу- бине 5 м	
12/IV	Солнце	10	0	30	42	5.3	0.6
12/IV	Ясно	70	5	90	2.5	0.17	11
13/IV	Ясно	70	12	91	4.5	0.18	37
19/IV	Пасмурно	48	1.5	63	14	3.15	13
26/IV	Солнце светит через пелену облаков	40	5	78	12	2.75	22
29/IV	Пасмурно, туман	40	1	41	14	0.66	3
30/IV	Солнце за пеленой облаков	35	3.5	61	22	4.5	19.5

«Безальбедная» прозрачность льда в этой таблице вычислялась по формуле

$$P = \left( \frac{Ii}{100 - a} \right),$$

где  $I$  — освещенность под льдом,

$a$  — альbedo и

$i$  — толщина льда в м.

Как видим из таблицы, прозрачность льда, рассчитанная на 1 м его толщины, колебалась в пределах от 0.6 до 37%, что объясняется обычной неоднородностью ледового покрова в естественных условиях.

Специальные наблюдения Трофимова над отдельными плитами льда площадью 1—2 м<sup>2</sup>, достаточно полежавшими на воздухе (ропаки) и почти пресными (соленость меньше 1‰), дали результаты, показанные в табл. 169.

Цвет исследованных льдин был сине-лиловым, что указывало на большую чистоту льда.

Эти измерения показали почти 100% прозрачность сухого льда ропаков, который таким образом как по своему составу, так и по прозрачности приближался к чистому, пресному льду.

Как указывает, однако, сам Трофимов, вследствие трудности наблюдений результаты особо точными считать нельзя.

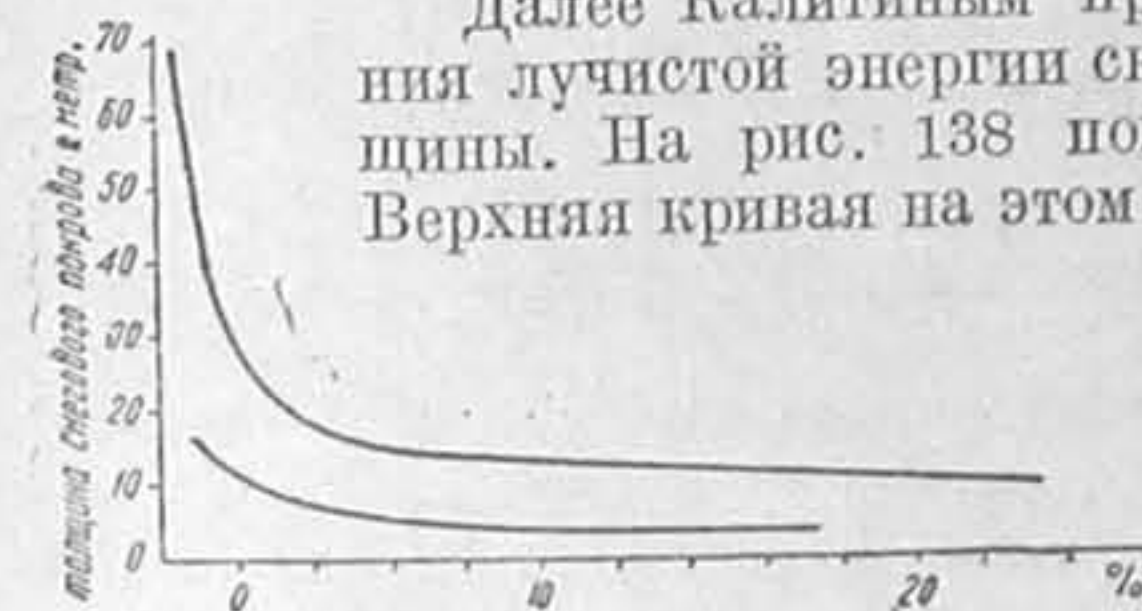
В § 18 уже отмечалась высокая способность снега отражать лучистую энергию (альbedo). Это имеет особое значение для ледового покрова, так как последний всегда прикрыт сверху более или менее толстым слоем снега.

Таблица 169

Толщина льдины в см	Снег в см	Альbedo в %	% света, прошедшего через снег + лед	Прозрачность льда в %
35	5	89	11.1	100
70	5	79	12.5	48

Специальные исследования Калитина указывают, что отражающая способность снега тем выше, чем снег чище, мельче и чем ниже его температура. Так, при свежеснежавшем чистом снеге его альbedo доходит до 90%, а при талом и зернистом снеге (после оттепели) альbedo понижается до 52% и более.

Далее Калитиным производились исследования прохождения лучистой энергии сквозь снеговой покров различной толщины. На рис. 138 показаны результаты этих исследований. Верхняя кривая на этом рисунке относится к снегу с температу-



138. Прохождение лучистой энергии сквозь снеговой покров.

рой ниже 0°, т. е. тогда, когда между кристаллами снега находился воздух. Нижняя кривая относится к талому, пропитанному водой снегу. Обе кривые построены с учетом отражающей способности снега, другими словами, учитывались только лучистая энергия, действительно вошедшая в снеговой покров, а не общая энергия, упавшая

на его поверхность и частично отраженная.

Суммируя результаты своих исследований радиационных свойств естественного пресного льда, Калитин приходит к следующим выводам:

1. Лед хорошо проницаем для лучистой энергии в пределах 0.35—3.0 м, т. е. для коротковолновой части спектра.

2. Как это видно из рис. 139, лед более прозрачен для рассеянной радиации, чем для прямой.

Это явление объясняется тем, что рассеянная радиация, падающая на лед под различными углами, более легко проходит через льдину оптически не совсем однородную (с непараллельными осями кристаллов) поэтому и при наблюдениях прозрачность оказывается большей.

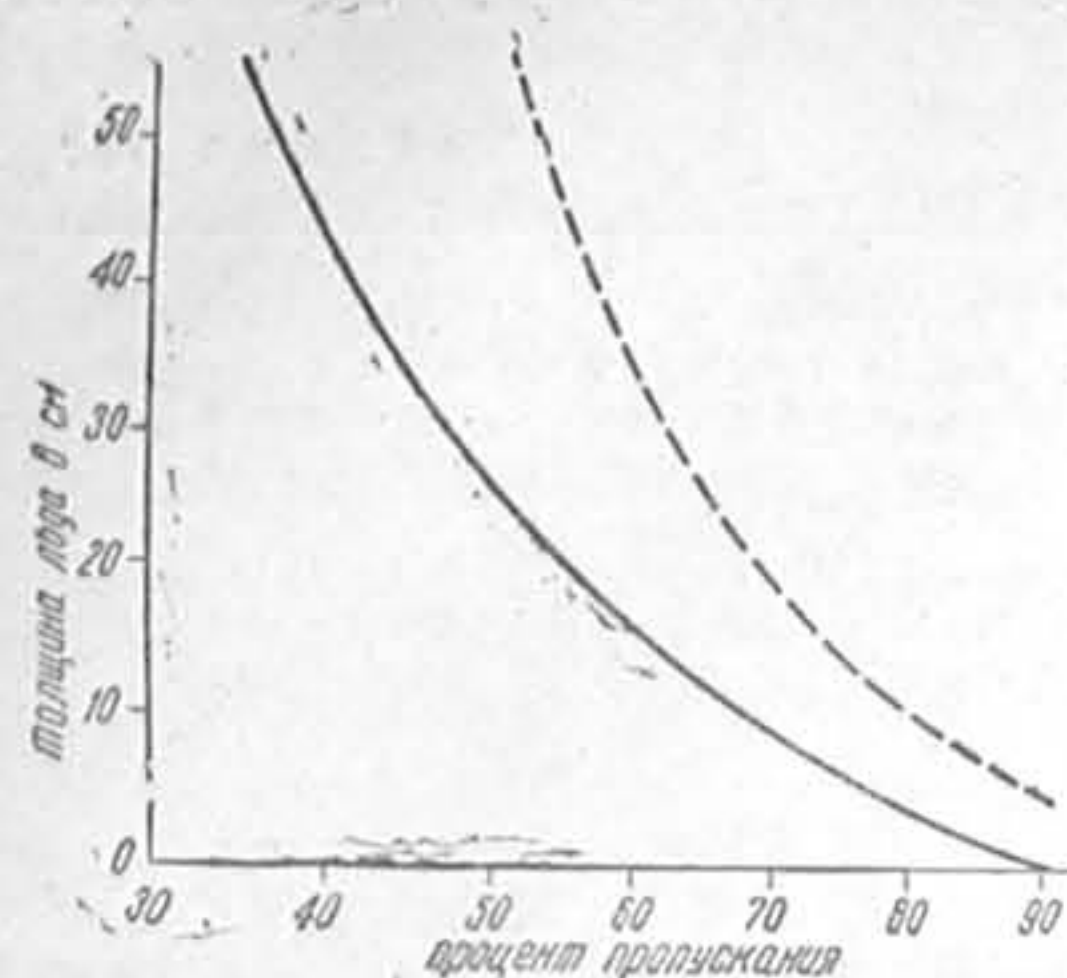
3. На прозрачность льда оказывают очень большое влияние вкрапленные в него пузырьки воздуха, причем при той же пористости льда мелкие пузырьки, благодаря которым происходит сильное рассеивание падающей лучистой энергии, делают лед менее прозрачным, чем пузырьки крупные.

Замечательно, что даже лед, «на-глаз» совершенно однородный, очень прозрачный и не содержащий видимых пузырьков воздуха, оказывается более прозрачным для рассеянной радиации.

4. Лед даже в очень тонких пластинках совершенно не прозрачен для земного излучения, длина волны которого равна приблизительно 7—14 м, т. е. для длинноволновых лучей. Таким образом в этом отношении лед



сходен со стеклом и тонкий ледяной покров оказывает «парниковый» эффект, аналогичный такому же эффекту стекла.



139. Изменение прозрачности льда для прямой (сплошная кривая) и рассеянной (пунктирная кривая) солнечной радиации в зависимости от толщины льда.

Этот факт отмечен Меллони, который еще в 1832 г. показал, что пластинка льда толщиной 2.6 мм пропускает 6% падающей на нее энергии от источника лучистой энергии, температура которого была 1200°, а лучистую энергию от источника с температурой 100° не пропускает совсем.

Парниковый эффект льда представляется весьма важным. Благодаря ему лед в тонких пластинках не только предохраняет лежащие под ним слои воды от охлаждения, но и способствует при достаточной интенсивности освещения их постепенному нагреванию.

## § 51. Механические свойства

Как мы видели, физические свойства морского льда меняются в больших пределах в зависимости от его солености, температуры, пористости и условий льдообразования.

Естественно, что механические свойства льда также зависят от этих факторов. Однако систематических исследований этих свойств мало, а некоторые наблюдения, несмотря на их многочисленность, носят случайный характер и не позволяют делать обобщений. Сказанное в особенности относится к морскому льду.

Всякий лед обладает упругостью и пластичностью и дает под действием нагрузки как упругие, так и остаточные деформации.<sup>1</sup> Опыты показали, что образцы льда, состоящие из нескольких кристаллов, обладают значительной пластичностью. Отдельные же кристаллы обладают пластичностью только в плоскости, перпендикулярной главной оси. Иными словами, кристалл льда ведет себя, как будто бы он состоит из ряда пластинок, наложенных друг на друга перпендикулярно оси и довольно легко смещающихся друг относительно друга под влиянием внешнего усилия. В то же время, если усилие направлено вдоль главной оси, то кристалл льда приближается по своим свойствам к абсолютно хрупким телам, разрушающимся вместе с их деформацией.

Предел упругости для льда весьма невелик. Так, по Вейнбергу для льда реки Невы предел упругости равен

$$L = 0.57 \text{ кг/см}^2.$$

<sup>1</sup> Твердое тело по отношению к действующим на него внешним силам может быть упругим, пластичным и хрупким. Изменения твердого тела как-то: растяжение (или сжатие), кручение и сгиб, вызванные небольшими внешними силами, могут исчезнуть, когда эти силы перестанут действовать. Такие изменения называются упругими деформациями; твердое тело при этом находится в стадии упругости. При увеличении внешней силы до некоторой определенной для каждого твердого тела величины — предела упругости — изменения тела уже не исчезают вместе с прекращением действия силы. В теле как бы остается след произведенного на него воздействия — остаточная деформация. Если остаточная деформация действием противоположной силы в течение того же промежутка времени уничтожается, то тело находится в стадии пластичности. Наконец, если приложенная сила разрушает тело, то это тело находится в стадии хрупкости.

Для зернистого льда ледника Хинтерейс (в Альпах) он равен:

$$L = 0.09 \text{ кг/см}^2.$$

Предел пластичности, или, что то же, разрушающее усилие, как увидим ниже, для льда в несколько сот раз больше предела упругости.

Наиболее важными из других упругих свойств тела являются модуль Юнга (или модуль упругости), модуль сдвига и коэффициент Пуассона, связанные со скоростью распространения в данном теле различного рода упругих волн.

Модуль Юнга ( $E$ ) есть величина обратная коэффициенту линейного расширения стержня под растягивающим действием груза. Таким образом

$$E = \frac{1}{\alpha} = \frac{L}{\Delta L} p,$$

где

$L$  — длина стержня,

$\Delta L$  — удлинение стержня,

$p$  — вес растягивающего груза, отнесенный к единице площади сечения стержня, и  $\alpha$  — коэффициент линейного расширения.

Коэффициент Пуассона ( $\sigma$ ) есть отношение коэффициентов поперечного сжатия ( $\beta$ ) и линейного расширения ( $\alpha$ ). Таким образом

$$\sigma = \frac{\beta}{\alpha} = \beta E = \frac{\Delta d}{d} \frac{\Delta L}{L},$$

где  $d$  — поперечное сечение стержня.

Как известно, для всех тел коэффициент Пуассона  $\sigma < 0.5$ .

Если две параллельные плоскости в твердом теле некоторой силой, действующей на единицу площади, смещены относительно друг друга так, что первоначальная нормаль к этим плоскостям отклонилась на некоторый угол, то

$$\omega = nr,$$

где

$\omega$  — угол отклонения нормали,

$r$  — действующая сила,

$n$  — коэффициент сдвига, постоянный для данного тела.

Величина  $N = \frac{1}{n}$  называется модулем сдвига. Он равен силе, поворачивающей нормаль на угол, равный единице (57°.3).

Модуль сдвига, модуль Юнга и коэффициент Пуассона связаны между собой формулой:

$$E = (2N - 1) \sigma.$$

В твердых телах неограниченных размеров, так же как в жидкостях и газах, возможны только продольные упругие колебания. В тонких стержнях и пластинках можно возбудить как продольные, так и поперечные колебания. Скорости распространения этих колебаний различны и связаны с упругими свойствами данного тела. Таким образом, по известным скоростям распространения этих колебаний определяются упругие свойства и наоборот.

Скорость распространения продольных колебаний в тонком стержне равна:

$$V_k = \sqrt{\frac{E}{\delta}},$$

где

$E$  — модуль Юнга

и  $\delta$  — плотность вещества.

Скорость распространения в тонких стержнях поперечных колебаний вертикального типа с деформациями сдвига равна:

$$V_T = \sqrt{\frac{N}{\delta}},$$

где  $N$  — модуль сдвига.



Для поперечных колебаний от изгиба, возможных как в стержнях, так и в тонких пластинках, имеем:

$$V_p = \frac{V_k}{\sqrt{1-\sigma^2}},$$

где  $\sigma$  — коэффициент Пуассона.

Наконец, для распространения продольных колебаний в неограниченном твердом теле имеем:

$$V_s = V_k \sqrt{\frac{1-\sigma}{1-\sigma-2\sigma^2}}.$$

Эвнинг, Крэри и Торн произвели ряд весьма тщательных измерений скорости распространения продольных и поперечных колебаний в тонких стержнях льда и получили:

$$\begin{aligned} V_k &= 3163 \pm 9 \text{ м/сек} \\ V_T &= 1914 \pm 6 \text{ м/сек}. \end{aligned}$$

Отсюда, считая  $\delta = 0.917 \text{ г/см}^3$ , получены последовательно следующие основные модули и скорости распространения колебаний:

$$\begin{aligned} E &= 9.17 \pm 0.05 \cdot 10^{10} \text{ дин/см}^2 \\ N &= 3.36 \pm 0.02 \cdot 10^{10} \text{ дин/см}^2 \\ \sigma &= 0.365 \pm 0.007 \\ V_p &= 3400 \pm 10 \text{ м/сек} \\ V_s &= 4150 \pm 70 \text{ м/сек} \end{aligned}$$

Как указывают авторы, эти величины весьма сходятся с данными, полученными другими исследователями, а именно:

Американские исследователи на озере Сейлор и на канале Лехай при температуре льда от  $0^\circ$  до  $-5^\circ$  и при толщине льда от 10 до 17.5 см получили:

$$V_p = 3410 \text{ м/сек}.$$

Бойль и Спруль при температуре льда  $0^\circ$  получили:

$$\begin{aligned} V_p &= 3150 \text{ м/сек} \\ \text{и } E &= 9 \cdot 10^{10} \text{ дин/см}^2. \end{aligned}$$

Келлер для льда толщиной 30 см получил:

$$\begin{aligned} V_k &= 3200 \text{ м/сек} \\ V_T &= 1700 \text{ м/сек}. \end{aligned}$$

Мотес, Мейсер и Мартин при испытаниях альпийского глетчерного льда получили:

$$V_p = 3450-3600 \text{ м/сек}.$$

Практически скорость распространения упругих волн во льду применяется сейчас для измерения толщины ледяного покрова глетчеров. Впервые этот метод был применен Мотесом в Альпах, а затем в Гренландии экспедицией Вегенера 1929—1930/31 гг. Так, принимая скорость самых быстрых волн, типа звуковых, 3720 м/сек, в 1931 г. экспедиция Вегенера получила толщину Гренландского материкового льда до 2500—2700 м над уровнем погребенной под льдом основной материковой породы.

В 1932—33 г. тот же метод измерения толщины материкового льда был применен на северном острове Новой Земли, причем получены следующие результаты:

Скорость продольных волн до 4000 м/сек.

Скорость поперечных волн до 1850—1750 м/сек.

Соответственно с этими величинами модуль Юнга колебался в пределах от 596 до 866 кг/см<sup>2</sup>, а коэффициент Пуассона в пределах от 0.356 до 0.382.

Систематические исследования изменчивости модуля Юнга и коэффициента Пуассона для речного льда были произведены Пинегиным, который пришел к следующим результатам:

1. Модуль Юнга сильно уменьшается при постепенно увеличивающейся нагрузке.

2. Модуль упругости при деформации поперек кристаллов больше, чем при продольных деформациях.

3. Модуль Юнга увеличивается при понижении температуры.

4. В верхних слоях ледяного покрова модуль Юнга больше, чем в нижних.

5. Коэффициент Пуассона увеличивается при увеличении нагрузки и при понижении температуры.

Температура оказывает также значительное влияние на способность льда подвергаться всякого рода деформациям.

Это свойство, однако, у льда выражено менее ярко, чем у большинства металлов. Это объясняется тем, что связь между отдельными кристаллами у пресного льда ослабевает лишь при температурах, близких к температуре замерзания, а у металлов это происходит постепенно с повышением температуры.

Особенно резко это свойство льда проявляется в отношении его твердости, систематически исследованной Эндрьюсом.

При своих опытах Эндрьюс определял величины погружения полированного стального стержня за одинаковые промежутки времени в лед разной температуры.

Сравнение глубины проникновения стержня в лед при различных его температурах с глубиной проникновения в лед, температура которого равна  $0^\circ$ , давало возможность вычислить относительную твердость льда.

Подобные же опыты были произведены Ройеном над плотным прозрачным морским льдом, причем давление во всех опытах производилось параллельно плоскости намерзания. В результате своих опытов Ройен дает формулу

$$\varepsilon_1 = \frac{k_1}{1-t},$$

где

$\varepsilon_1$  — относительное сжатие,

$k_1$  — постоянный для данного образца коэффициент и

$t$  — температура льда.

Комаровский, сопоставивший данные опытов Эндрьюса (сплошная кривая рис. 140) и вычисления по формуле Ройена (пунктирная кривая), отмечает почти полное совпадение результатов.

Из рис. 140 вытекает, что твердость льда очень быстро увеличивается с понижением температуры до  $-9^\circ$  и затем при дальнейшем понижении температуры почти не меняется.

Большое влияние на деформацию льда оказывает продолжительность действия нагрузки. В результате своих исследований Ройен предлагает формулу:

$$\varepsilon_2 = k_2 \sqrt[3]{T},$$

где

$T$  — продолжительность действия нагрузки в часах,



$k_2$  — постоянная для данного образца льда и

$\epsilon_2$  — относительная деформация льда.

Деформация льда изменяется также в связи с изменением нагрузки. Для определения этой зависимости Ройен произвел ряд исследований парафина и, считая возможным распространить полученные результаты на лед, дает формулу:

$$\epsilon_3 = \frac{k_3 \sigma}{\sigma_b - \sigma},$$

где

$k_3$  — постоянная для данного образца льда,

$\sigma$  — действующее сжимающее напряжение и

$\sigma_b$  — разрушающее сжимающее напряжение.

Если  $\sigma$  значительно меньше  $\sigma_b$ , то, так как для данного образца  $\sigma_b$  постоянно, по Ройену, эта формула упростится и примет вид:

$$\epsilon_4 = k_4 \sigma,$$

где

$$k_4 = \frac{k_3}{\sigma_b}.$$

Объединяя влияние температуры, продолжительности и величины нагрузки, Ройен дает следующую общую формулу:

$$\epsilon = \frac{k \sigma^3 \sqrt{T}}{1 - t},$$

140. Осадка льда различной температуры под действием постоянной нагрузки за одинаковые промежутки времени: сплошная кривая — по опытам Эндриуса и пунктирная — вычисленная по формуле Ройена.

где

$\epsilon$  — относительная пластическая деформация при сжатии,

$k$  — постоянная для данного образца, колебавшаяся при опытах Ройена в пределах от  $60 \cdot 10^{-5}$  до  $90 \cdot 10^{-5}$ ,

$\sigma$  — напряжение на сжатие в  $\text{кг/см}^2$ ,

$T$  — продолжительность нагрузки в часах и

$t$  — средняя температура льда.

Наибольший практический интерес представляют разрушающие лед напряжения: на сжатие, растяжение, на изгиб и на срез. Все они зависят от температуры и строения льда.

В табл. 170 приведены данные для пресного льда, систематизированные Комаровским.

Таблица 170

Прочность льда (разрушающее напряжение льда) в  $\text{кг/см}^2$

	Миним.	Макс.	Среднее
на сжатие . . . . .	12	127	30
» растяжение . . . . .	5.4	19.5	14
» изгиб . . . . .	4	45	20
» срез . . . . .	5	13	9

Из исследований Пинегина, Вейнберга и других авторов вытекает:

1. Прочность льда увеличивается при понижении температуры.
2. Сопротивление на сжатие больше в направлении оси кристаллов, а прочность льда на срез больше, если срезающая сила направлена перпендикулярно к оси кристаллов.

3. Наибольшей прочностью обладает средняя часть естественного ледяного покрова.

Вейнберг в последнее время обработал 1458 испытаний льда на прочность, произведенных как в СССР, так и за границей, и дает таблицу пределов прочности (табл. 171).

Таблица 171

На раздробление . . . . .	43 $\text{кг/см}^2$
На излом . . . . .	17 »
На разрыв . . . . .	11 »
На срез . . . . .	7 »
На скручивание . . . . .	4 »

Одновременно Вейнберг дает таблицу отношений сопротивления льда при данной температуре к сопротивлению при температуре  $-3^\circ$  (для пресного льда) (табл. 172).

Таблица 172

$t^\circ$	= 0	- 3	- 5	- 10	- 15	- 20	- 25	- 30
$\sigma_t : \sigma_{-3}$	= 0.87	1.00	1.05	1.19	1.28	1.35	1.41	1.45

Из этой таблицы следует, что, по Вейнбергу, температура оказывает на прочность льда значительное, но все же меньшее влияние, чем это выявлялось из опытов Эндриуса и Ройена.

Исследование Макаровым искусственно приготовленного льда на разрушающее напряжение на сжатие дали результаты, показанные в табл. 173.

Таблица 173

Характер льда	Температура	Разрушающее напряжение на сжатие в $\text{кг/см}^2$
Из речной воды . . . . .	$-7^\circ.9$	от 24.2 до 36.5
»	$-7^\circ.9$	50.8
Из мало соленой воды	$-28^\circ.75$	» 17.7 до 21.6
»	$-30^\circ$	» 23.7 до 35.4
Из соленой воды . . . . .	$-26^\circ.25$	» 13.40 до 14.80
»	$-30^\circ$	» 18.0 до 23.6

Из этих исследований видно, что прочность морского льда увеличивается с понижением его температуры и солености.

Арнольд-Алябьевым были произведены испытания прочности на перелом образцов льда, взятых в различных частях Финского залива. Результаты исследования приведены в табл. 174.

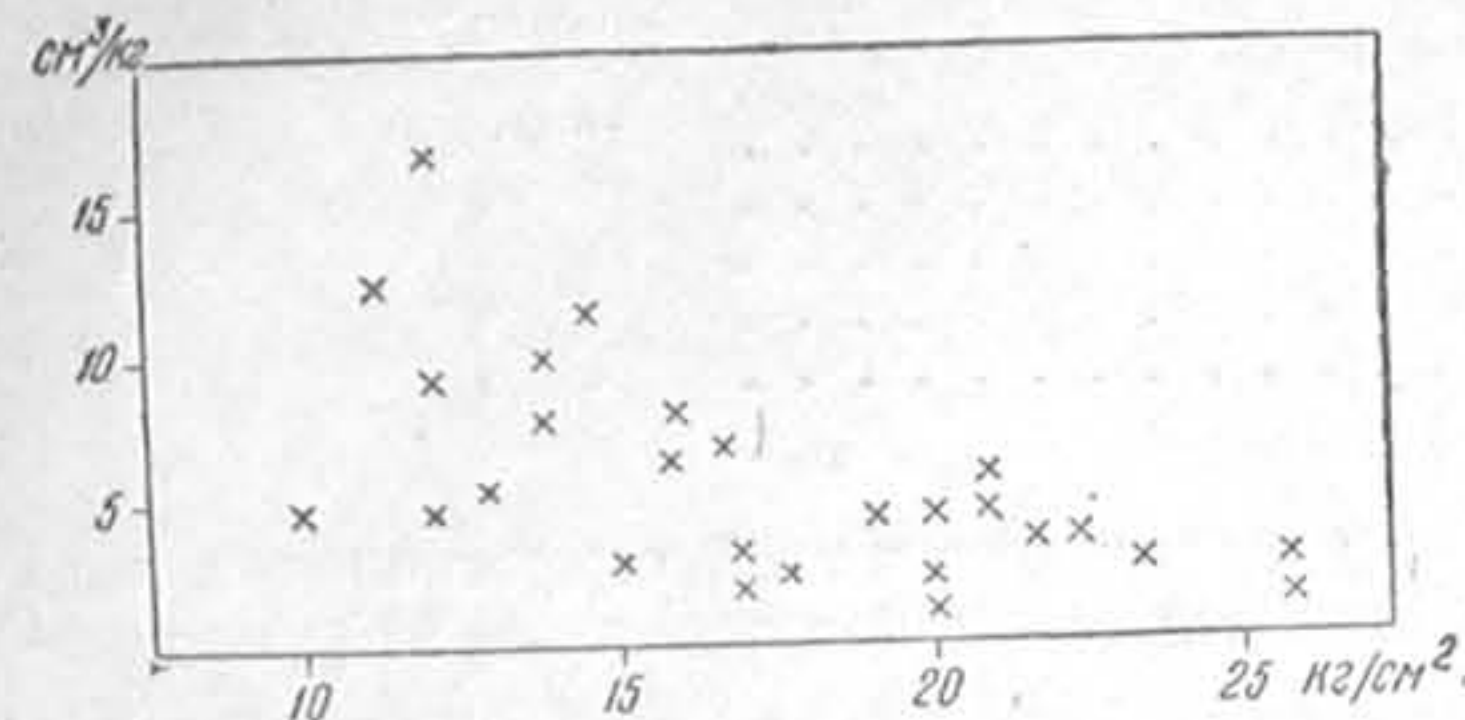
Таблица 174

Температура льда	Прочность на перелом в $\text{кг/см}^2$
$0^\circ$	4 — 5
от $-2$ до $-3^\circ$	15 — 20
$-3^\circ$	30

Тем же автором были исследованы на перелом 28 образцов льда Финского залива, в которых содержание воздуха было заранее определено. Результаты



этих испытаний представлены на рис. 141, из которого видно, что с уменьшением содержания воздуха прочность льда значительно повышается, колеблясь при температурах от  $-5^{\circ}$  до  $-7^{\circ}$  в пределах от 10 до 25 кг/см<sup>2</sup>. Лед Баренцева моря, по наблюдениям того же автора, при значительно большем содержании воздуха при температуре  $-5^{\circ}$  давал прочность на перелом всего 8—12 кг/см<sup>2</sup>.



141. Результаты испытаний на временное сопротивление на излом образцов льда с разным содержанием воздуха.

усилия в кг/см<sup>2</sup>, приведенные в табл. 175.

Во время плавания на «Седове» в 1934 г. Брун и Дерюгин, а последний кроме того во время зимовки на м. Желания, произвели массовые определения прочности льда на раздавливание и на излом. При этом, например, для пресного прозрачного льда, составлявшего верхнюю часть льдины, как результат 25 определений были получены разрушающие

Таблица 175

Направления давления . . . . .	Максимум	Минимум	Среднее
Вдоль оси кристаллов . . . . .	60.5	20.0	40.5
Перпендикулярно . . . . .	28.0	11.6	21.1

Таким образом в среднем разрушающее давление для пресного льда, направленное перпендикулярно плоскости намерзания, оказалось почти в два раза больше разрушающего давления, направленного параллельно этой плоскости. Для льда, даже мало соленого, отношение перпендикулярного и параллельного давлений уменьшается, для летних, сильно разрушенных таянием льдов приближается к единице и в среднем из многих сотен определений прочности морского льда, образованного при спокойном (без какого бы то ни было торошения) нарастании, оказалось равным 1.24.

Прочность на излом, определенная для тех же слоев, для которых определялась прочность на раздавливание, для одной из серий испытаний показана в табл. 176.

Каждая цифра приведенной таблицы является средней по крайней мере из 100 определений. В большинстве случаев число определений было больше, а в некоторых случаях для разрушающего напряжения на сжатие число определений, использованных для вычисления цифр таблицы, превышало 300. Таким образом средние, приведенные в нижней строке таблицы, являются средними из многих сотен определений. Температура воздуха во время испытаний была от  $-2^{\circ}$  до  $-22^{\circ}$ , однако сколь угодно явной зависимости между температурой и прочностью установить не удалось. Все определения были произведены над образцами льда, взятыми из берегового припая, не подвергавшегося в течение зимы подвижкам.

Наглядное понятие о прочности пресного ледяного покрова дают следующие примеры. Лед в 4 см толщиной выдерживает человека, лед от 10 до 12 см выдерживает кавалерию, в 15 см толщиной — вагоны с конной тягой, в 45 см железнодорожный поезд.

Таблица 176

Средние усилия в кг/см<sup>2</sup>

Глубина слоя от поверхности в см	На раздавливание		На излом
	Перпендикулярно поверхности	Параллельно поверхности	
0—15	34.9	34.2	17.6
15—30	41.1	35.9	19.3
30—45	40.5	33.6	18.6
45—60	41.9	30.4	19.6
60—75	40.6	28.6	21.5
75—90	43.6	32.8	23.8
90—105	48.0	38.0	22.2
105—120	46.6	38.2	—
Среднее . . . . .	42.1	34.2	20.4

Морской лед значительно менее прочен, чем речной, но он обладает значительно большей упругостью и пластичностью.

Когда морская волна входит в залив или в бухту, уже покрытую тонким молодым льдом, то она распространяется в виде зыби на некоторое расстояние вглубь бухты, причем лед толщиной до 10 см не ломается, а изгибается соответственно форме зыби.

По льду в 5 см толщиной уже можно ходить, причем поверхность льда пружинит под ногами, и создается впечатление, что идешь по туго натянутой коже. Удар по такой поверхности, если при этом лед не ломается, вызывает образование на поверхности молодого льда концентрических волн.

Пластичность льда можно также наблюдать при приливо-отливных колебаниях уровня моря у берегов, а еще лучше у выдающихся из воды скал. Явление выражается в образовании вогнутой поверхности при отливе и выпуклой поверхности при приливе, причем лед вдали от берега, изгибаясь по форме приливной волны, не дает трещин.

Так как речной лед более крепкий и хрупкий по сравнению с морским льдом той же температуры, то, хотя морской лед легче ломается судном, чем речной той же толщины, но в мелко битом пресном льду судно идет легче, чем в более вязком морском.

Наибольшей вязкостью и эластичностью обладает свежур. Форштевень судна ее не колет, а только сжимает и потому при быстро образующейся свежуре (низкая температура воздуха и обильное выпадение снега) судно очень быстро перестает двигаться и разворачиваться.

Температура льда, как мы видели, очень сильно сказывается на прочности льда и по опыту кронштадтских ледоколов, например, считается, что 30 см осеннего (холодного) льда по крепости равны 40 см весеннего (теплого) льда. Наибольшей прочностью в море обладает многолетний опресненный лед: удар судна о такой лед мало отличается от удара о камень и взрывание такого льда дает только местное разрушение.

Если рассматривать лед как минерал, то его твердость можно определять по так называемой «шкале твердости» минералогов, т. е. по сопротивлению, оказываемому при царапании определенными испытательными минералами (табл. 177).



Таблица 177

## Шкала твердости

- |                     |                         |
|---------------------|-------------------------|
| 1. Тальк            | 4. Плавиковый шпат      |
| 2. Каменная соль    | 5. Апатит               |
| 3. Известковый шпат | 6. Полевой шпат и т. д. |

Твердость пресного льда при  $0^{\circ}$  по этой шкале около 1.5; по Коху и Венгеру при  $-15^{\circ}$  между 2 и 3, при  $-30^{\circ}$  между 3 и 4, при  $-40^{\circ}$  около 4 и, наконец, при  $-50^{\circ}$  по Хейму пресный лед не берется пилой, т. е. его твердость около 6.

## § 52. Биология моря и льды

Давно подмечено высокое развитие органической жизни у кромки льдов и в полыньях между льдами в период их таяния. В водах, омывающих тающую кромку льдов, и в озерах талой воды, образовавшихся на льду во время полярного лета, мы встречаем пыльное цветение фитопланктона. Цветение фитопланктона в свою очередь вызывает усиленное развитие зоопланктона. Обилие фито- и зоопланктона привлекает к кромке льдов рыбу и млекопитающих. Многочисленные птицы, питающиеся у льдов планктоном и мелкой рыбой и отдыхающие на льду, а также белые медведи, охотящиеся за моржами и тюленями, завершают цепь организмов, так или иначе связанных с морским льдом. По мере удаления в глубь льдов в районы, где таяние в значительных размерах не происходит, признаки жизни в воде около льдов уменьшаются.

Нансен, подводя итоги своим исследованиям, писал следующее: «Северный полярный бассейн, покрытый в своей внутренней части почти сплошным покровом толстого льда, исключительно беден растительными и животными организмами. Солнечный свет поглощается льдом, и лучи, необходимые для растительных организмов, почти не проникают через ледяные поля в подстилающие последние холодные воды. Поэтому растительные организмы развиваются здесь во время короткого лета очень плохо, главным образом в полыньях между ледяными полями, а без растительных организмов не могут существовать животные организмы. Эту внутреннюю постоянно покрытую льдом часть Северного полярного бассейна можно считать пустыней в океане, и ни животное, ни человек не могут найти здесь достаточно пищи. Во время нашей экспедиции на «Фраме», прибавляет Нансен, «мы находили много видов животных, в особенности маленьких рачков, но фауна была настолько бедна по количеству организмов, что наши планктонные сети могли висеть днями за бортом и, хотя нас дрейфовало с порядочной скоростью, улов оказывался весьма малым, когда подымали эти сети на палубу».

Сам Нансен во время своего путешествия к полюсу видел следы белых медведей у  $84^{\circ}$  с. ш. в районе к северу от Земли Франца-Иосифа. И при этом видел также следы у  $86^{\circ}$  с. ш. в районе к северу от Гренландии. Никто из полярных путешественников не упоминал о виденных в высоких широтах птицах или тюленях. Тем более удивительными явились наблюдения наших полярных летчиков и зимовщиков, наблюдавших в июне 1937 г. у самого Северного полюса нескольких птиц. Повидимому, это были птицы, отставшие от своих стай, совершавших весенний перелет, или же случайно занесенные в район полюса ветрами. Возможно, что эти птицы все же находили достаточно пищи в полыньях между льдинами. Еще более удивительным является подход к станции «Северный полюс» в июле 1937 г., тогда, когда она находилась на  $88^{\circ}$  с. ш., белой медведицы с медвежатами, а также появление в одной из полынь у ледяного поля морского зайца. Эти факты свидетельствуют, что высказывания Нансена и других исследователей о полной безжизненности центральной Арктики подлежат значительным поправкам.

Во всяком случае интенсивность жизни как среди льдов, так и в океане вдали от кромки тающих льдов не может идти в сравнение с тем, что наблюдается у самой кромки, особенно в районах, где кромка льдов как бы наступает на теплые воды океана, как это имеет место, например, в северной части Атлантического океана в Гренландском и в Баренцевом морях.

Для объяснения интенсивной жизни у тающих льдов высказывались различные предположения. Первое предположение основано на особых строении и свойствах молекул воды и льда. Уже указывалось (§ 1), что существует мнение, что водные молекулы химически инертны, и, наоборот, молекулы льда отличаются большой активностью и по Барнесу являются молекулами жизни.

Другое объяснение бурного развития органической жизни у тающих льдов заключается в том, что как на поверхности, так и внутри льда в течение зимы скопляются различного рода питательные вещества, освобождающиеся во время таяния и таким образом удобряющие окружающую воду.

Во-первых, вместе с выпадающими осадками на поверхности льда сосредотачиваются различного рода соединения азота, фосфора и кремния. При последующем испарении снега и льда эти вещества могут оставаться на поверхности льда и таким образом постепенно концентрироваться.

Во-вторых, накопление питательных веществ в самом льде объясняется особенностями процесса льдообразования в море. Мы видели, что при достаточном охлаждении и перемешивании первичные коллоидные частицы льда зарождаются во всей толще захватываемого вертикальной циркуляцией слоя. Возможно, что эти первичные образования зарождаются около взвешенных в морской воде, также в коллоидальном состоянии, мельчайших частиц органического вещества и мути континентального происхождения, обнаруживаемой в морской воде в районах, даже наиболее удаленных от континентов.

Глубинный лед, образующийся в результате смерзания отдельных коллоидных частиц льда, после того как его размеры, а следовательно и скорость всплытия, увеличатся до известных пределов, всплывает и выносит с собой на поверхность частицы органического вещества и мути, в дальнейшем постепенно вмерзающие в поверхностный лед. Это явление, понятно, приобретает особое значение в тех случаях, когда перемешивание достигает до самого дна, т. е. преимущественно на мелководьях.

Образование глубинного льда в пресных и небольших водоемах, как мы видели, прекращается с образованием сплошного ледяного покрова, но в море этот процесс фактически продолжается всю зиму.

Таким образом морской лед, как бы аккумулирует, с одной стороны, благодаря выпадающим на его поверхность осадкам питательные вещества из атмосферы и, с другой стороны, мути и органическое вещество из всего слоя воды, захваченного перемешиванием<sup>1</sup>.

Наконец, накопление питательных веществ на самой кромке льдов совершается, во-первых, при заплескивании морской воды вместе с взвешенными в ней организмами, остающимися на поверхности льда даже при условии, что вся наплеснутая вода в дальнейшем профильтруется, во-вторых, путем непосредственного переноса питательных веществ с моря на лед самими организмами. Экскременты птиц и животных, остатки пищи и т. д. служат в свою очередь базой для новой жизни.

Затронутые вопросы в настоящее время нельзя считать окончательно разрешенными, но во всяком случае надо указать, что сами кристаллы льда, конечно, не могут содержать посторонних веществ, и поэтому скопления питательных веществ во льду могут образовываться только в ячейках между кристаллами. Понятно, что с течением времени растворенные питательные вещества вместе с рассолом частью вытекают из льда и, таким образом, постепенно происходит как бы самоочищение льда. Естественно поэтому, что наиболее благоприятное влияние на жизнь должно оказывать таяние сравнительно недавно образовавшегося льда.

Таким образом, благоприятными условиями для развития жизни у кромки тающих льдов надо считать живительные свойства ледовых молекул и освобождение при таянии питательных веществ, сконцентрированных в морском льду за время его существования как из атмосферы, так и из воды, из которой данный лед образовался.

Однако указанные факторы могут только способствовать развитию жизни, но не создавать ее. Но вместе с растворенными питательными веществами и органическим веществом в лед вмерзают различного рода планктонные организмы и бактерии. Некоторые из них под влиянием низких температур погибают, но отдельные виды, прежде всего бактерии и споры, выносящие очень низкие температуры<sup>2</sup>, выживают

<sup>1</sup> Лангваген отмечает, что по наблюдениям на «Красине» в 1935 г. в Чукотском море содержание фосфора в поверхностных слоях доходило до  $25 \text{ мг/м}^3$  и обычно увеличивалось с глубиной. Однако на станциях, сделанных среди тающих льдов, содержание фосфора в поверхностном слое оказалось больше, чем на глубине 5—10 м. Справедливо объяснив увеличение фосфора переходом в поверхностные слои питательных веществ из тающего льда, Лангваген произвел анализы водной вытяжки из грязи, покрывавшей некоторые льдины, и получил в них до  $82 \text{ мг/м}^3$  фосфора. Одновременно были сделаны анализы воды снежных прудов, причем оказалось, что содержание фосфора в этих водах увеличивалось с увеличением их загрязненности.

<sup>2</sup> В 1934—35 гг. на Сковородинской мерзлотной станции Каптеревым из растительных остатков, взятых в слое вечной мерзлоты с глубины 2.75—4.25 м, при оттаивании и культуре в дистиллированной воде были возвращены к жизни некоторые зеленые, сине-зеленые и кремневые водоросли, грибки, мох и даже один



и с началом таяния начинают интенсивно развиваться. Эти организмы и дают начало жизни как на самом льду, так и в воде, полученной от таяния льдов.

Как указывает Буткевич, при бактериологических исследованиях Гренландского, Баренцова и Карского морей наибольшие количества бактерий были обнаружены, во-первых, в районах соприкосновения различных по своим физико-химическим свойствам водных масс и, во-вторых, в районах тающих льдов. Первое объясняется тем, что смешение различных вод создает неблагоприятные условия для планктонных организмов, характерных для каждой водной массы в отдельности. Планктон при этом частично отмирает и таким образом превращается из потребителя бактерий в материал для их питания. Второе объясняется описанным выше скоплением бактерий во льду. Последнее лучше всего доказывается следующими цифрами.

Так, по Буткевичу, во время экспедиции на «Садко» 1935 г. в одном из летних водоемов на льду было найдено 60 000 бактерий в одном см<sup>3</sup> воды, в то время как максимальное количество бактерий, найденное в водах Гренландского, Баренцова и Карского морей, не превышало 27 000 в 1 см<sup>3</sup>.

Одна из льдин, исследованная на бактериальный состав, дала количества бактерий, приведенные в таблице 178.

Таблица 178

В середине тороса 10 100/см<sup>3</sup>  
В ледяной сосульке тороса 10 600/см<sup>3</sup>  
В воде около льдины (нетающей) 2 700/см<sup>3</sup>.

Уже отмечалось, что часть растворенных питательных веществ и органического вещества просачивается вместе с рассолом обратно в воду, но более крупные включения остаются во льду и в конце концов оказываются на его поверхности. Действительно, лед образуется снизу, а тает и уничтожается с боков и сверху. Считается, что в Северном полярном бассейне ежегодно стает сверху и испаряется около 0.5—1.5 м льда.

Почти на такую же величину лед ежегодно намерзает снизу. Таким образом каждая частица, вмерзшая в лед снизу, через 2—3 года оказывается на его поверхности. Это обстоятельство также способствует скоплению питательных веществ и организмов на поверхности льда.

В § 40 уже отмечалось, что в умеренных широтах развитие фитопланктона характеризуется двумя максимумами. Весенняя вспышка начинается вскоре после того, как с началом весны увеличивается продолжительность дня и интенсивность солнечного освещения. Осенняя вспышка начинается вскоре после того, как, благодаря охлаждению, возникает достаточно сильное конвекционное перемешивание поверхностных слоев океана. В замерзающих морях, где подледное освещение весьма скудно, весенняя вспышка планктона обычно не начинается до вскрытия моря, даже при условии незаходящего солнца. Но зато с вскрытием моря эта вспышка идет с максимальной скоростью развития.

Вскрытие моря происходит в общем тем позднее, чем выше географическая широта района, а в одной и той же широте время вскрытия определяется совокупностью местных условий.

Отсюда в один и тот же момент в различных районах замерзающих морей можно наблюдать различные фазы планктонного цикла. Иногда на очень небольшом расстоянии можно встретить бурное цветение фитопланктона с характерным развитием диатомовых и почти полное отсутствие зоопланктона и рядом типичный летний планктон, характеризующийся другими растительными организмами, в частности перидиниевыми водорослями и большим количеством зоопланктона.

Изучению этих вопросов уделил много внимания Богоров. Отмечая, что в полярных морях мы наблюдаем только одну весеннюю вспышку планктона, он

вид из низших ракообразных. Все эти виды характерны для небольших торфяных луж и не принадлежат к числу вымерших. Все же их возраст исчисляется в сотни и даже тысячи лет.

На тхорст нашел на материковом льду Шницбергена микроскопического круглого червя и оживил его, смешав высохший ил с водой. В промерзающих до дна озерах арктических островов отдельные представители фауны впадают в анабиоз во время зимы и оживают следующим летом. Некоторые животные переносят очень низкие температуры. Зимовщики на Земле Франца-Иосифа наблюдали мелких светящихся рачков Алетридия армата, оживленно двигающихся в пропитанной морской водой снежной каше, температура которой была около —10°.

Известны находки на глетчерных льдах во время полярного лета живых падуры, паукообразных, питающихся снежными водорослями, и коловраток.

назвал такие моря моноциклическими, в противоположность морям бициклическим, где в течение года наблюдаются две вспышки: весенняя и осенняя.

Обработывая планктонные сборы, произведенные во время плавания «Литке» из Владивостока в Архангельск в 1934 г., Богоров подразделил встречавшийся планктон на следующие виды:

1. Зимний планктон — характерен для моря, покрытого сплошными льдами и отличается преобладанием взрослых особей зоопланктона. Фитопланктон представлен яйцами и спорами водорослей.

2. Весенний планктон — характерен для моря у кромки льдов и больших полыней. Наблюдается пышное цветение фитопланктона. Животные формы встречаются в разных стадиях развития: яйца и молодь.

3. Летний планктон — характерен для моря, сравнительно давно освобожденного от льдов. Общее количество планктона уменьшается и повышается роль зоопланктона, преимущественно в старших возрастных группах.

В среднем из всех сборов на «Литке» Богоров получил цифры, приведенные в табл. 179.

Таблица 179

Биологический сезон	Содержание планктона в мг/м <sup>3</sup>	
	фито- планктон	зоо- планктон
Зима	41	52
Весна	2470	122
Лето	560	260

В результате своих исследований Богоров вводит понятие о показателе сезонной стадии планктона, подразумевая под последним отношение по весу фитопланктона к зоопланктону в том же объеме воды, или

$$S = \frac{P}{Z}$$

где

$S$  — сезонный показатель

$P$  — вес фитопланктона и

$Z$  — вес зоопланктона.

Далее Богоров указывает, что сезонный показатель весной колеблется в пределах от 30 до 50, а иногда доходит и до 120, летом уменьшается до 1—6, а зимой доходит до 0.1—1.0.

Таким образом, сезонный показатель планктона может служить своеобразным индикатором при решении следующих вопросов: давно ли вскрылось море в данном районе, являются ли встреченные льды льдами местного происхождения или принесены и когда из другого района и т. д.

Чем выше широта, тем ограниченнее по времени цикл фитопланктона. Во время экспедиции на «Садко» 1935 г. при плавании за 82° с. ш. в середине сентября наблюдалась весенняя вспышка планктона, которой так и не суждено было перейти в дальнейшую стадию, так как в это время в этих широтах уже начинается новое льдообразование.

Если вскрывшийся и тающий лед создает в окружающей воде благоприятные условия для органической жизни, то под нескрывшимся льдом жизнь затруднена даже в летнее время года. Малое подледное освещение препятствует развитию фитопланктона, а, следовательно, и накоплению кислорода. В то же время воды подо льдом не получают кислорода в результате непосредственного соприкосновения с воздухом. Таким образом, подо льдом идет постепенное обеднение кислородом, влекущее иногда при длительной зиме и на мелководьях явления замора с последующим образованием сероводорода и метана.

В табл. 180 приведены данные наблюдений Шестиперова в течение зимы 1936—37 г. у м. Шмидта в Чукотском море на горизонте 10 м.



Таблица 180

Дата . . . . .	18/IX	28/X	27/XI	26/I	19/II	21/III	28/IV	21/V	2/VI	28/V I
Кислород в %	98	89	93	90	88	88	73	75	78	151

В отдельных случаях на мелководьях образовавшийся ледовый покров может вызвать массовую гибель организмов.

Помимо планктона, развивающегося у кромки тающих льдов, большой интерес представляет наледная флора, развивающаяся с началом лета как на морских льдах, так и на глетчерах Антарктики, Гренландии, Норвегии и т. д.

Как указывает П а л и б и н, пока еще мало известно о биологии этой группы организмов. Обычно они различаются по цвету, которым они окрашивают снег или лед, зависящему от характера клеточного содержимого протоплазмы.

Желтый или темножелтый цвет является обычным для пресноводных и морских ледовых организмов и объясняется большим количеством жира в клеточном содержимом, благоприятствующим поглощению солнечной энергии летом и несколько защищающим организмы от холода зимой. Кроме желтого, встречаются цвета зеленый, красный и даже черный, объясняемые наличием в клеточном содержимом протоплазмы организмов различных пигментов.

Так, например, водоросли Сферелия Нивалис во вторую половину лета вызывают порозовение и водоросли Расфидонома навалеле — позеленение снега.

Кроме наледных форм, для морского льда характерны микроорганизмы, развивающиеся летом в самом льду и около него и образующие сообщества, называемые ледяным планктоном, или криопланктоном. Первое место в комплексе растительных и животных организмов занимает группа ледяных диатомей округленной или ромбоидальной формы, резко отличающихся от обычных форм открытого моря.

На поверхности льдов диатомей в живом состоянии, как правило, не встречаются и красновато-бурый лед, обусловленный колониями диатомей, можно наблюдать только на некоторой глубине (около метра) на дне прудов, образовавшихся на больших льдинах в трещинах льда, и на подводных выступах отдельных льдин.

Нансен отмечает, что в Северном Ледовитом океане, когда под действием солнечных лучей на поверхности льда образуются пруды талой воды, на их дне появляются темные пятна, состоящие из водорослей, главным образом диатомей. Со дня на день на солнечном свете их размеры увеличиваются и они, поглощая, как темные предметы, большое количество солнечного тепла, проталивают под собой ямки глубиной несколько сантиметров, которые они покрывают толстым слоем. Кроме диатомей, Нансен и Г р а н о м, обработавшим сборы «Фрама», отмечены инфузории и жгутиковые, питающиеся растениями, а также и бактерии.

П а л и б и н, описывая свои наблюдения на «Ермаке» в 1901 г., указывает, что ледяные формы диатомей, находясь в нижних слоях морского льда, вполне подтверждают мнение, что диатомей, поднимаясь из морской воды, вмерзают в нижнюю поверхность льда. По Палибину, так же как и по Нансену, диатомей в живом состоянии встречаются только на некоторой глубине от поверхности льда, с той лишь разницей, что Нансен считал, что диатомей как бы подвешены на границе между пресной и соленой водой, между тем как Палибин предполагает, что наиболее благоприятной средой для развития диатомовых является морская вода малой солености.

Желтовато-бурые скопления диатомей, представляющие собой комочки слизистой массы, как уже указывалось, благодаря большому поглощению солнечного света, проталивают под собой углубления, ширина которых обычно в 2—3 раза больше ширины комочков, а внешние очертания те же. Несомненно, что, помимо непосредственного поглощения солнечного тепла комочками, прогревание льда в известной, хотя и незначительной, степени определяется также совершающимися в них жизненными процессами, всегда связанными с выделением некоторого количества тепла.

Постепенно в течение лета, опускаясь все ниже и ниже через проталиваемые ими лунки, диатомей смешиваются с морской водой.

Надо отметить, что после образования первых водоемов на больших ледяных полях и образования первых налетов диатомовой слизи развитие ее не прекращается уже в течение всего полярного лета. Действительно, при внезапных похолоданиях на поверхности таких водоемов образуется тонкий поверхностный лед, служащий как бы парниковым стеклом и предохраняющий воду пруда от дальнейшего охлаждения. В то же время солнечная радиация, проходящая через тонкий слой льда, продолжает поглощаться диатомеями, что обуславливает их дальнейшее развитие.

Скопления диатомей на льду иногда достигают таких размеров, что лед на большом пространстве кажется грязным и как бы пробуранным во всех направлениях. Наибольшие скопления диатомей во время экспедиции на «Садко» в 1935 г. наблюдались в северо-западной части Баренцева моря и в районе за 80° с. ш. между Землей

Франца-Иосифа и Шпицбергом. Оценивая на-глаз, по крайней мере 20% всех плавающих льдов было покрыто красновато-коричневым налетом. Некоторые льдины были настолько грязны, что создавалось впечатление, что они образовались у самого берега. Между Землей Франца-Иосифа и Северной Землей льды казались гораздо белее и чище, что объяснялось тем, что во втором районе было много открытой воды, явления испарения и конденсации происходили в большом размере и на поверхности льдов осаждалось сравнительно много инея, прикрывающего диатомей, в то время как в первом районе, наоборот, открытой воды было мало.

Но, во всяком случае, в обоих районах вся нижняя часть льда, обнажаемая при переворачивании льдин ледоколом, была коричневого цвета, а подсоны и подводные тараны отдельных глыб льда были усеяны скоплениями диатомей. Таким образом, несомненно, как это и высказано Палибиным, микроорганизмы играют большую роль в летнем разрушении полярных льдов.



## ГЛАВА VII ЛЬДЫ В МОРЕ

### § 53. Классификация льдов

Льды, встречающиеся в море, по своему происхождению делятся на три класса, резко отличающиеся друг от друга по своим физико-химическим свойствам: речные, глетчерные и морские.

Речные льды выносятся при весеннем ледоходе из рек в море и здесь в течение лета или растаивают или же в полярных районах, вкрапляясь в льды морского происхождения, соответственным образом деформируются. Речной лед совершенно пресен, обычно коричневатого, обусловленного примесью гуминовых веществ цвета. Нередко в речном льду много береговой грязи и других включений, что придает ему грязный вид.

Речной лед совершенно не встречается в южных полярных широтах. В Северном Ледовитом океане его довольно много в начале лета у устьев больших сибирских рек. Так как этот лед в течение полярного лета почти полностью уничтожается, его роль в ледовом режиме морей крайне незначительна.

Глетчерный лед попадает в море при обламывании концов ледников. Образуюсь из снега, аккумулярующегося в горных долинах, глетчерный лед пресен и в большей своей массе чист от посторонних примесей. Глетчерный лед, как правило, голубоватого цвета.

Глетчерный лед в виде айсбергов и ледяных гор в Северном полярном бассейне встречается между  $120^{\circ}$  з. —  $0^{\circ}$  —  $100^{\circ}$  в. долготы. Гренландским и Лабрадорским течениями айсберги выносятся через Дэвисов пролив в область Гольфстрима.

Но особенного развития и распространения глетчерный лед достигает в южных приполярных районах, где айсберги встречаются вокруг всего Антарктического материка и поднимаются до юго-восточных побережий южной Америки.

Морской лед образуется в самом море из морской воды. Основным его свойством является его соленость.

Как мы видели, с течением времени морской лед преснеет, но, даже становясь совершенно пресным и годным для приготовления пищи, он сохраняет некоторые химические свойства, позволяющие отличить его от льда речного или глетчерного.

В основной своей массе морской лед зеленоватого оттенка; морские льды с большой примесью снега и пузырьков воздуха — белесоватого стекловидного цвета. Морские льды, опресненные и уплотненные сжатиями, приобретают с течением времени синий цвет.

Морские льды, в свою очередь, по районам, ими занимаемым, а также по их свойствам разделяются на три главных класса: припай, пловучие льды и паковые льды<sup>1</sup>.

1. Припай, или неподвижный лед, окаймляет зимой берега, острова, а также льды, стоящие на мели и играющие в этом отношении роль островов. В летнее время подтаивший припай ветрами и течениями взламывается и уносится в море, где переходит в разряд пловучих льдов или же, задерживаясь на месте, следующей зимой вмерзает во вновь образующийся припай. Припай в основной своей массе однолетний и его толщина в ровных полях в Северном полярном бассейне доходит до 2—3 м. Однако в отдельных узких бухтах высоких широт встречается многолетний припай<sup>2</sup>, толщина которого может быть значительно больше, иногда настолько, что припай лежит на грунте. Сползая постепенно по склонам дна и обламываясь, такой многолетний припай дает образования, похожие на глетчерный лед.

Начальной формой припая является ледяной заберег, образующийся прежде всего в хорошо закрытых от ветров и течений бухтах, фиордах и проливах. Постепенно припай от берегов распространяется в море, где соединяется с льдами, одновременно образующимися в самом море, а также с льдами, оставшимися от прошлого года, и максимального своего развития достигает в конце зимы.

Ширина припая зависит от местных условий. При прочих равных условиях ширина припая тем больше, чем мелководней данный район, чем изрезаннее береговая черта и чем больше у берега островов и подводных мелей, к которым притыкаются отдельные глубоко сидящие в воде ледовые образования, в дальнейшем играющие роль островов.

Отдельные ледовые нагромождения в морях, омывающих сибирское побережье Полярного бассейна, имеют осадку до 25 м. Отсюда считается, что вдоль сибирского побережья 25-метровая изобата является пределом распространения припая. Понятно, что в узких проливах высоких широт припай образуется и на большой глубине.

Наиболее благоприятными для развития припая являются мелководные окраинные моря сибирского побережья, и здесь он простирается от берега на очень большие расстояния. Так, от устьев Яны припай в суровые зимы тянется по направлению к северу на протяжении 500 км. Считается, что ежегодно между о. Врангеля и Северной Землей образуется до 150 000 км<sup>2</sup> припая.

2. Пловучие льды представляют собой отдельные льдины и поля, зимой увеличивающиеся в размерах намерзанием и смерзанием, а летом разламывающиеся и частично уничтожающиеся.

Пловучие льды образуются в море или самостоятельно или в результате разлома припая, пака, а также глетчерного льда. Среди пловучих льдов

<sup>1</sup> Большинство авторов делит морские льды на припай, пак и арктический пак. Представляется, что такое разделение менее удобно и мало обрисовывает свойства льдов.

<sup>2</sup> Многолетний припай особенно характерен для северных фиордов Гренландии, где он образуется между глетчерами, впадающими в фиорды, и выходами из фиордов и блокирует таким образом находящиеся в фиорде айсберги. Такой старый лед Кох назвал сикозаком, что по-эскимосски означает очень старый лед.

Против наибольшего ледника сев. полушария, а именно ледника Гумбольдта (на северо-западном берегу Гренландии), протяжение которого по береговой черте около 100 км, образуется многолетний припай, обычно сковывающий несколько сотен айсбергов, рожденных этим ледником.

Раз в 20—25 лет этот многолетний припай взламывается, и только тогда массы айсбергов, до того им скованные, получают возможность двигаться к Дэвисову проливу.



можно поэтому встретить льды самого разнообразного возраста и происхождения. В южных частях Северного полярного бассейна преобладают однолетние пловучие льды, толщиной в ровных полях, так же как и припай, до 2—3 м; в более северных частях чаще встречаются многолетние льды.

Как показывает само название, пловучие льды и зимой и летом находятся в движении в разнообразных направлениях: зимой — в виде больших полей, сгруппированных из отдельных льдин, летом — в виде отдельных более или менее крупных льдин. Северная граница пловучих льдов в Северном полярном бассейне приблизительно совпадает с 1000-метровой изобатой. Другим признаком, определяющим распространение пловучих льдов на север в летнее время, является граница свободного плавания судов в Полярном бассейне.

3. Под **п а к о в ы м и** льдами понимаются льды, заполняющие центральную часть Северного Ледовитого океана. Паковые льды являются наиболее законченной формой морских льдов и для их образования необходимо несколько процессов. Во-первых, начальное образование и утолщение льда путем теплопроводности. Во-вторых, утолщение льда нагромождением отдельных льдин одна на другую. В-третьих, изменение внутренней структуры льда процессами, вызываемыми периодическими изменениями температуры льда. В-четвертых, уплотнение льда периодическими сжатиями. Наконец, в-пятых, выравнивание поверхности льдов таянием, снегопадом и более мощным намерзанием тонких частей ледяных полей.

Паковые льды в основной своей массе являются многолетними льдами, состоящими из мощных, сильно уплотненных, почти монолитных, почти пресных и почти лишенных пузырьков воздуха плит льда, и представляют собою большие поля сравнительно ровного льда, окаймленные торосами и пересеченные пологими ледяными холмами высотой до 10 м. Эти холмы являются результатом нагромождения льдов при сжатиях (сглаженные хребты торосения). В отдельных районах, однако, паковые льды представляют собою настоящий хаос вздыбленных и нагроможденных друг на друга глыб льда, в расположении которых нет никакой закономерности (области торосения).

В летнее время паковые льды несколько ослабляются и разрежаются: между отдельными полями появляются трещины и пространства чистой воды, позволяющие полям пака двигаться под влиянием ветра, приобретать значительную кинетическую энергию и благодаря этому при столкновениях с другими полями создавать мощные ледяные нагромождения. Судя по наблюдениям, сделанным во время санных экспедиций, а также во время арктических перелетов, даже к осени общая площадь чистой воды в области паковых льдов не превышает 1—2%. Это обстоятельство, а также то, что паковые льды даже в ровных полях достигают толщины 3—5 м<sup>1</sup>, делает их непроходимыми для судов какого угодно типа.

Весьма интересны наблюдения над льдами, сделанные А. Д. Алексеевым во время перелета в мае—июне 1937 г. от Земли Рудольфа (81°45' с. ш., 50° в. д.) до Северного полюса и обратно.

От о. Рудольфа и до 82°30' с. ш. встречались сильно восторощенные (торосы до 3 м) молодой лед с разводьями и трещинами. Попадались обломки айсбергов. Ровные площадки размерами 100—200 м встречались редко. От 82°30' до 85°30' с. ш. размеры полей увеличивались до 20 км в поперечнике. Довольно часты ровные площадки размерами 250—350 м. 6 июня 1937 г. при посадке самолета у 84° с. ш. толщина льда оказалась равной 100—120 см. Лед ровный с огромным количеством ропаков, сверху прикрытый слоем снега толщиной до 40 см. Снег сверху слегка солоноватый.

<sup>1</sup> Стефансон к северу от Земли Банкса наблюдал ровные ледяные поля толщиной 4—5 м. Нансен считал, что в среднем толщина паковых льдов равна 3 м.

Севернее 85°30' с. ш. начались многолетние льды, причем до 86° с. ш. ледяные поля были малы, сильно восторощены, разводья забиты мелким льдом, шугой и молодым льдом. Посадка самолета без аварии невозможна.

Наибольших размеров посадочные площадки достигали между 87° и 88°30' с. ш. Ближе к полюсу они меньше и хуже. Поле, на которое опустился самолет Алексеева у полюса (89°51' с. ш. и 47° в. д.), было массивное, старое. На нем имелись две продолговатые площадки 500×300 м, разделенные грядой торосов. Вместо ропаков здесь были округленные, покрытые снегом торосы. Лед — совершенно пресный, а снежный покров походил на фирновой.

Поле, на котором 21 мая 1937 г. экспедицией Шмидта была организована станция «Северный полюс», представляло собою типичное паковое поле. Площадью оно около 4 км<sup>2</sup>. Его толщина около 3 м, а поверхность настолько ровна, что на нем одновременно сидели четыре тяжелых самолета экспедиции.

Из приведенных наблюдений Алексеева следует, что отчетливой границы между пловучими и паковыми льдами не существует.

Пловучие льды состоят главным образом из однолетних льдов сравнительно небольших горизонтальных размеров. Пространства чистой воды между отдельными их скоплениями велики, что позволяет им двигаться главным образом под влиянием ветра.

Паковые льды состоят из больших многолетних полей, разделенных небольшими пространствами чистой воды, почему их движения, подчиняясь влиянию ветра, определяются главным образом общей циркуляцией поверхностных вод Северного Ледовитого океана.

Дрейф паковых льдов в центральной части Северного Ледовитого океана еще недостаточно изучен и недостаточно обоснован. Известные до сих пор дрейфы судов, буев и пловучих предметов указывают, что вдоль материкового склона Аляски, Азии и Америки существует постоянное движение льдов с востока на запад, в конечном счете в пролив между Гренландией и Шпицбергом. В этот же пролив, по наблюдениям Пири, но с запада на восток, направлено движение льдов вдоль материкового склона Гренландии. Наконец в этот же пролив, как это доказано наблюдениями станции «Северный полюс» в 1937—38 г., направлен дрейф льда от Северного полюса. Однако существуют достаточно веские доказательства, что дрейф полярных льдов происходит не только по простой схеме: от берегов Аляски через Северный полюс к проливу Гренландия — Шпицберген, но и по более сложной. Предполагается, что дрейф льдов у материкового склона Аляски и Азии с востока на запад есть только часть обширного антициклонического движения с центром приблизительно на 83—85° с. ш. и на 170—180° з. д. Такое предположение было высказано впервые в результате работ русской полярной экспедиции на судне «Заря», и полученные после этого сведения, включая и наблюдения станции «Северный полюс», если и не подтверждают, то во всяком случае и не противоречат этой схеме.

В Северном полярном бассейне (рис. 142) в течение зимы мы имеем все три класса морских льдов: пак, пловучие льды и припай. В течение 2—3 летних месяцев припай уничтожается и таким образом летом остаются только два класса морских льдов.

У берегов Антарктики (рис. 143) пака нет и здесь зимой встречаются припай и пловучие льды, а летом только пловучие льды.

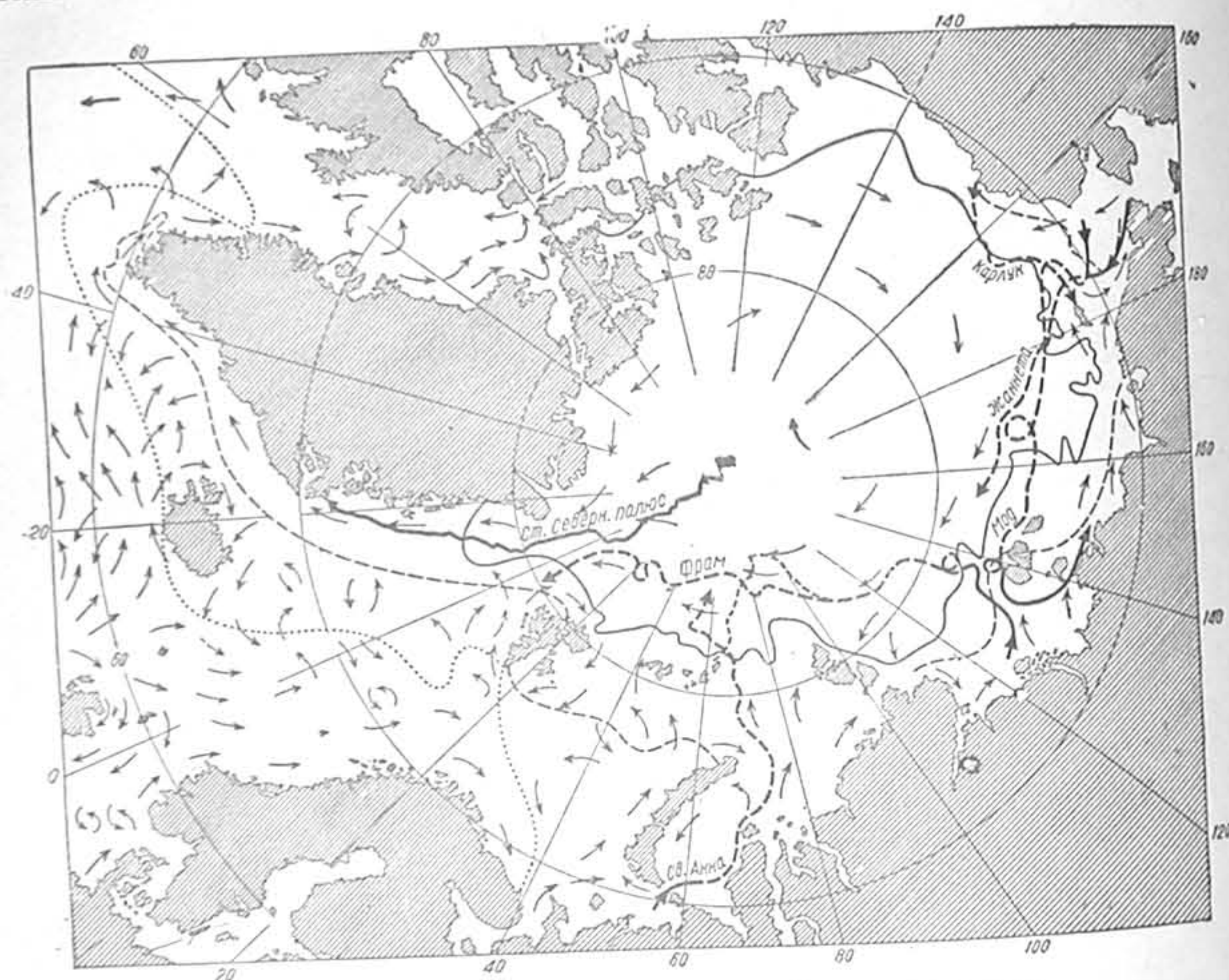
В окраинных морях Северного полярного бассейна зимой встречаются только припай и пловучие льды. С началом лета в первую очередь уничтожается припай.

Таким образом, для Северного полярного бассейна наиболее характерным классом морских льдов является пак. Он занимает приблизительно 70% всей площади центральной части полярного бассейна, заключенной между северными оконечностями Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, Северной Земли, Ново-Сибирских островов, Сибири, Аляски, Арктического американского архипелага и Гренландии. Пловучие льды в зимнее время занимают



около 10% площади и припай около 20%, причем пловучие льды и припай концентрическими поясами охватывают область паковых льдов.

Образование льда в море, как мы видели, начинается после того, как поверхностный слой воды охладится до температуры замерзания, и весьма ускоряется, если при этом выпадает хотя бы небольшой снег. Отсутствие волнения также ускоряет льдообразование.



142. Циркуляция льдов в Северном Ледовитом океане.

- Северная граница свободного плавания кораблей.
- - - Средняя южная граница морских льдов в августе.
- ..... Крайняя южная граница распространения морских льдов.

При спокойном состоянии моря и отсутствии ветра на поверхности моря образуются мелкие кристаллы в виде ледяных игл, распространяющихся во все стороны и переплетающихся друг с другом. Эти первичные образования постепенно разрастаются и срастаются и образуют на поверхности моря пятна палета, по виду напоминающего застывающее сало и называемого ледяным салом.

Сало, обычно темносвинцового цвета, мало отличающегося от цвета воды в облачную погоду, по своему внешнему виду напоминает мелко истертый лед, смешанный со снегом.

Первым следствием образования сала является уничтожение на поверхности спокойного или взволнованного моря ветровой ряби. Так как обычно льдообразование начинается неравномерно по всей поверхности моря, а отдельными более или менее редкими пятнами, то поверхность моря приобретает вид муара.

При дальнейшем охлаждении и совершенно спокойном состоянии моря вся его поверхность покрывается тонкой блестящей коркой, называемой склянкой или ледяной коркой.

При легком волнении льдообразование исходит иногда как бы из многих центров и тогда образуются диски диаметром до 30—50 см. Это так называемый блинчатый лед, являющийся наиболее распространенной начальной формой льда в море.

Округлые формы блинчатого льда встречаются наиболее часто. Экспедиция Толля наблюдала при ветре 2—3 м/сек образование блинчатого льда в форме эллипсов. Повидимому, подобное же изменение формы может быть вызвано и течениями. В сентябре 1935 г. во время экспедиции на «Садко» у восточных берегов Земли Франца-Иосифа встречалась разновидность блинчатого льда. Отдельные включения имели угловатую форму, и поверхность льда напоминала по рисунку крокодилову кожу<sup>1</sup>. Характерным для блинчатого льда является то, что его диски имеют по краю небольшой валик, как следствие трения на волнении одного диска о другой, что придает последним вид плоских сквородок.

Постепенно утолщаясь и смерзаясь друг с другом, диски блинчатого льда образуют в конце концов более или менее обширные поля сплошного льда, причем валики на их краях, высотой 1—2 см, более белого цвета, чем сами диски, придают поверхности замерзающего моря вид, как будто бы оно покрыто белой сеткой.

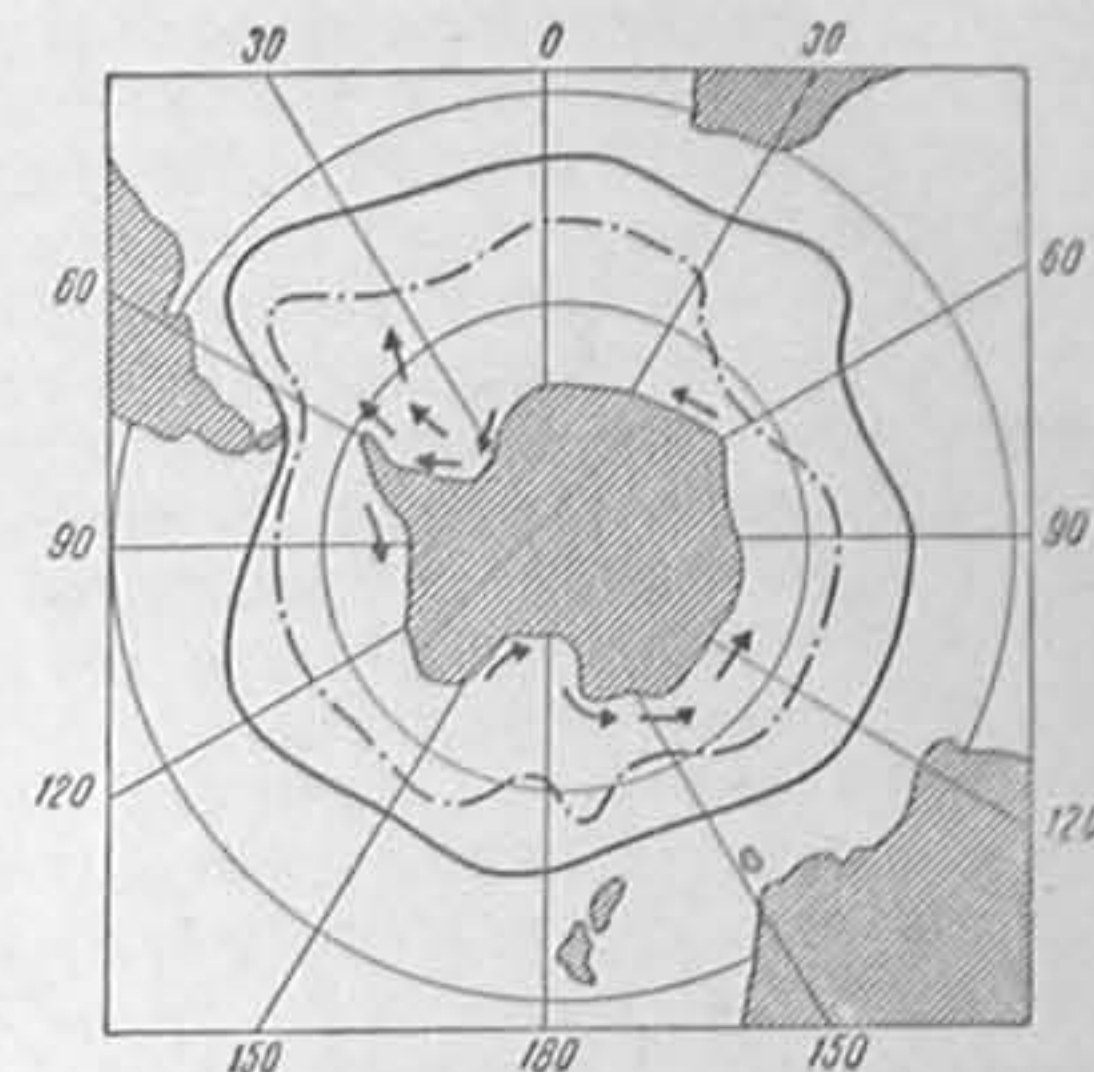
При ветре и сильном волнении сало сбивается в куски белесоватого цвета, называемые шугой. Это сбивание особенно характерно на всплесках волны. Во время экспедиции на «Садко» 1935 г. при температуре воздуха —6° и сильном ветре наблюдалось образование скоплений шуги, вытянутых за всплеском волны в направлении ветра. Казалось, что шуга образуется, минуя стадию сала.

Выпадение снега на поверхность моря всегда ускоряет льдообразование. Поверхностный слой при этом опресняется, охлаждается и, кроме того, в воду вводятся готовые ядра кристаллизации. При выпадении снега на поверхность моря, температура которой ниже нуля, снег не тает, а образует мягкую тестообразную массу, называемую снежурой.

Снежура даже при высоких температурах воздуха вызывает в ближайших охлажденных слоях воды образование ледяных игл. При волнении и ветре снежура, подобно шуге, сбивается в полосы, состоящие из снежных комков, пропитанных морской водой. При дальнейшем замерзании моря полосы снежуры резко отличаются по своему виду и белому цвету от расположенного вокруг них льда, образовавшегося из морской воды.

Таким образом, первичным льдообразованием в море являются ледяные иглы и сало, придающие морю странный маслянистый вид. При спокойном

<sup>1</sup> Эта разновидность блинчатого льда является, повидимому, результатом разлома склянки.



143. Северная граница распространения пловучих льдов (прерывистая кривая) и айсбергов (сплошная кривая) в южном полушарии.



состоянии моря следующей стадией является склянка. При неспокойном состоянии моря вместо склянки образуется блинчатый лед и при очень неспокойном — шуга. Понятно, что склянка характерна для хорошо закрытых бухт и небольших пространств чистой воды между отдельными льдами, особенно при условии, что тонкий поверхностный слой сильно распреснен. Блинчатый лед и шуга характерны для открытого неспокойного моря.

Льдообразование в большинстве случаев начинается от берега и от отдельных льдин и кромки и постепенно распространяется в море. Поэтому обычно можно проследить все стадии образования льда одновременно.

Так, 15 сентября 1935 г. по восточную сторону Земли Франца-Иосифа на «Садко» у наветренной кромки льдов при морозе  $10^{\circ}$  наблюдали на небольшом протяжении следующие стадии льда: сало, сероватый очень тонкий лед, блинчатый лед, состоящий из дисков с валиками на краях, и кромку старых льдов, от которой шло льдообразование. Диски блинчатого льда увеличивались в размерах по мере приближения к кромке. Видно было, что крупные диски представляют собой спаянность более мелких начальных дисков. Таким образом, путем спайвания диски блинчатого льда могут достигать диаметра до 2 м.

Как уже указывалось, первоначальные ледовые образования — темнотальное или свинцового цвета, что объясняется тем, что они, благодаря своей малой толщине, почти полностью пропитаны водой. По мере утолщения лед начинает приподниматься над водой и сначала сереть, а потом и белеть. В первую очередь начинают сереть валики дисков блинчатого льда, образовавшиеся трением дисков друг о друга.

Дальнейшее охлаждение влечет за собой утолщение и смерзание отдельных льдин и таким образом создается молодой лед — светлосерый, шероховатый, с поверхностью влажной от выделившегося рассола.

В отдельных случаях, как уже указывалось, льдообразование начинается не на поверхности моря, а на некоторой глубине — глубинный лед, а иногда, в мелководных районах, даже на дне моря — донный лед. Когда лед, образовавшийся на глубине, достигает в отдельных кусках определенных размеров, он всплывает на поверхность моря в виде глубинных образований. Эти подводные образования также включаются в молодой лед.

Верхняя поверхность молодого льда в большинстве случаев гладкая или слегка волнистая. Нижняя в период льдообразования, наоборот, очень неровна и в некоторых случаях похожа на щетку из ледяных кристаллов. По наблюдениям «Зари», непосредственно под нижней поверхностью молодого льда при его толщине 2—3 см лежит слой морской воды толщиной 10 см и более, насыщенный ледяными кристаллами, которые постепенно прирастают ко льду снизу и таким образом его утолщают.

Уже указывалось, что даже сало совершенно уничтожает ветровую рябь на поверхности моря. Шуга, снежура и блинчатый лед совершенно уничтожают второстепенные ветровые волны, а очень крупные волны при распространении вглубь таких льдов постепенно приобретают вид мертвой зыби. Замечательно, что вязкость и пластичность молодого морского льда настолько велики, что при толщине до 10 см он изгибается по форме зыби, но не трескается. В то же время при прохождении корабля через склянку, блинчатый или молодой лед от них откалываются плоские льдинки, с характерным звоном разлетающиеся на довольно большое расстояние по поверхности льдов.

В течение зимы при спокойных условиях молодой лед постепенно покрывается снегом и увеличивается по толщине нарастанием снизу и

в Северном полярном бассейне к маю в среднем достигает толщины 2—3 м<sup>1</sup>.

Спокойное нарастание льда в течение всей зимы возможно главным образом в защищенных бухтах, в области припая и между крупными и мощными ледяными образованиями. В большинстве случаев лед с самого начала своего существования неоднократно взламывается, раздробляется и нагромождается.

В зависимости от того, каким образом происходило утолщение льда, ледяные образования называются или льдами нарастания или льдами нагромождения (набивания). Понятно, что в общем случае вертикальные размеры отдельных ледяных нагромождений значительно больше, чем ледяных нарастаний.

Льды нарастания отличаются более или менее правильной кристаллической структурой и своим зеленоватым или голубоватым цветом (в зависимости от физико-химических свойств и возраста). В плоскости разлома льдов нагромождения можно наблюдать отдельные ледяные глыбы и плиты ровного льда, изогнутые давлением при сжатиях, также зеленоватого или голубоватого цвета. Эти включения спаяны обычно почти белой, тусклой, непрозрачной массой, напоминающей фирновый лед. Чем из более мелких кусков льда состоит ледяное образование нагромождения, тем оно белее, тусклее и менее прозрачно.

Иногда в толще полярных льдов нагромождения даже в зимнее время наблюдаются большие «карманы» воды повышенной солености, изолированные льдом от находящейся под ними морской воды. Эти карманы захватываются льдами при их нагромождении и долгое время не вымерзают, благодаря своим размерам.

В течение зимы, благодаря движениям льдов, вызванным теми или иными причинами, и изменениям температуры происходит: 1) увеличение вертикальных размеров льдов (вследствие нарастания и нагромождения); 2) увеличение горизонтальных размеров (вследствие смерзания отдельных ледяных образований) и 3) уменьшение горизонтальных размеров, вследствие трения, возникающих при изменениях температуры (термические трещины), при приливо-отливных явлениях (приливные трещины) и при сжатиях (трещины давления).

В течение лета происходит: 1) уменьшение вертикальных размеров вследствие таяния сверху и снизу и распада образований нагромождения; 2) увеличение вертикальных размеров благодаря нагромождениям и 3) уменьшение горизонтальных размеров вследствие разламывания и нагромождения.

Ледяные образования, в которых горизонтальные размеры значительно преобладают над вертикальными, называются ледяными полями и льдинами.

Наиболее обширные площади пловучих льдов (протяжением свыше 2 км) называются крупными ледяными полями. Крупные поля образуются при отрыве больших площадей припая от берега и, главным образом, при смерзании меньших по площади ледяных образований.

Малыми ледяными полями называются ледяные образования протяжением от 200 м до 2 км. Образуются они или в результате смерзания меньших образований или при разломе крупных ледяных полей.

Крупными льдинами называются ледяные образования протяжением от 20 до 200 м.

<sup>1</sup> Наибольшая толщина ровного льда, измеренная Навсепом, была равна 3.65 м.



Мелкими льдинами или просто льдинами называются ледяные образования протяжением до 20 м<sup>1</sup>.

Ледяные поля и льдины, в зависимости от условий их образования и структуры, могут быть или паросшими или нагроможденными, а по их внешнему виду — ровными или восторженными.

Всякое столкновение одного ледяного образования с другим, какими бы причинами оно ни было вызвано, сопровождается более или менее сильным торшением.

Если надвигающиеся друг на друга ледяные образования соприкасаются в одной или нескольких далеко отстоящих друг от друга точках, то льдины в точках соприкосновения разламываются, переворачиваются на бок, и в результате на относительно ровной поверхности льда остаются отдельно торчащие ребром кверху льдины, называемые ропаками.

Если соприкосновение при сжатии происходит более или менее равномерно по некоторой линии, то нагромождение происходит по линии соприкосновения и называется торосом.

В некоторых случаях торосы достигают очень больших размеров. В течение зимы и последующей весны они уплотняются и становятся очень прочными соединениями. В летнее время, благодаря своей прочности и мощности, торосы, окруженные площадями ровного льда, тают в последнюю очередь. Отдельные ледяные образования у южной кромки льдов в летнее и осеннее время в большинстве случаев и представляют собою остатки торосов. Они обладают сравнительно малой горизонтальной поверхностью и сравнительно большими вертикальными размерами и называются *несяками*<sup>2</sup>.

Большие отдельные нагромождения этого вида, высотой над уровнем воды свыше 5 м, называются флорами или айсбергами морского происхождения.

Образования того же вида, высотой менее 5 м над уровнем воды, называются ледяными глыбами.

Несяки, носясь под влиянием ветра и течений по свободным, особенно к осени, пространствам окраинных морей Северного полярного бассейна, вследствие своей большой осадки часто притыкаются к многочисленным здесь мелям и переходят в класс *стамух*. Несяки, скопляясь в более глубоких частях моря и смерзаясь осенью друг с другом, образуют очень мощные и очень характерные льды, которые в старину назывались котлами.

Котлы схематически представляют ряд холмов почти конической формы с глубокими ложбинами и впадинами между ними.

Остро очерченные ропаки, торосы и котлы встречаются только в малолетнем льду. Чем старше лед, тем ровнее становится его поверхность. Зимой отдельные впадины заполняются снегом. Летом эти впадины заполняются водой от растаявшего снега и от оттаивания верхних частей ропаков. В следующую зиму вода в ложбинах замерзает и прикрывается сверху новым снегом. Летом лучи полярного солнца действуют наиболее интенсивно на вертикальные и наклонные стенки торосов. В результате поверхность даже очень сильно восторженных и резких по очертаниям ледяных образований с течением времени принимает все более мягкие контуры. Таким образом,

<sup>1</sup> Обычная терминология льдов отличается от вышеприведенной, а именно: различают в порядке того же уменьшения размеров: ледяные поля, обломки полей, крупно-битый лед и мелко-битый лед.

<sup>2</sup> В обычной терминологии все ледяные образования, малые по горизонтальным и большие по вертикальным размерам, называются несяками.

многолетние нагромождения льдов постепенно становятся похожими на «бараньи лбы».

При столкновениях отдельных ледяных образований последние не только торосятся, но и образуют массы измельченного льда, называемого *ледяной кашей*. Это явление особенно характерно в летнее время у наветренной кромки льдов и у берега, в результате действия волны и приливов. В этих случаях ледяная каша нередко достигает толщины нескольких метров, а иногда у берегов и на мелководьях доходит до грунта и образует *зайбой*, очень плотный при сжатиях и ослабленный при разрежениях льдов.

Всякое ледяное образование может возникнуть осенью, зимой и весной и в течение последующего лета называется *однолетним*, делясь соответственно на *осеннее*, *зимнее* и *весеннее*. Льды, просуществовавшие зиму, лето и следующую зиму, переходят в класс *многолетних* льдов. Понятно, что в общем однолетние льды слабее многолетних и что наиболее слабыми являются весенние льды.

Уже говорилось, что в некоторых районах моря при известных условиях образуется *глубинный* и *донный* лед.

Глубинный лед по его происхождению можно разделить на следующие классы:

1. *Осенний глубинный лед*, образующийся при низких температурах воздуха и при сильном перемешивании воды.

2. *Весенний глубинный или подледный лед*, образующийся из воды пресных водоемов, появляющихся весной и летом на поверхности ледяных полей, после того как эта вода по трещинам прорвется под лед и здесь замерзнет при соприкосновении с очень холодной водой моря.

3. *Устьевой глубинный лед*, образующийся при внезапном распространении больших масс холодной речной воды (при паводках) по очень охлажденным морским водам.

4. *Глубинный лед проливов*, соединяющих моря, сильно отличающиеся друг от друга по солености. Так, О. Петерсон еще в 1897 г. обратил внимание, что в Скагерраке иногда наблюдается выныривание из глубины ледяных блинов, образовавшихся на глубине 8 м, на поверхности раздела между поверхностным распресненным слоем (соленость менее 22‰, температура — 0°.8, а температура замерзания выше — 1°.18) и глубинным соленым слоем (соленость более 33‰, а температура — 1°.4).

Донный лед по его происхождению также можно разделить на следующие классы:

1. *Осенний донный лед* является разновидностью глубинного льда. Образуется осенью при сильном охлаждении и сильном, доходящем до дна, перемешивании. Явление это прекращается, как только поверхность моря покрывается льдом.

2. *Остаточный донный лед* — явление, характерное после весеннего вскрытия моря на мелководьях и у берега, где во время зимы море промерзает до дна. С наступлением весны этот лед разрушается только сверху таянием и в конце концов покрывается морской водой. С течением времени на нем начинают откладываться донные отложения, с которыми он впоследствии подымается на поверхность моря. Иногда весенний донный лед, не успев растаять за лето, переходит в многолетние формы, и тогда на нем, как на обыкновенном грунте, развиваются морские организмы.

3. *Устьевой донный лед* образуется в течение зимы в устьях рек, впадающих в моря с интенсивными приливо-отливными явлениями. Морская вода, охлажденная до температуры 1°.5 — 1°.8 ниже нуля, входя в устье реки во время прилива, охлаждает камни и другие предметы на дне



реки. Когда во время отлива над этими предметами протекает пресная вода реки, вокруг них образуется ледяная корка, в зависимости от местных условий или каждый раз уничтожающаяся или же постепенно нарастающая. Н а л и в а й к о наблюдал явления устьевого донного льда на Сев. Двине.

## § 54. Глетчерные льды

В Северном Ледовитом океане, у берегов Антарктики, а также в некоторых районах умеренных широт Мирового океана, кроме льда, образовавшегося из морской воды, встречаются глетчерные льды, отличающиеся от морского льда как по своим формам, так и по своим свойствам.

На высоких горных массивах умеренных и низких широт, и в особенности в полярных районах, где летнее таяние меньше выпадения снега за зиму, происходит постоянно накопление снега в отдельных углублениях. Кроме того, в эти же углубления сносится ветром и под действием собственной тяжести снег, выпавший на соседние более возвышенные точки местности.

Понятно, что скоплению большего количества снега благоприятствуют высокая широта, большая высота над уровнем моря и морской климат, характеризуемый частотой и интенсивностью ветров с моря, несущих с собой влагу и обильное выпадение осадков.

Постепенно, с нарастанием мощности снегового покрова, нижние слои снега подвергаются значительным изменениям. Во-первых, они под давлением вышележащих слоев уплотняются и, во-вторых, под влиянием того же давления, понижающего температуру замерзания, медленно перерождаются.

Первая фаза перерождения снега — это фирновый лед, представляющий собою конгломерат отдельных зерен льда белого цвета величиной с горошину. Следующая стадия — это пузырчатый лед, образующийся из смерзшихся зерен фирна и включающий в себя большое количество пузырьков воздуха.

С течением времени пузырьки воздуха давлением вышележащих слоев выдавливаются через трещины, и получается последняя стадия — голубой глетчерный лед.

Глетчерный лед состоит из неправильных округлых, различных размеров зерен, представляющих собой каждое кристалл с особой оптической ориентировкой. Эти зерна достигают иногда размеров голубинового яйца, и чем глубже лежат зерна, тем они крупнее. В Альпах находили кристаллы весом до 700 г. Считается, что рост этих зерен идет или за счет талой воды, циркулирующей в промежутках между кристаллами, или же за счет поглощения более крупными зернами соседних более мелких, но одинаково оптически ориентированных зерен. Х а г е н б а х-Б и ш о ф, специально изучавший глетчерный лед, для объяснения роста зерен допускает возможность вмешательства молекулярных сил. Характерно, что всякое скопление льда с течением времени приобретает грубо-зернистую структуру, а глетчерный лед, в особенности у конца ледников, всегда очень стар.

Кроме зернистой структуры, глетчерный лед характерен своей слоистостью или ленточностью: на краях отвесных стен ледников и на айсбергах можно наблюдать, что масса льда состоит из более или менее изогнутых чередующихся белых и голубых полос.

Для объяснения этого явления существуют два взгляда. Во-первых, считается, что эти полосы связаны с периодичностью выпадения осадков. Это доказывается тем, что в южных ледниках отдельные слои отделяются друг от друга летними налетами пыли. Во-вторых, считается, что слоистость глетчерного льда образуется в результате скольжения отдельных слоев льда

друг по другу, сопровождаемого таянием и последующим образованием голубого льда, в то время как скользящая часть, состоящая из фирнового льда, остается белой. Некоторые считают, что в образовании ленточности глетчерного льда участвуют оба фактора.

Отмеченные особенности позволяют считать глетчерный лед «льдом давления» в противоположность льду, образовавшемуся из морской воды и являющемуся льдом «термическим».

Естественно, что глетчерный лед по своему составу резко отличается от морского льда. Производившиеся исследования показывают, что вода, полученная растапливанием глетчерного льда, почти ничем не отличается от дистиллированной воды.

Температура глетчерного льда в поверхностных слоях следует с некоторым опозданием за температурой воздуха.

В нижних слоях она постоянная и, как показывают исследования, в умеренных широтах равна температуре замерзания воды при данном давлении (вес вышележащих слоев). В ледниках высоких широт температура значительно ниже.

После того как данное углубление окажется полностью заполненным льдом и снегом, глетчерный лед начинает вытекать в соответствии с рельефом местности из района своего скопления по одному или нескольким руслам, совершенно подобно тому, как одна или несколько рек могут вытекать из одного и того же озера.

Эта способность льда, вследствие его пластичности, истекать вниз по долинам представляет собою самое замечательное свойство ледников. Скорость движения ледников, по данным В а л л о, при одинаковом угле падения в 10 000 раз медленнее скорости течения воды.

Во время своего сползания вниз ледник, совершенно подобно реке, обходит отдельные возвышения местности, иногда разделяется на рукава и иногда соединяется опять. При каждом повороте и сужении русла в массе ледника возникают добавочные натяжения и давления, вызывающие явления р е ж е л я ц и, заключающиеся в том, что при каждом повышении давления лед как бы несколько растапливается и затем при последующем ослаблении давления опять смерзается.

В низких и умеренных широтах «бассейны» снега и льда, питающие ледники, обычно занимают высокие долины, расположенные между хребтами и отдельными вершинами. Ледники, вытекающие из этих бассейнов, постепенно спускаясь на меньшие высоты, подвергаются все большему и большему разрушению и таянию и в конце концов дают начало горным рекам.

По мере увеличения широты снеговая линия спускается все ниже и ниже, концы ледников доходят до уровня моря и здесь они представляют особый интерес для мореведения. Действительно, ледники здесь определяют береговую черту, видоизменяют рельеф дна прилегающего моря и являются непрерывным источником больших масс глетчерного льда в море.

Как уже указывалось, несколько причин определяют наличие ледников, а именно: высокие широты, большие высоты над уровнем моря и обильное выпадение осадков, определяемых распределением суши и моря, морских течений и ветров, а также рельефом местности.

В Антарктике и в некоторых районах Арктики все эти факторы сочетаются и в результате создаются громадные ледовые щиты, покрывающие почти нацело отдельные острова и континенты. Главным отличием Антарктики от Арктики является то, что в центре Антарктики расположен гро-



мадный и высокий континент (средняя высота около 1500 м), а в середине Арктики расположен глубокий Северный Ледовитый океан (глубины более 4000 м). Этим определяется, что главной массой ледового покрова в Арктике является морской лед, а в Антарктике — глетчерный.

Главное оледенение Арктики — Гренландия, на которой сосредоточено 90% глетчерного льда северного полушария — занимает площадь 1.9 млн км<sup>2</sup> при общей площади этого острова, равной 2.1 млн км<sup>2</sup>. Таким образом, в Гренландии материковый лед, за небольшим исключением, кончается на суше и отсюда уже к морю истекают по долинам более или менее мощные ледники. В то же время морской лед северного полушария в момент своего наибольшего развития занимает площадь около 12 млн км<sup>2</sup>.

Материковый лед в Антарктике занимает площадь 14 млн км<sup>2</sup>, из которых 11.3 млн км<sup>2</sup> покрывают сушу, а остальные висят над морем в виде ледовых языков.

Наиболее значительными ледовыми языками, тянущимися далеко над глубоким морем и образующими настоящие ледовые полуострова, являются: язык Терминэйшен, выступающий от прибрежного льда Шекльтона, язык Дригальского, тянущийся от Земли Виктории, и языки Норденшельда, Мерца и Нинниса (последний длиной 140 км при ширине около 40 км), тянущиеся от Земли Георга.

Другой замечательной чертой Антарктики является шельфовый лед, представляющий собой многолетний припай, на котором с течением времени накопилось так много снега, что его кромка представляет собой настоящую ледяную стену. Наиболее ярким примером шельфового льда является Великий Ледяной Барьер Росса, тянущийся почти по параллели, образуя береговую черту в виде непрерывной ледяной стены на протяжении 750 км. В то же время вглубь континента этот шельфовый лед простирается также почти на 750 км, занимая, таким образом, площадь около 400 тыс. км<sup>2</sup>.

Высота ледяной стены барьера Росса колеблется от нескольких до 250 м над уровнем моря, но в среднем около 30—40 м. при среднем углублении под поверхностью моря 180—200 м.

В северном полушарии, кроме уже упоминавшейся Гренландии, материковый лед, доходящий до уровня моря, расположен на берегах Баффина залива. Меньшие изолированные оледенения встречаются в американском секторе Арктики — на о. о. Принца Патрика и Мельвиля. В евразийском секторе Арктики оледенения расположены на островах Шпицбергенского архипелага, на о. о. Белом и Виктории (между Шпицбергом и Землей Франца-Иосифа), на островах Земли Франца-Иосифа (приблизительно 97% площади всего архипелага оледенено), на Новой Земле, на о. о. Ушакова и Шмидта (между Землей Франца-Иосифа и Северной Землей), на Северной Земле. Единственным местом оледенения к востоку от м. Челюскина является о. Беннета, в южной части которого несколько ледников достигают моря. Зато в районе к востоку от м. Челюскина замечательны находжения ископаемого льда, погребенного под позднейшими донными отложениями.

По Толлю, ископаемый лед представляет собою остатки такого же материкового льда, как и ледовый покров Гренландии.

Ископаемый лед состоит из сложенных в беспорядке призматических, плотно сцепленных друг с другом кусков. Поверхность отдельных зерен покрыта выемками в которые, наподобие суставов, входят уступы рядом лежащих зерен. Размер больших зерен доходит до 10×5 мм. Таким образом, структура ископаемого льда говорит о его происхождении из снега.

Ископаемый лед встречается в наиболее яркой форме в море Лаптевых на Ляховских островах. На о. В. Ляховский<sup>1</sup> стена ископаемого льда поднимается над морем на 35—40 м. При ближайшем рассмотрении эта стена состоит из отвесного ледяного карниза, под которым расположена выемка, опирающаяся на террасу, образованную осыпанием сверху почвы, чем предохраняется от таяния нижний слой. В нижнем слое ископаемого льда море вымывает большие гроты и пещеры. Берега такого типа у островов Большой Ляховский и Новая Сибирь заканчиваются ледяным дном, простирающимся далеко от берега и покрытым измельченным земным материалом.

В настоящее время идет интенсивное размывание материкового льда, и в некоторых местах береговая черта отступает по крайней мере на полметра в год. В этом отношении особо замечательны расположенные также в море Лаптевых к северу от м. Борхая и к западу от м. Столбовой острова Семеновский и Васильевский.

Эти острова были засняты экспедицией Анжу (1823 г.), «Вайгачом» (1912 г.) и «Хронометром» (1936 г.), причем длина их (в км) изменялась, как это показано в табл. 181.

Таблица 181

Г о д	1823	1912	1936
о. Семеновский . . . . .	15	4.6	2.0
о. Васильевский . . . . .	7	4.6	— <sup>2</sup>

Исходя из изменений длины о. Семеновского, а также из того, что его ширина, в 1823 г. равная 0.9 км, в 1936 г. оказалась равной 0.6 км, считают, что ежегодно в среднем длина о. Семеновского уменьшается на 113 м, а ширина на 4 м, и таким образом к 1945 г. остров должен исчезнуть, как это было с о. Васильевским<sup>3</sup>.

Из приведенных примеров видно, что в районе Ляховских островов ископаемый лед определяет собою характер береговой черты и прибрежного дна.

При рассмотрении оледенения северного полушария обращает на себя внимание, во-первых, то обстоятельство, что наиболее северные части суши, а именно Гренландия и Земля Элсмера, свободны от глетчеров. Также почти лишен ледников Лабрадор, имеющий очень низкую летнюю температуру (около 7°) и к тому же расположенный на пути летних циклонов. Почти лишено ледников все северное побережье Шпицбергена. Из этих примеров следует, что для образования глетчеров высокой широты и низких температур лета еще недостаточно. Недостаточно также и высоты над уровнем моря, а также и больших горизонтальных размеров. Так, например, очень небольшой (длина около 5 км) остров Виктория почти сплошь покрыт глетчерным льдом, в то время как более значительные по высоте и по горизонтальным размерам и к тому же расположенные севернее острова у северных берегов Шпицбергена ледяного покрова лишены. Несомненно, наибольшее значение при прочих равных условиях имеет количество

<sup>1</sup> Длина о. Ляховский по параллели около 100 км и по меридиану около 50 км. 80% его площади занято ископаемым льдом.

<sup>2</sup> «Хронометр» в 1936 г. о. Васильевский не обнаружил. На его месте оказалась лишь небольшая банка.

<sup>3</sup> Уменьшение размеров и растанывание островов, состоящих из ископаемого льда, является одним из признаков общего потепления Арктики, о чем будет говорить в § 60.



выпадающих осадков. Так, например, известно, что в Исландии на более сухой северной стороне снеговая линия находится на 1100—1300 м над уровнем моря, в то время как на южной более влажной она спускается до 600—800 м, т. е. расположена на 300—500 м ниже.

Все же остается пока неразрешенным вопрос, почему мы встречаем иногда на двух рядом лежащих островах: на одном — почти полное оледенение и на другом — почти полное отсутствие ледяного покрова. Разгадка этого вопроса, вероятно, лежит во внутреннем рельефе острова, способствующем или препятствующем накоплению льда.

Большой интерес представляют отдельные небольшие острова, почти сплошь или полностью покрытые ледяным покровом — острова ледяные шапки, — представляющие с моря отвесной стеной большей или меньшей высоты, плавно поднимающейся к центру острова, образуя своеобразный ледяной купол.

К первому типу таких островов принадлежат острова Белый и Виктория, расположенные между Шпицбергом и Землей Франца-Иосифа. У этих островов только небольшие и низкие косы (с развитым береговым валом) выступают из-под отвесной ледяной стены.

Ко второму типу островов, сплошь погребенных под ледяным покровом, принадлежат о. о. Брюса и Евалли в архипелаге Земли Франца-Иосифа, а также острова Ушакова и Шмидта между Землей Франца-Иосифа и Северной Землей.

Особенно велика высота отвесной стены льда у о. о. Белый и Виктория, где в некоторых местах, несмотря на небольшие размеры (особенно последнего острова) она достигает 12—15 м. При ближайшем рассмотрении отвесной стены можно увидеть, во-первых, что она несколько наклонена к морю и, во-вторых, что она неоднородна, а состоит из волнистых горизонтальных пластов различной толщины и структуры. Каждый из таких пластов, повидимому, характеризует климатические условия. Чем меньше выпадение осадков и чем больше летний прогрев, тем меньше слой, образовавшийся в течение данного года.

Главными отличиями ледяного покрова островов-ледяных шапок от обычных ледников, стесненных в своем истечении берегами, являются: во-первых, почти полное отсутствие трещин и неровностей на их верхней поверхности и, во-вторых, одинаковый уклон верхней поверхности, равный приблизительно 2—3°. Эти особенности островов-ледяных шапок делают их весьма пригодными для посадок на них самолетов, как это и было доказано советскими самолетами в 1937 г. на ледяных покровах островов Земли Франца-Иосифа.

Надо отметить, что острова-ледяные шапки представляют собой еще не разрешенную географическую загадку. Повидимому, они являются реликтовыми от последнего оледенения при условии опускания области оледенения. Действительно, питание их в современных условиях не может быть значительным<sup>1</sup>. Кроме того, большинство таких островов расположено в центре более или менее значительных мелководий.

<sup>1</sup> Надо указать, что питание ледников может происходить не только за счет выпадения твердых атмосферных осадков. Облака, состоящие из сильно переохлажденных капелек воды, проплывая над холодными вершинами, образуют на этих вершинах изморозь. Значение изморози для питания ледников мало освещено, но известно, что в шведской Лапландии на высоте около 2000 м, а в Альпах на высоте от 2000—3000 м образуются значительные скопления этого осадка. В полярных странах изморозь может играть значительную роль и тем более на таких изолированных островах, как острова-ледяные шапки.

Вопрос о том, являются ли вообще современные оледенения реликтовыми или же на данном этапе они находятся в равновесии, представляется весьма интересным и еще не решенным.

В частности для Гренландии Брукс считает оледенение не реликтовым. Он указывает, что на западной стороне Гренландии снеговая линия проходит приблизительно в 90 км от берега и разделяет ледовый купол на две части: накопляющую и расходующую. Накопляющая часть получает ежегодно 36 см осадков. Толщина расходуемой части уменьшается от 2 м на крае до 0 м у снеговой линии, а в среднем на ходящей части уменьшается от 2 м на крае до 0 м у снеговой линии, а в среднем на 95 см. Из этих 95 см в 90-километровой полосе около 75% приходится на таяние и испарение и около 25% на образование айсбергов.

Ледниковый покров Гренландии, а также многочисленные ее ледники представляются, благодаря нескольким пересечениям ледяного щита (Найсен 1888, Пири 1891 и 1905 г., Де-Карван 1912 г., Расмуссен 1912 г., И. П. Кох и Вегенер 1913 г. и др.), а также многочисленным санным и морским экспедициям, сравнительно хорошо изученными.

Ледяной щит Гренландии включает в себя два купола: северный с центром около 75° с. ш. и южный с центром около 65° с. ш. с высотами 3250 и 2925 м соответственно, и, возможно, третий в районе к северу от Ангматсалика. По сейсмометрическим измерениям Вегенера в западной части щита толщина льда достигает 2—3 км. Если всю массу гренландского льда растопить, то уровень океана поднимется приблизительно на 8 м. Между северным и южным куполами ледового щита, приблизительно по 70-й параллели, Гренландия пересекается глубокой ложбиной. В эту ложбину стекают льды по склонам обоих куполов и дальше по ложбине к морю, главным образом в сторону Баффинова залива, так как здесь климат мягче, а также потому, что скат ложбины к западному берегу более полог и таким образом площадь ледосбора больше. Именно наличием поперечной ложбины объясняется то, что главная масса гренландских айсбергов рождается между 65° и 75°.

Концы ледников, спускающиеся к морю в виде ли отвесной стены или же пологого ската, по мере своего вхождения в воду испытывают, вследствие малой плотности льда, все более и более усиливающееся давление воды снизу вверх. Это давление, в связи с периодическими и непериодическими колебаниями уровня моря, то усиливается, то уменьшается и в результате от конца ледника отламываются куски льда большей или меньшей величины.

Дригальский считает, что выступающий конец ледника может разрушаться тремя способами:

При первом приблизительно поперек конца ледника образуется сквозная трещина. Отколовшийся монолит льда после нескольких колебательных движений принимает положение равновесия, соответствующее его форме, и становится айсбергом, переносимым с места на место морскими течениями и ветром. Таким образом создаются наиболее крупные айсберги.

Второй способ характерен для сравнительно южных широт в летнее время, в частности для Баффинова залива. Если летнее разрушение конца ледника сверху сильнее, чем разрушение его в воде, то язык ледника в конце концов превращается в подводный таран, простирающийся на значительное расстояние в море от ледника. С течением времени подводный таран обламывается и всплывает из глубины моря. Понятно, что такие «айсберги всплывания» не могут быть значительными по размерам. Кроме того, они отличаются большой размытостью своих форм.

При третьем способе разрушения конца ледника от его отвесной стены постепенно отваливаются и падают в воду большие или меньшие куски льда. Этот способ разрушения особенно характерен для медленно движущихся ледников высоких широт и для островов-ледяных шапок.

Каждый ледник, спускающийся в море, можно охарактеризовать его продуктивностью, т. е. количеством производимых в год айсбергов, а также величиной и формой последних.

Продуктивность ледника определяется прежде всего скоростью его движения. Вообще эта скорость всегда больше по оси ледника, чем по краям, и в верхней части больше, чем в нижней.



Скорость некоторых ледников Гренландии очень велика. Так, например, ледник Караяк на западном берегу Гренландии ( $70^\circ$  с. ш. и  $50^\circ$  з. д.), ширина фронта которого всего 5 км, при высоте конца языка над уровнем моря 100 м движется со скоростью 20—25 м в сутки, т. е. со скоростью почти в 20 раз больше скорости быстрейших альпийских ледников. С такой же скоростью двигается расположенный несколько южнее ледник Якобсхавн, не прекращающий своей деятельности даже зимой и дающий по подсчетам 1350 айсбергов в год, или около 10% всех гренландских айсбергов.

В августе 1928 г. Смит в фиорде Якобсхавн насчитал от 4000 до 6000 айсбергов. Замечательно, что через неопределенные интервалы времени, приблизительно 10 раз в году, цепочка айсбергов (повидимому, прорвав образовавшуюся где-нибудь ледяную плотину) начинает двигаться к выходу из фиорда сначала медленно, а потом со скоростью 10—15 км в час. Все это сопровождается сильным шумом, слышимым за несколько миль, и продолжается несколько дней. Этот ледник, занимающий по фронту всего 7 км, с высотой фронта над уровнем моря около 80 м, повидимому, дает наибольшие и наиболее причудливые айсберги северного полушария. Его особенностью, как вообще быстрых ледников, является то, что рожденные им айсберги выше фронта ледника. Так, например, в этом районе Дригальский видел айсберг, возвышавшийся над уровнем моря на 140 м.

Ледники, занимающие по фронту значительные расстояния, но двигающиеся медленно, могут не производить айсбергов совсем или производить их очень мало, разрушаясь главным образом отпадом от стенки больших или меньших кусков льда.

Так, например, в той же Гренландии в окрестностях Фредериксхаба фронт ледника занимает 20 км по береговой черте, но скорость движения ледника равна скорости таяния его конца, и потому айсбергов этот ледник не производит.

В северном полушарии одним из наибольших по протяжению по фронту является ледник, спускающийся на восток с Северо-Восточной земли (Шпицберген) от м. Лей-Смит до м. Мон и представляющий непрерывную ледяную стену, по Норденшельду, недоступную с моря на протяжении около 100 км. Но продуктивность этого ледника настолько мала, что, например, «Книпович» в 1930 г. не видел ни одного айсберга в близлежащих районах.

Гренландские ледники Караяк и Якобсхавн впадают в бухты Диско и Норд-остовую, расположенные как раз против поперечной ложбины Гренландии, по которой направлен главный сток материкового льда. Поэтому эти ледники вместе с многочисленными другими ледниками, впадающими в те же бухты, ежегодно дают, по Смиуту, 5400 из 7500 «больших» айсбергов (т. е. таких, величина которых достаточна для того, чтобы они, не растаяв и не расплавившись, прошли Дэвисов пролив и затем спустились в район Ньюфаундленда).

Продуктивность ледников зависит также и от местных условий. Ледники северной Гренландии, впадающие в Северный Ледовитый океан (самый северный ледник северного полушария — ледник Юнгерсен — расположен около  $83^\circ$  с. ш.), благодаря суровым климатическим условиям, близости пака и палеокристаллического льда,<sup>1</sup> имеют языки, далеко выступающие в море, подобно языкам ледников Антарктики<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> Термин «палеокристаллический» лед введен Н э р с о м для обозначения нагромождений морского льда, напоминающих своей мощностью обломки глетчерного льда.

<sup>2</sup> Считается, что язык ледника Петтермана ( $81^\circ$  с. ш.  $62^\circ$  в. д.), самого длинного в северном полушарии, всего несколько м высоты над водой, простирается в море на плаву по крайней мере на 40 км. Такие языки, пробивающие себе путь среди многолетнего восторженного припая, обламываются раз в 15—20 лет.

Величина айсбергов, как мы видели, зависит отчасти от скорости движения ледника, но, конечно, также определяется вертикальными и горизонтальными размерами ледника. В этом отношении айсберги северного полушария не могут идти ни в какое сравнение с антарктическими айсбергами.

Наибольший гренландский айсберг из 87 айсбергов, измеренных Дригальским, был высотой 149 м. Крюммель упоминает об айсберге высотой от 17 до 22 м при длине 13 км и ширине 6 км, встреченном у Баффиновой земли в 1882 г. Вес такого айсберга был приблизительно 23 000 000 т.

Восточногренландские айсберги значительно меньше. Наибольший из них недалеко от места рождения был высотой 70 м при длине около 1 км. Размеры наибольшего айсберга, зарегистрированного Международным ледовым патрулем у Ньюфаундленда, куда выносятся почти исключительно западногренландские айсберги, были: высота 87 м и длина 565 м.

В то же время антарктические айсберги нередко имеют длину несколько десятков километров. Так, например, в 1854 г. в Атлантическом океане ( $44^\circ$  ю. ш. и  $28^\circ$  з. д.) была встречена ледяная гора размерами 75—120 км и высотой 90 м. Пароход «Антарктика» в 1894 г. к югу от Новой Зеландии увидел ледяную гору длиной 130 км. В ноябре 1904 г. у Фалькландских островов судно «Зенита» увидело гору, высоту которой определило в 450 м.

Форма айсбергов также зависит от местных условий. В момент рождения айсберги можно разделить на два класса: столбовые и пирамидальные.

Первые характерны для Антарктики, где айсберги образуются главным образом путем разлома сравнительно ровных ледяных языков или отделением от основной массы однородного шельфового льда. В высоких широтах Арктики, например у Земли Франца-Иосифа, где движение ледников медленное (по Визе, ледники на острове Гукера движутся со скоростью 12—17 см в сутки, причем летом скорость больше), где ледники узки и сравнительно высоки, обычно встречаются айсберги почти правильной кубической формы.

Пирамидальные айсберги характерны для быстро движущихся ледников, расположенных в более южных широтах, что обусловливается большими градиентами скорости и сильным разрушением концов ледников таянием. Наиболее причудливые формы айсбергов северного полушария, как указывает Смит, повидимому, дает ледник Якобсхавн.

После того как айсберг отделится от конца ледника, он начинает передвигаться под влиянием ветра или течений и или выносятся в открытый океан, или притыкается к прибрежным мелам, постепенно разрушаясь и меняя свою начальную форму.

Антарктические айсберги, вследствие топографии прилегающих частей океана, гораздо свободнее в своем движении на север. Главное препятствие движению айсбергов здесь представляют пловучие льды, в зимнее время вмораживающиеся в припай, охватывающий Антарктику. Вместе с весенним вскрытием припая айсберги начинают движение на север и, благодаря огромности своей массы, сохраняясь дольше пловучих льдов, распространяются гораздо дальше на север, чем пловучие льды. Благодаря существующей системе течений, айсберги дальше всего проникают на север в районе Фалькландских островов, где они отмечены вплоть до  $30^\circ$  ю. ш.

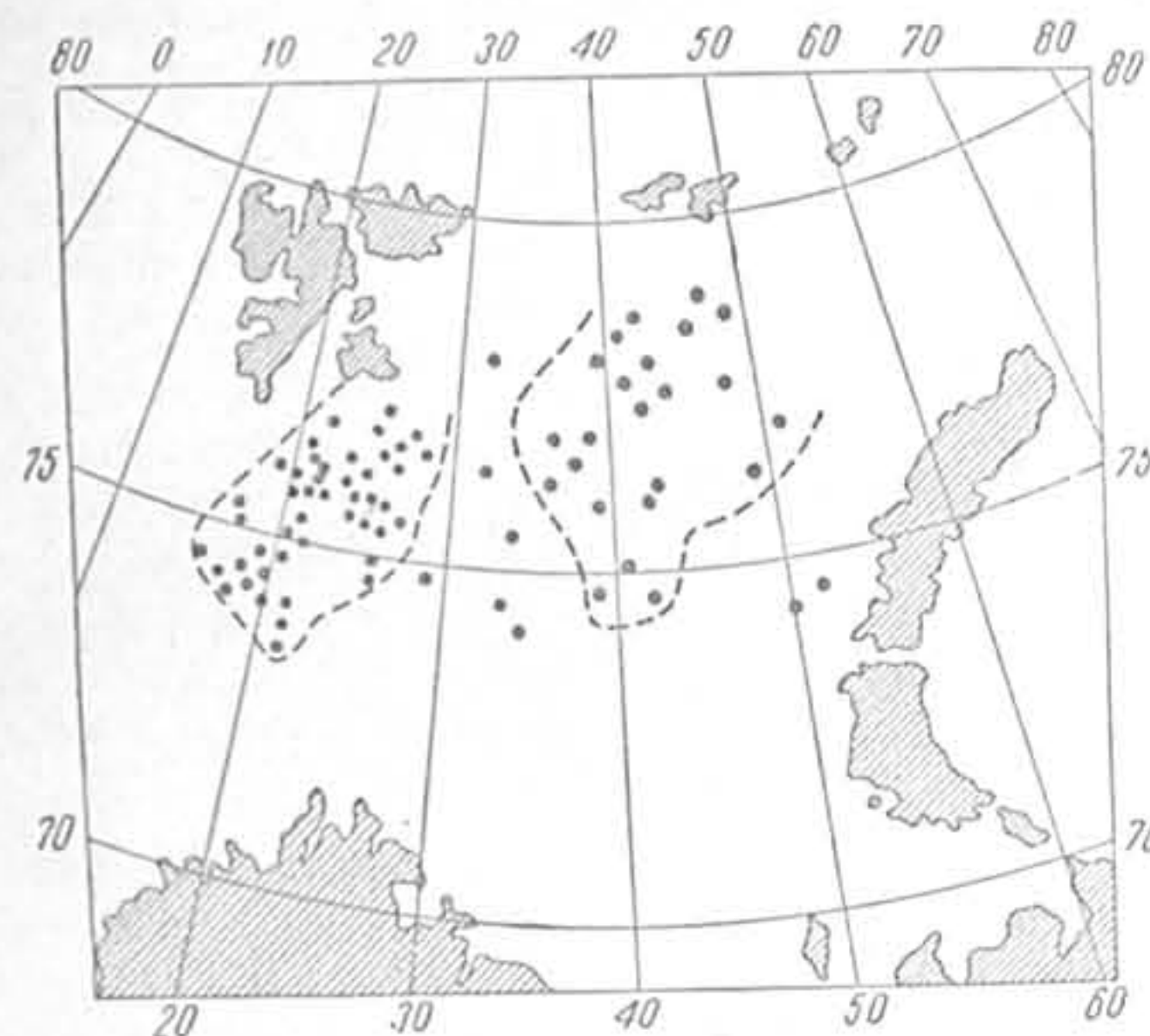
Замечательна также длительность жизни антарктических айсбергов. В то время как считается, что арктические айсберги, выносимые в открытые части Атлантического океана, редко живут более 2 лет, антарктические айсберги, плавающие в более суровых климатических и гидрологических условиях, живут 10 лет и более, начиная от момента их рождения. Неудивительно поэтому, что айсберги являются характерной чертой пейзажа при-



брежных антарктических вод. По Рушу, одна антарктическая экспедиция вокруг себя одновременно насчитала 900 айсбергов.

Экономическое значение морских льдов и айсбергов у берегов Антарктики невелико. Промышленное значение Антарктики сводится к широко развивающемуся за последние годы китобойному промыслу<sup>1</sup>.

Антарктические айсберги представляют опасность главным образом для судов, поддерживающих сообщение с Бразилией вокруг м. Горна, в районе между Фалькландскими островами и юго-восточным побережьем Южной Америки. Меньше всего айсбергов в этом районе в апреле — сентябре, но их все же всегда можно встретить к югу от 35 параллели. Исключение



144. Айсберги в Баренцевом море (1899—1928 г.) по Визе.

представляет область Тихого океана, где айсберги к северу от 45 параллели весьма редки. Но зато таяние большого количества айсбергов и морского льда у берегов Антарктики оказывает большое влияние на температурный и солевой режим прилегающих частей Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Главная масса глубинных вод Мирового океана создается, как мы видели, как-раз в поверхностных слоях приантарктических вод.

Айсберги в северном полушарии в Гренландском море и в Северном Ледовитом океане представляют только местный интерес. Действительно,

по, во-первых, их здесь очень мало: по подсчетам Смита, ежегодная продукция евразийского сектора Арктики всего около 600 небольших айсбергов. У берегов Мурмана, и притом в очень небольшом количестве, айсберги появляются только в исключительные годы, каковым, например, был 1929 (рис. 144). Объясняется это, во-первых, тем, что ледники Шницбергена и Новой Земли, например, как правило, расположены в «кутах» глубоких фиордов, отделенных от открытых частей моря сравнительно неглубоким порогом. Поэтому для того, чтобы выйти из фиорда, большой новорожденный айсберг должен сначала уменьшиться в размерах. Малый же по размерам айсберг, попадая в теплые воды Шницбергеновского и Нордкапского течений, очень быстро растаивает.

Малое практическое значение имеют также восточногренландские айсберги. Те из них, которым удастся выйти из фиордов, следуют вблизи берега вместе с Восточно-Гренландским течением на юг, огибают м. Фаруэлл и здесь присоединяются к западногренландским айсбергам. На рис. 145 показаны, по Смигу, обычные западная и южная границы распространения восточногренландских айсбергов у м. Фаруэлл.

<sup>1</sup> Достаточно указать, что за промысловый сезон 1930—31 г. (промысловый сезон продолжается здесь с октября по апрель) 27 норвежскими китобойными экспедициями, в которые входило 132 китобойных бота, было взято 23 726 китов, давших 2 161 631 бочку китового сала.

Наибольшее практическое значение имеют айсберги Баффинова залива. Вместе с пловучими льдами они Лабрадорским течением выносятся в открытый океан и здесь на своем пути пересекают важнейшие торговые пути между Европой и портами Северной Америки<sup>1</sup>. Несмотря на то, что по объему айсберги Баффинова залива составляют, по подсчетам Смита, всего 2% объема морского льда, образующегося за зиму в том же море, именно айсберги, переживающие морской лед, составляют главную угрозу мореплаванию<sup>2</sup>.

Как уже указывалось, айсберги в момент их рождения можно грубо разбить на два класса: столообразные и пирамидальные. С течением времени айсберги, неравномерно разрушаемые в надводной и подводной своих частях, становятся все более причудливыми и разнообразными по своей форме.

Ниже приводится классификация айсбергов, в основу которой положена классификация Смита.

Столообразные (прямоугольные, кубические, с более или менее отвесными боковыми стенками) формы характерны для молодых айсбергов, рожденных в суровых климатических условиях медленно движущимися ледниками.

Округлые формы характерны для многолетних айсбергов в суровых климатических условиях, у которых действие солнца и ветра сгладило резкие очертания. Особенно характерны округлые формы для айсбергов всплывания, а также для айсбергов, перевернувшихся или всплывших после разрушения их надводной части.

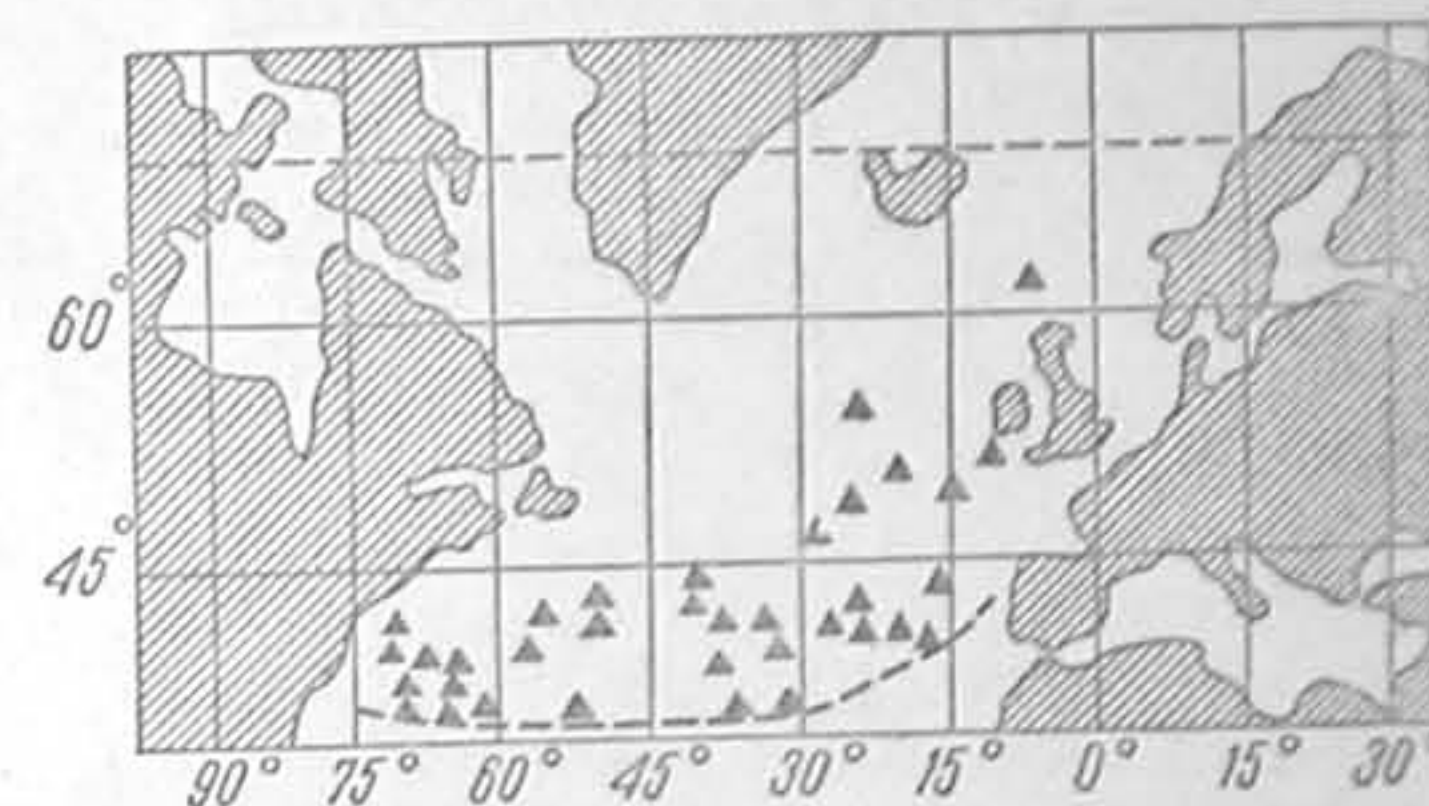
Причудливо изрезанные формы характерны для молодых айсбергов, рожденных быстро движущимися ледниками.

Колоннообразные и гротообразные формы характерны для айсбергов, надводная часть которых сильно разрушена морем и атмосферой. Обычно такие формы отличаются сильно развитыми подводными таранами.

Крылообразные и рогообразные формы характерны для айсбергов в последней стадии разрушения их надводной части.



145. Крайние западная и южная границы распространения восточногренландских айсбергов.



146. Исключительные находки айсбергов в Северном Атлантическом океане с 1900 по 1921 год по Дженкинсу.

<sup>1</sup> Через районы к югу от Ньюфаундленда, где встречаются айсберги, ежегодно перевозится миллион пассажиров и капиталовложения в виде судов и грузов на сумму 10 миллиардов долларов.

<sup>2</sup> В апреле 1912 г. в результате столкновения с айсбергом на 41°46' с. ш. и 50°14' з. д. потонул пароход «Титаник», причем погибло 1513 человек.



## § 55. Скорость льдообразования

Образование льда на поверхности моря можно разделить на две фазы: 1) образование ядер кристаллизации и первичного ледяного покрова и 2) нарастание раз уже образовавшегося ледяного покрова снизу за счет теплопроводности. Как мы видели, зарождение ядер кристаллизации начинается после того, как температура поверхности моря понизится несколько ниже температуры замерзания, и начинается тем раньше, чем сильнее идет охлаждение поверхности моря, вызываемое излучением, испарением и конвекцией. При тех же условиях образование первичного ледяного покрова и его нарастание также проходят быстрее.

В общем случае охлаждение поверхности моря и льда, по Ньютону, может быть выражено формулой:

$$\frac{dq}{dt} = k(t_w - t_a)s,$$

где

$\frac{dq}{dt}$  — скорость охлаждения,

$s$  — охлаждаемая поверхность,

$t_w$  — температура воды,

$t_a$  — температура воздуха,

$k$  — коэффициент внешней теплопроводности, включающий в себя все процессы, вызывающие охлаждение.

Испарение и конвекция, как мы видели, в значительной степени усиливаются ветром, срывающим тончайший слой воздуха, удерживаемый у поверхности воды и льда молекулярными силами и предохраняющий воду и лед от дальнейшего охлаждения.

Для исследования влияния ветра на скорость охлаждения Бодман во время шведской антарктической экспедиции 1901—1903 гг. измерял время охлаждения воды в открытом сосуде от 30° до 20° при различных температурах воздуха и скоростях ветра и дал следующую эмпирическую формулу:

$$C = (1 - 0.04t)(1 + 0.272w),$$

где

$t$  — температура воздуха,

$w$  — скорость ветра в м/сек,

$C$  — коэффициент, названный Бодманом коэффициентом суровости погоды. Величины этого коэффициента даны в табл. 182.

Таблица 182

Коэффициент суровости погоды в зависимости от скорости ветра ( $w$  в м/сек) и температуры воздуха ( $t^\circ$ ) по Бодману.

$t^\circ \backslash w$	0	5	10	15	20	25	30
0 . . . . .	1.0	2.4	3.7	5.1	6.4	7.8	9.2
— 5 . . . . .	1.2	2.8	4.5	6.1	7.7	9.4	11.0
— 10 . . . . .	1.4	3.3	5.2	7.1	9.0	10.9	12.8
— 15 . . . . .	1.6	3.8	6.0	8.1	10.3	12.5	14.7
— 20 . . . . .	1.8	4.2	6.7	9.1	11.6	14.0	16.5
— 25 . . . . .	2.0	4.7	7.4	10.2	12.9	15.6	18.3
— 30 . . . . .	2.2	5.2	8.2	11.2	14.2	17.2	20.2
— 35 . . . . .	2.4	5.7	8.9	12.2	15.5	18.7	22.0
— 40 . . . . .	2.6	6.1	9.7	13.2	16.7	20.3	23.8

В окраинных морях советской Арктики температура воздуха летом обычно выше температуры воды. Зимой температура воздуха значительно ниже температуры моря. Момент, когда температура воздуха становится равной, а затем и ниже температуры моря, надо считать моментом начала охлаждения.

Скорость охлаждения моря по ньютоновской формуле измеряется количеством калорий, отдаваемых единицей поверхности моря в единицу времени. Однако мы видели, что число калорий, отдаваемых поверхностью моря при охлаждении до температуры замерзания, может быть при той же температуре воздуха и той же начальной температуре поверхности моря различно для весьма близких районов одного и того же моря. При прочих равных условиях, чем резче выражена стратификация слоев и чем тоньше поверхностный слой, тем меньше должно быть отдано калорий для понижения температуры поверхностного слоя до температуры замерзания.

Если поверхностный слой очень тонкий, а соленость его настолько мала, что даже при охлаждении до температуры замерзания плотность поверхностного слоя остается меньше плотности нижележащих слоев, то одного излучения может оказаться достаточно для охлаждения поверхностного слоя до температуры замерзания и последующего льдообразования, несмотря на высокую температуру подповерхностных слоев воды и высокую температуру воздуха.

Таким образом, если поверхностный слой тонкий и вода достаточно стратифицирована, его охлаждение до температуры замерзания совершается быстрее всего при большом морозе, ясном небе (большое излучение) и отсутствии ветра.

Ветер благоприятствует быстроте понижения температуры поверхностного слоя до температуры замерзания только в том случае, если его сила недостаточна для перемешивания поверхностного слоя с нижними, более теплыми слоями. В противном случае не только может повыситься температура поверхностного слоя, но может уничтожиться уже образовавшийся лед. Но зато при ветре и низких температурах воздуха охлаждение захватывает сразу большую толщу воды, и, как только достигается температура замерзания, льдообразование начинается сразу во всем охладившемся слое.

С момента охлаждения поверхностного слоя воды до температуры замерзания и при дальнейшем охлаждении начинается зарождение ядер кристаллизации и образование поверхностного слоя льда.

Всех наблюдателей поражает, насколько быстро происходит на поверхности моря образование ледяного сала после того, как вода охладилась до температуры замерзания. Всего нескольких часов при нескольких градусах мороза достаточно, чтобы ледяное сало распространилось на всю охватываемую глазом площадь. Еще через несколько часов поверхность моря покрывается блинчатым льдом. Наиболее разительным показателем скорости начального льдообразования является возникновение и распространение во все стороны ледяных игл, наблюдающееся даже в летнее время у расколотых судном и холодных в своей внутренней части льдин.

Во время экспедиции на «Садко» в 1935 г. в сентябре между Землей Франца-Иосифа и мелководьем Садко можно было наблюдать, как при температуре воздуха — 10° и при северо-восточном шторме наветренная кромка льда буквально на глазах росла против ветра, успокаивала крупную волну и останавливала, как на тормозах, быстро двигавшиеся по ветру льдины. Перед этим был штормовой ветер южного направления, который совершенно раздробил и разбросал мелкие льдины на большом пространстве. При



последующей перемене ветра на северо-восточный и похолодании эти льдины, вмерзнув в молодой лед, так и остались разбросанными по всему морю в виде редких полос.

После того как поверхность моря покроется сплошным ледяным покровом, дальнейшее нарастание льда снизу идет уже исключительно за счет теплопроводности через лед и покрывающий его снежный покров и поддается лучшему учету.

Первые систематические наблюдения над ростом морского льда исключительно за счет теплопроводности, повидимому, производил Вайпрехт во время зимовки у Земли Франца-Иосифа (1873—1874 гг.). В результате этих наблюдений Вайпрехт дал табл. 183 соотношений между числом градусо-дней мороза ( $R$ ) и толщиной образовавшегося льда ( $i$ ) в см<sup>1</sup>.

Таблица 183

$R$ . . . . .	500	1000	2000	3000	4000	5000	6000	7000	8000
$i$ . . . . .	51	80	115	145	170	189	208	222	237

Цифры таблицы Вайпрехта сняты им с осредненной кривой, полученной из наблюдений в трех пунктах и экстраполированной для больших значений  $R$ . Вайпрехтом же введено понятие о предельной толщине льдов нарастания для районов, где лед за лето растаять не успевает.

Считая, что в районе Земли Франца-Иосифа среднее число градусо-дней мороза равно 5625, Вайпрехт по своей кривой получает, что за первую зиму толщина вновь образовавшегося льда будет равна 209 см. Предполагая, что за лето толщина льда уменьшится до 109 см, он получает, что после второй зимовки толщина льда увеличится до 234 см. Рассчитывая таким образом дальнейшее увеличение толщины льда, Вайпрехт получил, что для района Земли Франца-Иосифа, где в среднем число градусо-дней мороза равно 5625, а летнее стаявание равно одному метру, предельная толщина льда равна 260 см. При этой толщине льда за лето будет стаять столько, сколько будет намерзать за зиму.

В дальнейшем вопрос о росте льда за счет теплопроводности был теоретически разработан Стефаном (1891 г.).

Элементарное количество тепла, отдаваемое водой воздуху единицей площади льда за время  $dT$ , будет равно

$$\frac{k\theta}{i} dT,$$

где

$i$  — толщина льда,

$k$  — коэффициент теплопроводности льда,

$\theta$  — разность температур воды и воздуха, или, иначе, разность температур нижней и верхней поверхностей льда.

Это элементарное количество тепла тратится на образование добавочного слоя льда толщиной  $di$ .

Таким образом

$$\frac{k\theta}{i} dT = \lambda \delta di,$$

<sup>1</sup> Вайпрехт дает таблицу, вычисленную в градусах Реомюра. Здесь таблица перечислена на градусы Цельсия. Под числом градусо-дней мороза подразумевается сумма среднесуточных отрицательных температур воздуха.

где

$\lambda$  — теплота кристаллизации,

$\delta$  — плотность льда.

Интегрируя, получаем

$$k \int_0^T \theta dT = \lambda \delta \int_0^i i di$$

$$\int_0^T \theta dT = \frac{\lambda \delta i^2}{2k}.$$

Если принять, что для промежутка времени  $T$  разность температур воды и воздуха остается постоянной, то последняя формула принимает вид

$$\theta T = \frac{\lambda \delta i^2}{2k}$$

Все величины, входящие в эту формулу, исчисляются в системе CGS. Удобнее, как это предложено Вайпрехтом, вести счет времени в сутках. В таком случае

$$R = \frac{\lambda \delta i^2}{2 \cdot 86400 k},$$

где 86400 — число секунд в сутках.

Полагая в последней формуле  $\lambda = 80$  г-кал и  $\delta = 0.9$ , получаем табл. 184.

Таблица 184

Число градусо-дней мороза, необходимое для образования льда толщиной  $i$  см при различных значениях коэффициента теплопроводности

$k$	$i$	5	10	25	50	75	100	150	200	300
0.002		5	21	129	517	1164	2070	4657	8280	18620
0.003		4	14	87	347	781	1389	3125	5555	12492
0.004		3	10	65	260	586	1042	2344	4166	9374
0.005		2	8	57	208	468	833	1871	3333	7500

Как признавал сам Стефан, его формула не совсем точна. В ней предположено, что вертикальный градиент температуры во льду постоянен, между тем в верхних слоях льда температура меняется по глубине значительно быстрее, чем в нижних. Далее, в начале весны температура воздуха, оставаясь отрицательной, может оказаться выше температуры средних слоев льда. В таком случае теплота кристаллизации нарастающих снизу слоев льда будет тратиться на нагревание средних слоев льда, а не передаваться атмосфере. Учитывая это обстоятельство, Стефан дает вторую теоретическую формулу, а именно:

$$\int_0^T \theta dT = \frac{\lambda \delta i^2}{2k} \left( 1 + \frac{c\theta'}{3\lambda} \right),$$

где

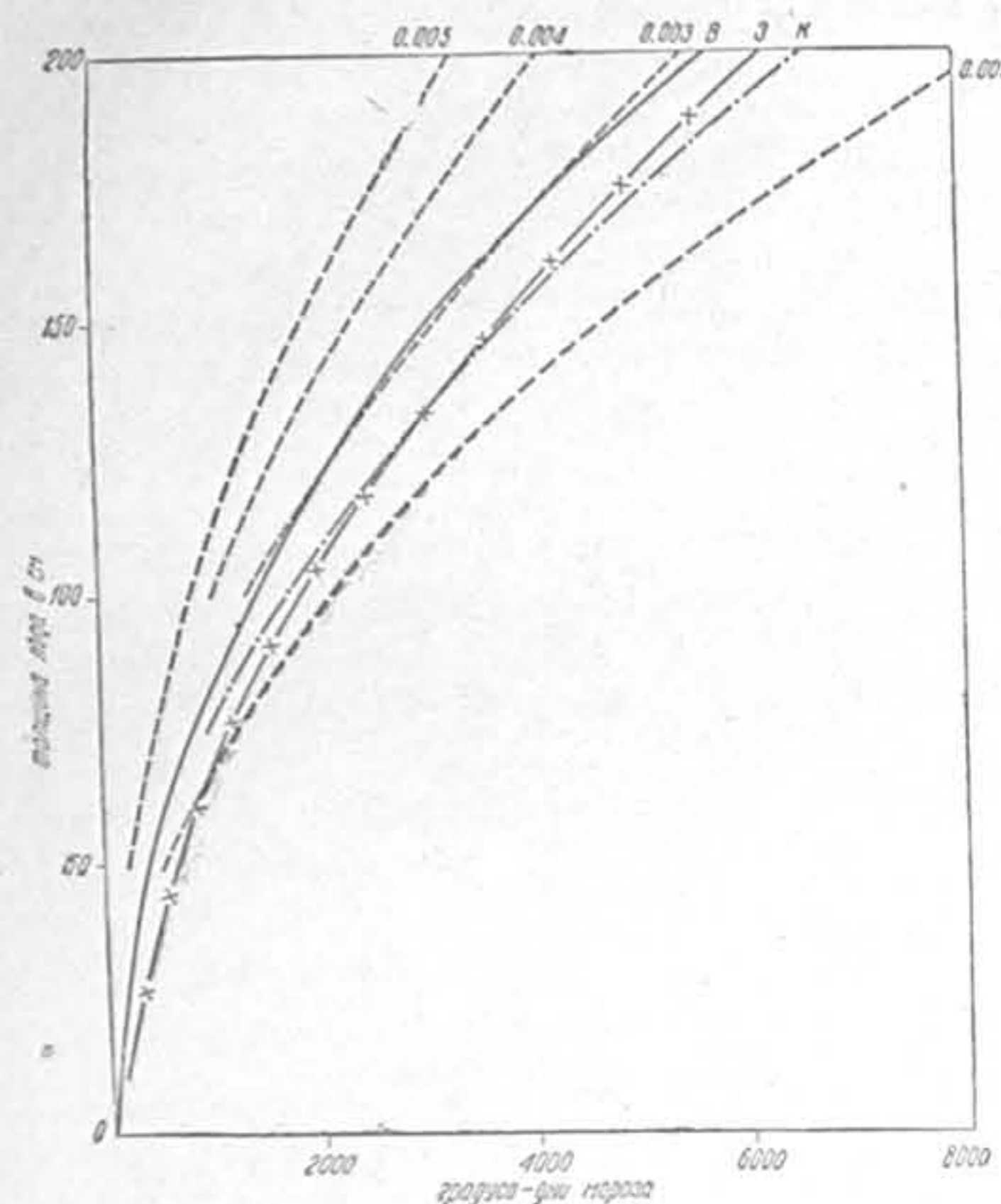
$c$  — теплоемкость льда,

$\theta'$  — температура поверхности льда в конце времени  $T$ .

Эта формула также приближена, так как выражение в скобках есть только два первых члена разложения в ряд. Все же для весеннего времени



Стефан рекомендовал пользоваться именно этой формулой, хотя и отмечает, что теплоемкость льда мала по сравнению с теплотой кристаллизации и, следовательно, второй член выражения в скобках мал по сравнению с первым. Принимая во внимание, что многие обстоятельства, сопровождающие льдообразование в море, учесть совершенно невозможно, для общих выводов достаточно пользоваться более простой первой формулой Стефана.



На рис. 147 представлены кривые толщины однолетнего льда в зависимости от числа градусо-дней мороза, вычисленные по формуле Стефана при теплоте кристаллизации, равной 80 ккал., при плотности, равной 0.9, и при значениях коэффициента теплопроводности: 0.002, 0.003, 0.004 и 0.005. На том же рисунке показана эмпирическая кривая Вайпрехта. Из рисунка видно, что кривая Вайпрехта удивительно совпадает с теоретической кривой Стефана, если принять, что коэффициент теплопроводности равен 0.003, или, вернее, если принять, что формула Стефана имеет вид:

$$R = 0.14i^2$$

В дальнейшем появилось много эмпирических формул

147. Толщина льда в зависимости от числа градусо-дней мороза.

для озерного и речного льда, также связывающих число градусо-дней мороза с толщиной льда, как, например, формулы Бекера, Барнеса, Бидина и др.

В результате обработки наблюдений над ростом льда на острове Уединения за 1935—36 гг. и на мысе Шмидта за 1936—37 гг., а также наблюдений некоторых других станций получена эмпирическая формула для всех окраинных морей советской Арктики, а именно:

$$i^2 + 50i = 8R$$

при коэффициенте корреляции, равном 0.76.

Карелин, обработав тринадцатилетние наблюдения над ростом льда у о. Диксона, получил кривую параболического вида, удовлетворяющую формуле:

$$i^2 = 2.15R^{0.15}$$

(Коэффициент корреляции автором не приводится).

Дралкин обработал методами математической статистики наблюдения над ростом льда в проливе Югорский Шар за 8 лет (1929—37 гг.) и получил формулу:

$$i = 5.6R^{0.4}$$

при коэффициенте корреляции, выведенном из 80 уравнений, равном  $0.90 \pm 0.01$ . Кривые, построенные по этим формулам, также наложены на рис. 147.

Из рисунка видно, что они располагаются между кривыми Стефана для коэффициента теплопроводности 0.002 и 0.003.

Для дальнейших рассуждений использована формула  $i^2 + 50i = 8R$ . Она, так же как и все остальные эмпирические формулы, выведена из наблюдений над ростом однолетнего льда толщиной не более 2 м. Однако то обстоятельство, что все эмпирические кривые весьма близки по своему виду к физически обоснованным кривым Стефана, позволяет пользоваться ими и для более мощных многолетних льдов. Формулу  $i^2 + 50i = 8R$  можно представить так:

$$(i_0 + \Delta i)^2 + 50(i_0 + \Delta i) = 8(R + \Delta R).$$

Откуда

$$(\Delta i)^2 + (50 + 2i_0)\Delta i - 8\Delta R = 0$$

и

$$\Delta i = -(25 + i_0) + \sqrt{(25 + i_0)^2 + 8\Delta R},$$

где

$\Delta R$  — приращение числа градусо-дней мороза,

$\Delta i$  — соответствующий прирост льда.

По последней формуле составлена табл. 185.

Таблица 185

Прирост льда в см за сутки при данной отрицательной температуре воздуха (средней за сутки) и при данной начальной толщине льда в см

$i_0$	$t^\circ$	— 5	— 10	— 15	— 20	— 25	— 30
0		0.79	1.55	2.29	0.02	3.72	4.41
5		0.66	1.30	1.94	2.56	3.17	3.76
10		0.57	1.13	1.68	2.21	2.75	3.38
15		0.50	0.99	1.47	1.95	2.43	2.89
20		0.44	0.88	1.31	1.72	2.17	2.59
30		0.37	0.81	1.08	1.44	1.70	2.05
40		0.31	0.61	0.92	1.22	1.52	1.82
50		0.26	0.53	0.80	1.06	1.32	1.58

По той же формуле составлена еще табл. 186.

Таблица 186

Прирост льда в см, вызываемый приращением числа градусо-дней мороза

$\Delta R$	100	250	500	1000	2000	3000	4000	5000	6000	7000	8000
$i_0$											
0	13	26	43	68	104	132	156	177	196	213	229
10	10	22	37	61	96	124	147	168	187	204	220
25	7	17	31	52	86	113	136	156	175	192	208
50	5	12	23	42	72	97	119	139	157	173	189
75	4	10	18	34	61	84	105	124	141	157	172
100	4	8	15	29	54	74	93	111	127	147	157
150	2	6	11	21	41	59	75	91	105	119	133
200	2	4	9	17	33	48	62	79	89	101	113
300	1	3	6	12	23	35	46	57	67	77	87
400	1	1	2	9	18	27	36	45	53	61	69



Первая строка табл. 186 дает толщину вновь образовавшегося льда при данном числе градусо-дней мороза и по этой строке построена соответствующая кривая рис. 147. Остальные строки дают прирост льда данной толщины. Из таблицы видно, что если, например, в начальный момент льда не было, то после 6000 градусо-дней мороза толщина льда достигает 196 см, а если в начальный момент толщина льда была 400 см, то после 6000 градусо-дней мороза толщина льда увеличится только на 53 см. Отсюда, как мы видели, и возникло введенное Вайпрехтом понятие о предельной толщине льдов нарастания в Северном полярном бассейне.

Последнюю формулу представим так:

$$I = \frac{4R}{\Delta I} - \frac{\Delta I}{2} - 25$$

и предположим, что в ней

$\Delta I$  — уменьшение толщины льда в данном районе, благодаря таянию в летнее время.

$R$  — число градусо-дней мороза за зиму в данном районе.

$I$  — предельная толщина льда.

Считая величины  $\Delta I$  и  $R$  для данного района постоянными, по последней формуле получаем предельную толщину льда перед началом нового льдообразования, или, иначе, минимальную предельную толщину льда. Понятно, что для того, чтобы получить толщину льда перед началом таяния, или, иначе, максимальную предельную толщину льда, нам надо к величинам, полученным по последней формуле, прибавить величину летнего стаивания (табл. 187).

Таблица 187

Предельная максимальная толщина льдов в см в зависимости от числа градусо-дней мороза и величины летнего стаивания

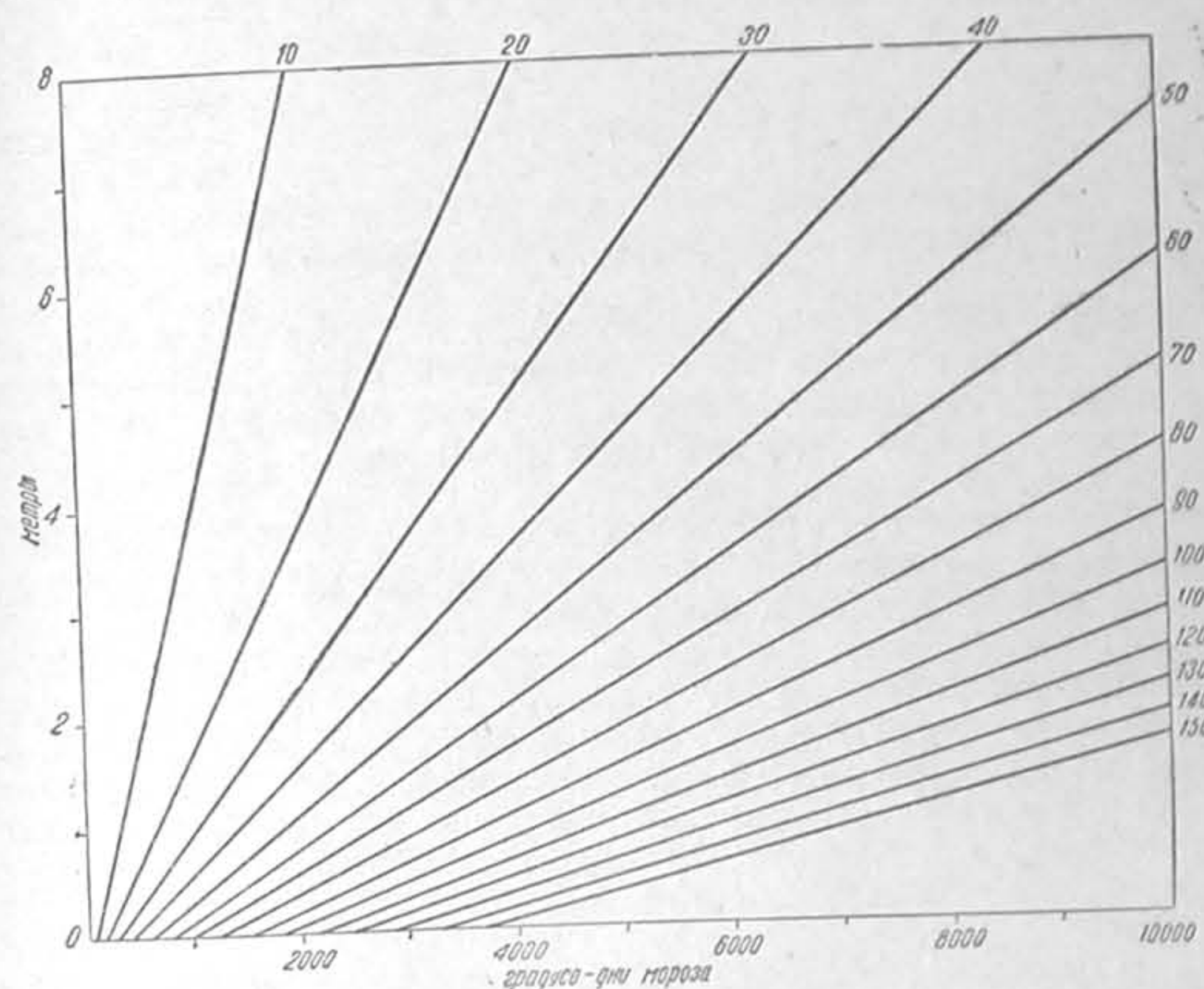
$\Delta I$ \ $R$	1000	2000	3000	4000	5000	6000	7000	8000
10	380	780	1180	1580	1980	2380	2780	3180
20	185	385	585	785	985	1185	1385	1585
30	123	257	390	523	657	790	923	1057
40	95	195	295	395	495	595	695	795
50	85	160	240	320	400	480	560	640
60	72	138	205	272	338	405	472	538
70	68	124	181	239	296	363	410	466
80	68	115	165	215	265	315	365	415
90	68	109	153	198	242	287	331	376
100	68	105	145	185	225	265	305	345
150	68	104	132	157	183	210	237	263
200	68	104	132	156	175	195	215	235

По приведенным формулам построен график (рис. 148), который отчасти заменяет предыдущие таблицы. На нем по вертикальной оси нанесены начальные толщины льда, по горизонтальной оси — число градусо-дней мороза и проведены изолинии прироста льда. Пользование графиком не представляет затруднений.

Изолинии прироста льда, проходящая через точку пересечения горизонтальной линии, соответствующей начальной толщине льда, и вертикальной линии, соответствующей данному числу градусо-дней мороза, даст нам прирост льда, т. е. то же, что мы имели по табл. 186.

Если мы изолинии прироста льда посчитаем за изолинии стаивания льда, то их пересечение с вертикальными линиями, соответствующими градусо-дням мороза, даст нам предельную минимальную толщину льда в данном районе, т. е. то же, что мы имели по табл. 187.

Нансен во время экспедиции на «Фраме» получил за зиму 1894—1895 г. 7662 градусо-дня мороза. Эта цифра, повидимому, является почти предельной для океанических районов Арктики. По графику находим, что для  $R=7662$  и для  $i=0$  см толщина однолетнего льда нарастания равна 224 см.



148. График для вычисления прироста льда в зависимости от числа градусо-дней мороза.

С другой стороны, Нансен считал, что за летнее время толщина льда уменьшалась примерно на 1 м. Входя в график с  $R=7662$  и приростом льда, равным 100 см, находим предельную минимальную толщину льда 231 см, а предельную максимальную 331 см.

Основная масса льдов центральной части Северного полярного бассейна создается на евразийской материковой отмели. Число градусо-дней мороза здесь редко превышает 6000. Следовательно, толщина однолетнего льда нарастания здесь редко превышает 200 см. Однако, благодаря торошению, толщина отдельных частей ледяных полей и их обломков нередко доходит до 4 м и более.

Пловучие льды зимой и летом выносятся в центральную часть Полярного бассейна, где они включаются в общий дрейф многолетних льдов.

С течением времени нижняя и верхняя поверхности многолетних льдов начинают постепенно выравниваться. Много факторов действует в этом направлении. Зимой углубления на верхней поверхности ледяных полей заполняются снегом, летом в эти углубления стекает вода от тающих, в



первую очередь возвышающихся над ровной поверхностью льдов торосов и т. д., и все это сопровождается непрекращающимся действием изостазии. Среди выравнивающих процессов не малую роль играет чередование утолщения льда зимой и уменьшения его толщины летом.

Предположим, что ледяное поле с неровными верхней и нижней поверхностями пережило лето и осталось на зиму. Как только температуры воздуха достаточно понизятся, начнется зимнее утолщение льда. Понятно, это утолщение будет больше там, где лед тоньше. Совершенно то же будет происходить и с отдельными соседними льдинами. Более тонкие льдины будут расти быстрее, чем более толстые, и таким образом в конце концов выравниваются по толщине не только отдельные льдины, но и все соседние льдины стремятся стать одинаковой стандартной толщины, определяемой величиной летнего стаивания и числом градусо-дней мороза. Это явление приобретает особое значение тогда, когда толщина льдов достаточно велика для того, чтобы противостоять торошению, изменяющему вертикальные размеры льдов.

Но льды во время своего дрейфа могут попадать в районы, весьма отличающиеся друг от друга как по величине летнего стаивания, так и по своим зимним температурам. Понятно, что при этом льды все время будут изменять свою толщину так, чтобы она приближалась к стандартной для данного района.

Как увидим ниже, число градусо-дней мороза для одного и того же района Арктики не остается постоянным из года в год. Так, например, для о. Диксона наименьшее число градусо-дней мороза с 1921 г. по 1937 г. было 3600 (1932—1933 г.) и наибольшее 4780 (1927—1928 г.). Не менее велика амплитуда колебаний числа градусо-дней мороза на м. Челюскин, что объясняется изменчивостью атлантических воздействий. Амплитуда колебаний на о. Врангеля значительно меньше. Повидимому, амплитуда колебаний числа градусо-дней мороза невелика и в других удаленных от атлантических воздействий районах Арктики. В значительно больших размерах колеблется в зависимости от широты места и местных условий величина летнего таяния.

Если на периферии центральной части Полярного бассейна она может, как это считали Вайпрехт и Нансен, доходить до одного метра и более, то у Северного полюса, как это показали наблюдения станции «Северный полюс», она не превосходит полуметра. Вероятно, что в районе к северу от Земли Гранта, куда атлантические воздействия почти не проникают, летнее таяние выражается десятком—другим сантиметров. Но в таком случае при том же количестве градусо-дней мороза (даже не считаясь с превышением выпадения осадков над их таянием и испарением) предельная толщина полярных льдов сильно возрастет. Так, из табл. 187 мы видим, что при 6000 градусо-дней мороза и при летнем таянии, равном 10 см, предельная толщина льда возрастает почти до 24 м. Этим, повидимому, объясняется образование мощного многолетнего припая в северных фиордах Гренландии и отчасти шельфового льда у берегов Антарктики.

Таким образом, с течением времени толщина льдов постепенно приближается к стандартной для данного района. Возникает вопрос о том, через сколько лет он достигает стандартной толщины. Соответствующие формулы слишком сложны, но последовательное изменение толщины льда легко получается по приведенным формулам и графику. В качестве примера предположим, что в некоторый район, где число градусо-дней равно 6000 и летнее таяние равно 100 см, принесены к началу зимы льды различной толщины, и проследим изменения их толщины (табл. 188).

Таблица 188

Начальная толщина льда (в см)	0	200	400	600	800
К концу первой зимы	196	289	453	636	828
» второй »	225	281	386	577	759
» третьей »	241	276	355	523	693
» четвертой »	250	272	370	474	630

Памятуя, что для заданных климатических условий максимальная предельная толщина льдов равна 265 см, мы видим, что льды меньшей толщины постепенно увеличивают свою толщину, а льды большей толщины уменьшают.

В табл. 189 показано постепенное нарастание льда при одном и том же числе градусо-дней мороза, равном 6000, при различных величинах летнего таяния и при начальной толщине льда 0 см.

Таблица 189

Величина стаивания	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
Максимальная толщина	2380	1185	790	595	480	405	353	315	287	265
После 1-й зимы	196	196	196	196	196	196	196	196	196	196
» 2-й »	279	272	266	259	253	247	241	236	230	225
» 3-й »	342	328	316	303	291	280	269	259	249	241
» 4-й »	394	371	355	337	320	304	288	274	261	250
» 5-й »	439	410	388	364	344	328	302	285	269	255
» 6-й »	479	444	416	387	362	341	313	293	274	259
» 7-й »	515	475	440	407	377	351	321	298	278	261
» 8-й »	548	503	462	424	390	359	327	302	281	262
» 9-й »	579	528	481	439	401	366	332	305	283	263
» 10-й »	607	548	499	452	411	372	336	308	284	264

Из последних двух таблиц мы видим, что выравнивание толщины льдов и изменение их толщины до предельной требует большего числа лет. Отсюда вытекает, что толщина льда и ровность его верхней поверхности являются показателями его возраста. Так, например, для центральных районов Арктики, где число градусо-дней мороза около 6000, а летнее стаивание примерно 30—50 см, возраст ледяных полей толщиной 300—350 см около 3—4 лет. Это не противоречит наблюдениям станции «Северный полюс» (1937—38 гг.) и тому, что мы знаем о происхождении ледяных полей центральной Арктики.

В таблице 190 показана в см средняя за 10 лет толщина местного льда, образовавшегося нарастанием у восточного устья Маточкина Шара.

В табл. 191 показана в см толщина льда, образовавшегося нарастанием в 100 м от западного берега о. Уединения, а также градусо-дни мороза за зиму 1935—36 г.

За июль толщина льда уменьшилась на 53 см. Вскрытие льда произошло при толщине льда, равной 72 см.

Сравнивая суточный рост льда у восточного устья Маточкина Шара и у о. Уединения, мы видим, что при осреднении за 10 лет суточный рост льда правильно уменьшается по мере увеличения толщины льда. На о. Уединения, где данные взяты за один год, ускорение роста льда сменяется замедлением в зависимости от температур воздуха. В предпоследнем столб-



Таблица 190

Дата	Толщина льда (в см)	Средняя суточная скорость роста (в см)
1 — XII	40	0.71
1 — I	62	0.77
1 — II	86	—
1 — III	106	0.71
1 — IV	120	0.45
1 — V	130	0.33
1 — VI	136.5	0.21

Т а б л и ц а 191

Дата	Толщина льда (в см)	Средний сут. рост (в см)	Градусо-дни мороза	Средняя тем- пература за сутки
25—IX	2	—	9	—2°
30—IX	17	3.0	19	—3°
31—X	34	0.55	118	—17°
30—XI	73	1.30	643	—19.°3
31—XII	85	0.39	1242	—28.°2
2—II	102	0.52	2120	—27.°3
1—III	130	1.00	2880	—29.°6
20—III	138	0.40	3472	—17.°2
5—V	147	0.02	4273	—8°.
2—VI	156	0.03	4493	

Т а б л и ц а 192

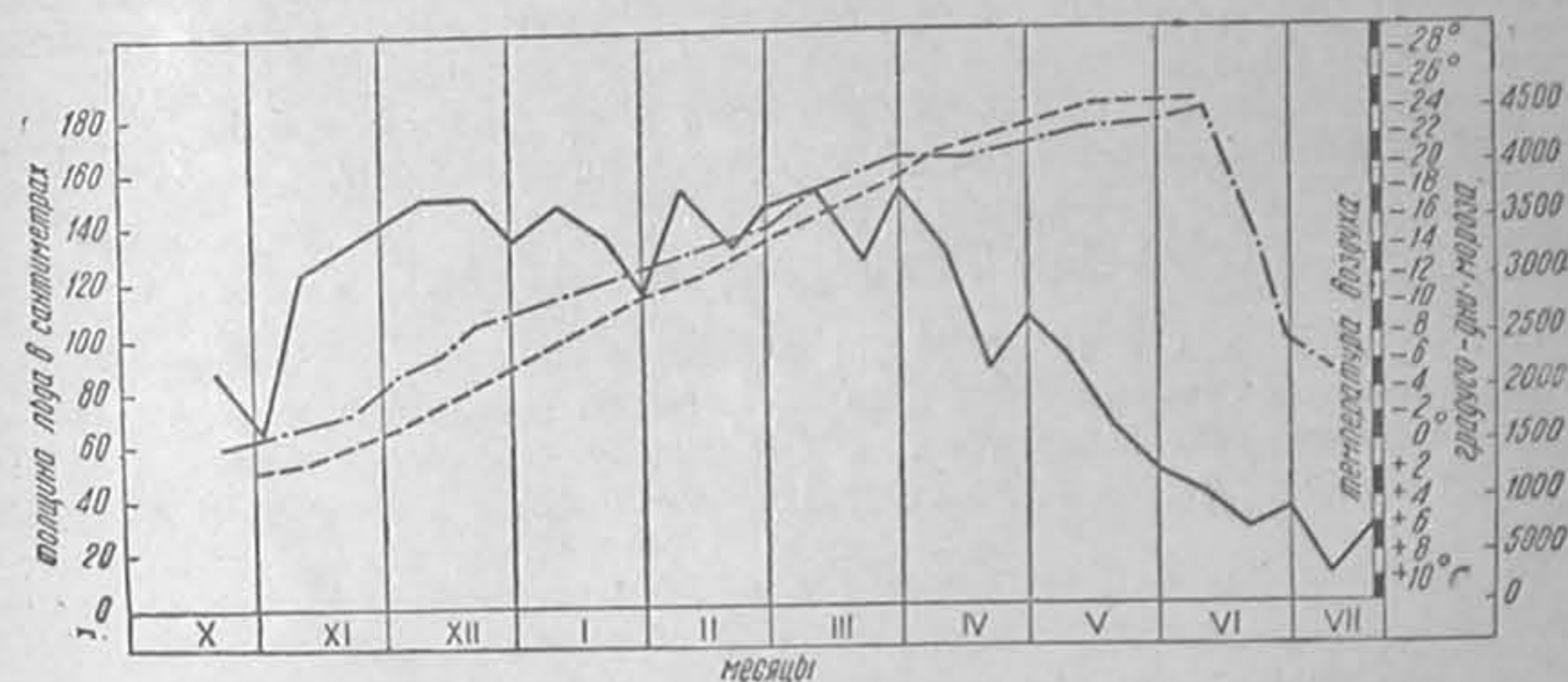
№№ п/п	П у н к т ы	Широта северная	Долгота восточ- ная	Высота над уровнем мо- ря (в м)	Градусо-дни мороза
1	Земля Рудольфа	81°48'	57°57'	27	4000
2	Бухта Тихая	80°20'	52°48'	5.9	3700
3	Мыс Желания	76°56'	68°35'	8	3630
4	Русская гавань	76°14'	62°39'	9.3	3080
5	Малые Кармакулы	72°22'	52°42'	15.3	2490
6	Маточкин Шар	73°16'	56°24'	18.5	3390
7	Дровяной мыс	72°25'	72°47'	5	4580
8	Гыдаяма	71°02'	76°58'	7.5	4980
9	Диксон	73°30'	80°25'	20.4	4430
10	Домашний о.	79°30'	91°08'	1.8	4930
11	Челюскин м.	77°43'	104°17'	6	5150
12	Нордвик м.	73°44'	113°30'	17	5870
13	Тикси б.	71°35'	128°55'	7.3	6030
14	Ляховский о.	73°11'	143°14'	7	5530

В табл. 193 показаны последовательные суммы градусо-дней мороза на о. Диксон за промежутки времени с 1921 г. по 1936 г.

Таблица 193

Число градусо-дней мороза на о. Диксон

Год Месяц	1921	1922	1923	1924	1925	1926	1927	1928	1929	1930	1931	1932	1933	1934	1935	Среднее
	—22	—23	—24	—25	—26	—27	—28	—29	—30	—31	—32	—33	—34	—35	—36	
IX	6	—	—	—	—	—	—	—	—	302	67	—	196	182	222	140
X	139	326	—	131	195	166	183	—	—	601	420	607	904	621	737	620
IX	504	628	501	471	788	696	888	353	332	1032	1033	1507	1681	1369	1376	1340
XII	1300	1483	1214	1172	1550	1408	1736	974	1032	1299	1638	2364	1695	2218	2333	2121
I	1983	2216	2124	1778	2279	2325	2478	1884	2559	2516	2791	2359	2851	2790	2697	2790
II	2919	2866	2748	2438	3254	2788	3084	2559	3309	3603	3070	3649	3445	3448	3917	3520
III	3476	3715	3351	3254	3761	3581	3922	3939	3309	3603	3070	3649	3445	3448	3917	3520
IV	4059	4272	3926	3780	4277	4084	4502	3898	3828	4214	3428	4085	3986	4106	4303	4030
V	4252	4627	4103	4081	4753	4181	4780	4234	4038	4439	3595	4434	4192	4250	4547	4300



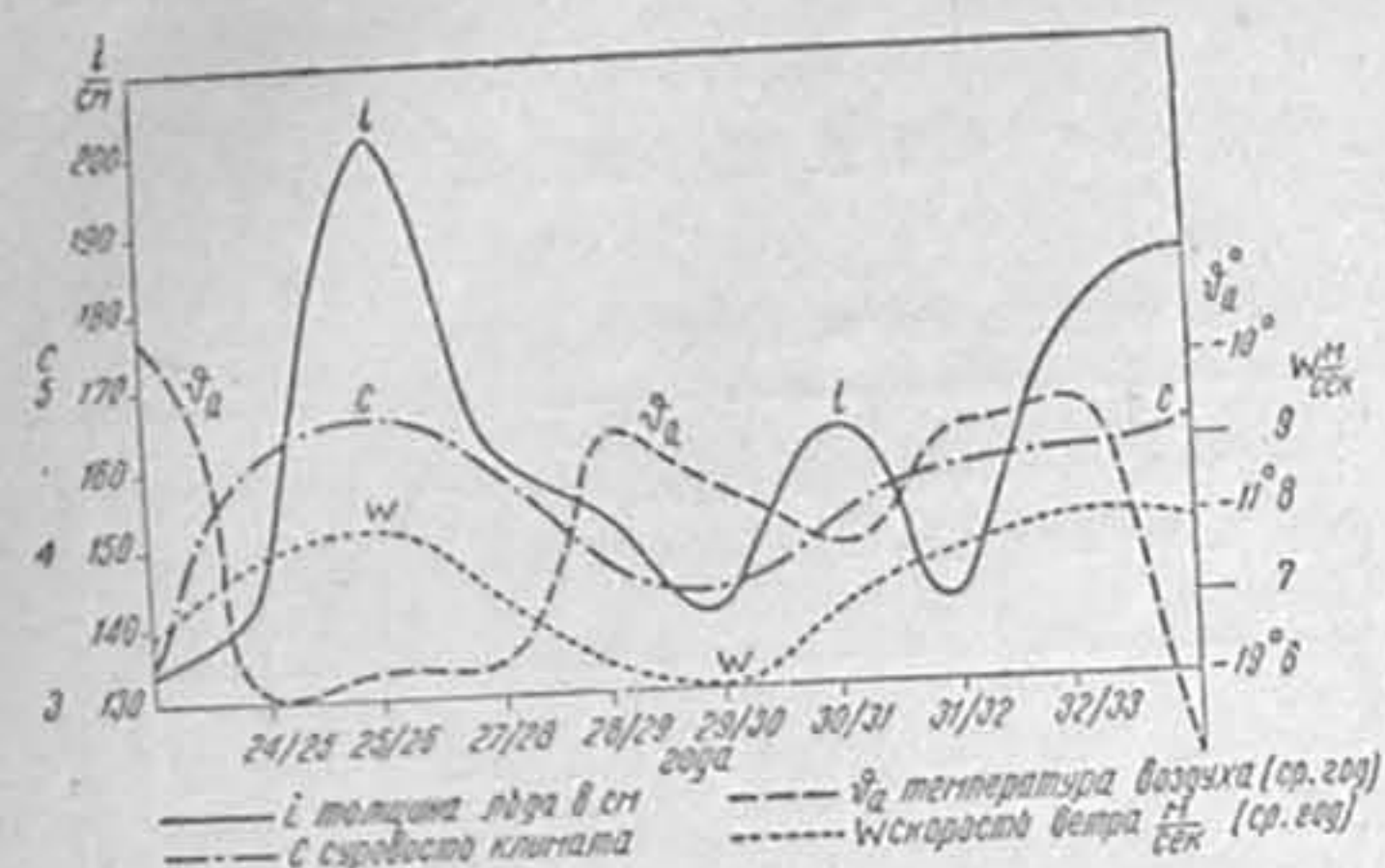
149. Температура воздуха (сплошная линия), число градусо-дней мороза (тире) и толщина льда (тире — точка) у м. Шмидта в Чукотском море зимой 1936—37 г.

Таблица 194

[illegible]



На рис. 149 показаны числа градусо-дней мороза и нарастание льда в см у м. Шмидта в Чукотском море по наблюдениям Шести перова за зиму 1936—37 г. Из этого рисунка следует, что средний суточный рост льда у м. Шмидта, так же как и у о. Уединения, то увеличивается, то уменьшается, достигая в отдельные декады 1.5 см в сутки. Как правило, по мере увеличения толщины льда скорость его роста замедлялась.



149. Средние температуры воздуха, силы ветра, суровость зимы и толщина льда в разные зимы у о. Диксон.

погоды по Бодману (C), толщину льда, образовавшегося за зиму в см (i), среднюю скорость ветра за зиму в м/сек (w) и среднюю температуру зимы (θ\_a).

Из рассмотрения кривых следует, что в общем наибольшая толщина льда образуется при наибольшей суровости данной зимы.

## § 56. Температуры льдов

Наблюдения над температурами морского льда и их распределением по вертикали велись многими исследователями, но наиболее точные и полные принадлежат Мальмгрену и Свердрупу, производившими эти наблюдения с октября 1922 г. по июнь 1924 г. во время экспедиции на судне «Мод».

Из этих наблюдений, так же как и из других, следует, что, в то время как температура нижней поверхности льда очень близка к температуре замерзания прилегающих слоев морской воды, т. е. приблизительно постоянна, температура поверхностного слоя оказывается весьма близкой к температуре воздуха. Очень часто при ясном небе в полярную ночь эта температура, вследствие интенсивного в это время излучения, может быть на несколько градусов ниже температуры воздуха.

В табл. 195 приведены некоторые выдержки из наблюдений Мальмгрена за зиму 1923—24 г.

Таблица 195

Горизонт от поверхности льда (в см)	0	25	75	125	200
Максимальное повышение температуры за сутки . . . . .	8.7	4.3	1.6	0.8	0.3
Максимальное понижение температуры за сутки . . . . .	6.8	2.4	1.4	0.7	0.4
Средняя годовая температура . . .	-15.7	-13.3	-10.7	-8.3	-4.8
Абсолютный годовой минимум . .	-42.2	-30.4	-23.2	-17.3	-10.0

Как и следовало ожидать, суточные колебания температуры, средняя годовая и абсолютный годовой минимум, характеризующий в данном случае амплитуду температуры, уменьшаются с глубиной.

В табл. 196 приведены средние месячные температуры на разных горизонтах льда от его поверхности, вычисленные Мальмгреном из ежесуточных наблюдений за зиму 1923—24 г.

Исключение представляют октябрь и ноябрь, средние которых получены как средние соответствующих месяцев 1922 г. и 1923 г.

Таблица 196

Средние месячные температуры морского льда на различных ее глубинах (температуры отрицательные)

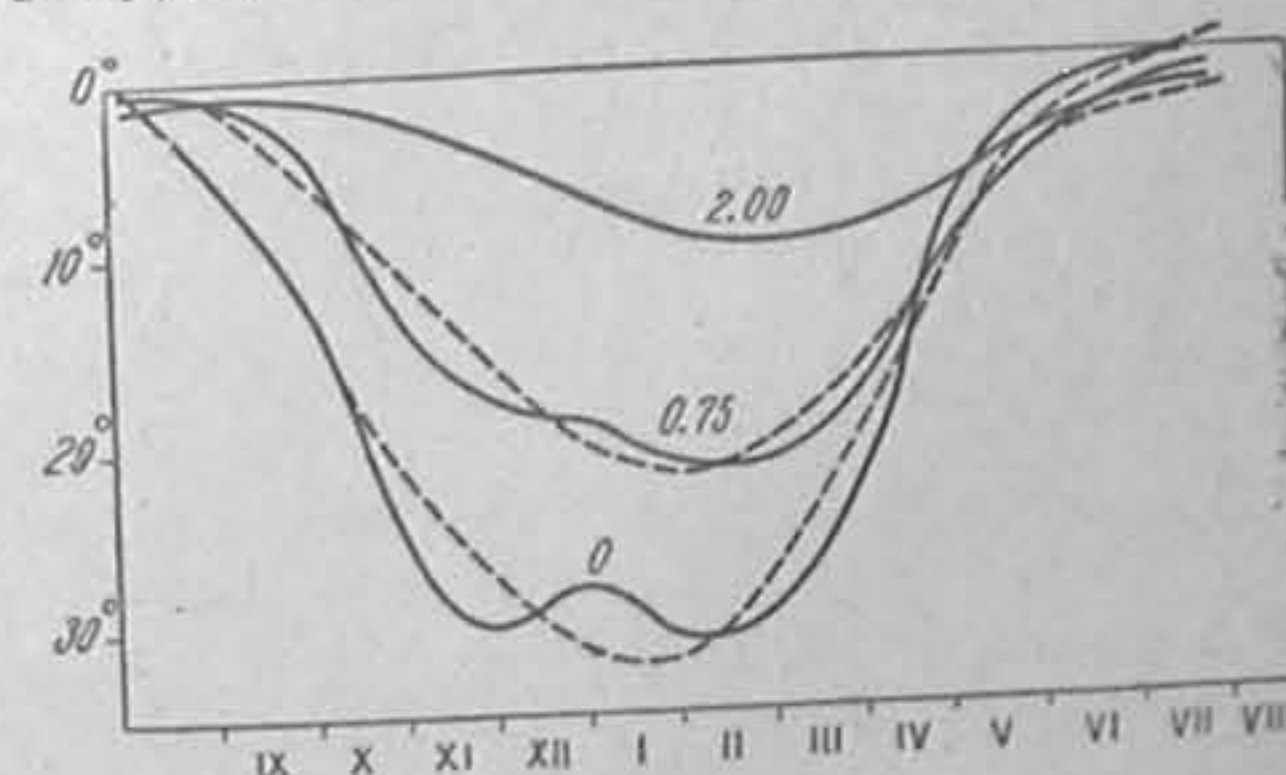
Глубина (в см)	0	25	75	125	200
Месяц					
I	28.0	24.1	18.9	14.0	6.5
II	30.9	26.9	21.3	16.3	8.5
III	29.1	26.0	21.0	16.5	9.6
IV	21.6	20.1	17.3	14.4	9.4
V	7.4	8.6	9.3	9.2	7.4
VI	1.5	3.0	4.1	4.5	3.8
VII	0.0	0.1	1.3	1.7	1.8
VIII	0.0	0.0	0.8	1.1	1.2
IX	4.7	1.3	0.9	1.1	1.3
X	12.3	7.6	3.3	1.6	1.4
XI	23.0	17.8	11.9	7.1	2.4
XII	29.9	24.4	17.7	12.2	4.6

Данные этой таблицы показаны на рис. 151, на котором по оси ординат отложены средние месячные температуры, по оси абсцисс — соответствующие месяцы. Если исключить январскую аномалию, вызванную аномалией температур воздуха, то кривые средних месячных температур представляются довольно симметричными. Ветви этих кривых, соответствующие повышению температуры, круче, чем ветви, соответствующие понижению температуры. Это явление находится в согласии с тем, что повышение температуры в каждой точке льда идет сверху и снизу, в то время как при понижении температуры охлаждение идет только сверху, при непре-

кращающемся потоке тепла снизу от воды.

Для вычисления годового хода температуры по средним месячным температурам очень часто пользуются формулой.

$$t_m = T_m + a \sin(A + m),$$



151. Годовой ход месячных температур льда на различных горизонтах от его поверхности по Мальмгрену: сплошные линии — наблюдаемые температуры и кривые пунктиром — вычисленные по гармонической формуле.



где

 $t_m$  — средняя месячная температура, $T_m$  — средняя годовая температура, $a$  — амплитуда колебания, $A$  — начальная фаза, $m$  — угол, считаемый от середины января и представляющий месяц.

Очевидно, что при вычислении по этой формуле годовой ход температуры на разных горизонтах изобразится синусоидами, отличающимися друг от друга по амплитуде и по фазе.

На рис. 151 построены по вычислениям Мальмгрена и проведены пунктиром эти синусоиды для горизонтов льда 0, 75 и 200 см.

Как и следовало ожидать, все аномалии синусоидами уничтожены. Нет январской аномалии и нет разницы в крутизне склонов, но зато более рельефно выступило запаздывание минимальных средних температур в более глубоких слоях льда по сравнению с временем наступления тех же температур в приповерхностных слоях.

Так, по вычислениям Мальмгрена на теоретических синусоидальных кривых минимумы температуры на различных горизонтах льда приходятся на даты, показанные в табл. 197

Таблица 197

0 см . . . . .	26 января
25 » . . . . .	3 февраля
75 » . . . . .	14 »
125 » . . . . .	24 »
200 » . . . . .	17 марта

В § 40 была приведена формула, вытекающая из законов Фурье, а именно

$$z = 2t \sqrt{\frac{\pi A}{\delta T}},$$

где

 $t$  — время запаздывания максимума или минимума на глубине, $\delta$  — плотность тела (в нашем случае 0.9), $A$  — коэффициент теплопроводности (в нашем случае —  $k$ ) и $T$  — период изменения температуры (в нашем случае 10.4 месяца — время возвращения температуры поверхностного слоя льда к начальной).

Отсюда коэффициент теплопроводности получается по формуле

$$k = \frac{z^2 \delta T}{4t^2 \pi} = \frac{z^2}{3840t^2}$$

Подставляя в эту формулу последовательно глубины 25, 75, 125 и 200 см и соответственные промежутки времени от минимума на поверхности (26 января) 8, 19, 29 и 50 суток, получаем значения коэффициента теплопроводности, приведенные в табл. 198.

Таблица 198

В слое от 0 до 25 см . . . . .	$k = 0.0026$
» 25 » 75 » . . . . .	$= 0.0054$
» 75 » 125 » . . . . .	$= 0.0065$
» 125 » 200 » . . . . .	$= 0.0023$
В слое от 0 до 75 см . . . . .	$= 0.0041$
» 0 » 125 » . . . . .	$= 0.0048$
» 0 » 200 » . . . . .	$= 0.0042$

Мальмгрен справедливо отмечает незаконность применения формул Фурье, выведенных для распространения тепла в однородной среде неограниченной толщины, к морскому льду, неоднородному и сравнительно тонкому. Поэтому для определения коэффициента теплопроводности Мальмгрен предложил другой, уже описанный в § 49, косвенный метод.

Однако получаемые по формуле Фурье значения коэффициента теплопроводности мало отличаются от имеющихся определений теплопроводности прямыми методами.

Рассматривая далее таблицу средних месячных температур и соответствующие графики, видим, что минимум средней месячной температуры в мае расположен на глубине 75 см, а в июне — на глубине 125 см, т. е. приблизительно в средней части льда, а в сентябре на той же глубине расположен максимум температуры. Явление это нагляднее выступает из рис. 151, где перемещения максимумов и минимумов температуры сказываются пересечениями соответствующих линий хода температур.

В табл. 199 приводятся некоторые из измерений Мальмгрена, в которых минимум температур располагался на некоторой промежуточной глубине (температуры отрицательные) <sup>1</sup>.

Отмеченные неправильности в вертикальном распределении температур объясняются периодической сменой охлаждения верхних слоев льда нагреванием, и по опыту известно полярным мореплавателям, как правило, что в начале полярного лета наиболее твердой является средняя часть льдины, а с наступлением заморозков и зимой — верхняя.

152. Средняя годовая температура морского льда в Сев. полярном бассейне по Мальмгрону.

Таблица 199

Дата \ Глубина (в см)	0	25	75	125	200
5 сентября 1923 г.	0.4	0.5	0.8	1.0	—
15 » »	4.7	0.6	0.7	1.0	—
30 » 1924 г.	12.0	3.6	1.1	1.3	—
31 марта »	23.8	24.4	20.1	16.1	9.8
17 апреля »	17.7	19.6	16.9	14.0	9.4
12 мая »	—	8.7	10.0	10.3	8.0
30 » »	—	4.3	5.4	6.2	6.0

Из своих наблюдений над температурами льда Мальмгрен сделал еще один очень интересный вывод. На рис. 152 представлено вертикальное распределение средних годовых температур льда. Эти температуры с увеличением глубины слоя от поверхности понижаются и на глубине 280 см (если продолжим кривую геометрическим экстраполированием) становятся равными температуре замерзания морской воды (в районе наблюдений Мальм-

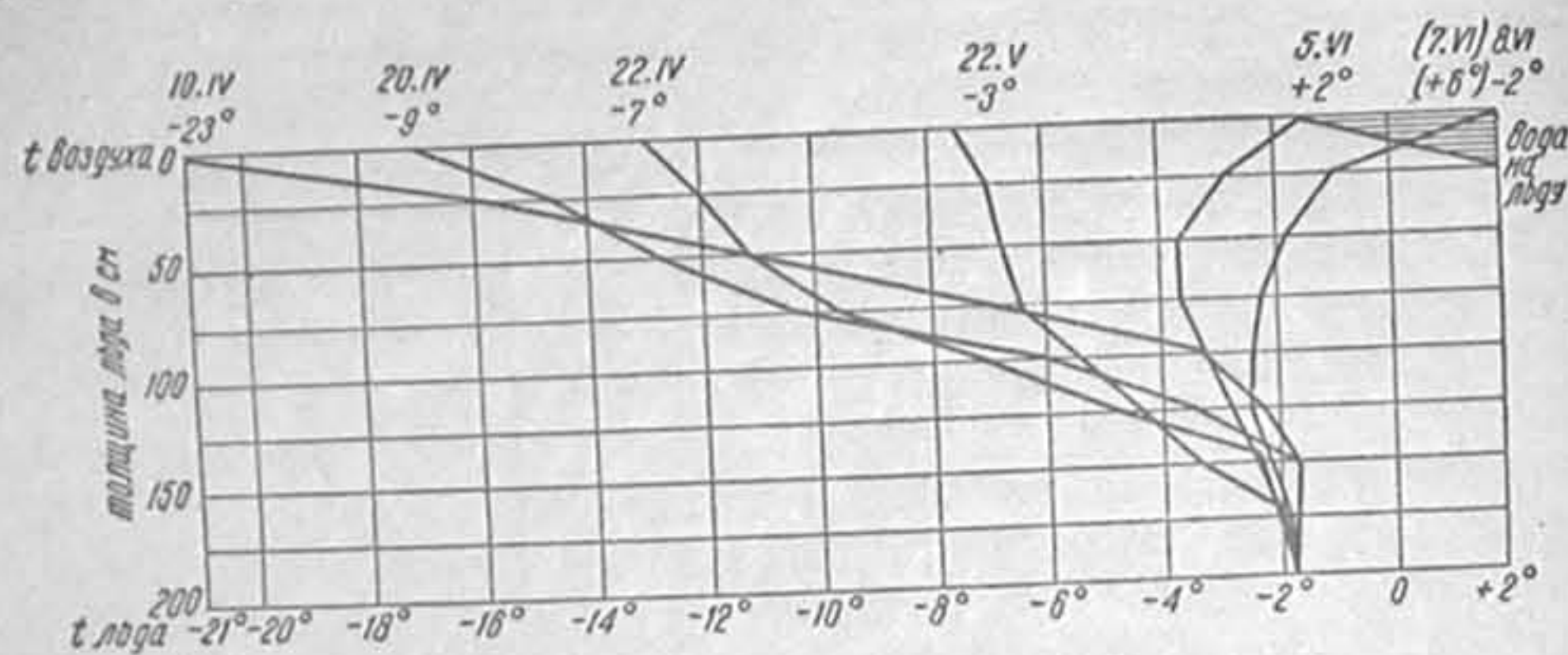
<sup>1</sup> В сентябре 1923 г. Мальмгрен производил наблюдения на горизонтах 0, 25, 70 и 120 см.



грену равной  $-1^{\circ}.5$ ). Эту глубину Мальмгрен и считает средней толщиной льда, образующегося в Сибирском море за счет теплопроводности.

В том же районе экспедиция на «Заре» считала предельной толщиной годовалого льда 225 см, а Вайпрехт в районе Земли Франца-Иосифа 260 см.

На рис. 153 показаны, по Георгиевскому, температуры воздуха и вертикальное распределение температур во льду, наблюдавшиеся с 10/IV по 8/VI 1937 г. в районе м. Шмидта в Чукотском море. Из рисунка, так же



153. Температура льда у м. Шмидта.

как из приведенных выше наблюдений Мальмгрена, видны запаздывание наступления минимума температуры на глубинах и характерный летний минимум температуры в средней части льдов.

По полученным средним месячным температурам льда на различных горизонтах Мальмгрен вычислил табл. 200.

Таблица 200

Горизонт (в м)	0.00	0.25	0.75	1.25	2.00
Теплопроводность $\times 10^3$ (с.м <sup>2</sup> сек <sup>-1</sup> )	1.710	3.310	4.510	5.010	5.010
Температурный градиент (C°, с.м <sup>-1</sup> )	0.107	0.067	0.048	0.047	0.046
$q_i$ (г.-кал.)	5.700	7.000	6.800	7.400	7.300

В этой таблице

$$q_i = k \frac{dt}{dz} T,$$

где

$q_i$  — количество тепла в г.-кал., получаемое атмосферой от морской воды через лед с каждого см<sup>2</sup> льда.

$\frac{dt}{dz}$  — температурный градиент и

$T$  — 31 557 600 — число секунд в году.

Таким образом в среднем за год, по Мальмгрену, через каждый см<sup>2</sup> поверхности льда море отдает атмосфере 6.8 кг.-кал.

Но летом лед поглощает часть тепла из атмосферы. Учитывая это обстоятельство, Мальмгрен для периода охлаждения (с сентября по май) получил 7.67 кг.-кал/см<sup>2</sup>.

Но 1 г.-кал нагревает на  $1^{\circ}$

$$\frac{1}{0.00129 \cdot 0.237} = 3270 \text{ см}^3 \text{ воздуха,}$$

где

0.00129 — плотность и

0.237 — теплоемкость воздуха при  $0^{\circ}$ .

Исходя из этих цифр, а также из данных Свердруп о толщине холодного слоя воздуха, покрывающего Северный полярный бассейн в течение зимних месяцев и мало смешивающегося с вышележащими слоями, Мальмгрен вычислил табл. 201 для периода с сентября 1923 г. по апрель 1924 г.

Таблица 201

Месяц	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV
$H$	300	190	140	140	140	140	150	200
$\Delta t_a$	0.4	4.2	10.5	11.4	9.8	10.1	6.4	2.5

В этой таблице:

$H$  — высота (в м) холодного слоя атмосферы, покрывающего в продолжение зимних месяцев, по Свердрупу, Северный полярный бассейн.

$\Delta t_a$  — повышение температуры воздуха передачей тепла морем атмосфере через лед.

Отсюда, по Мальмгрену, — если принять, что в среднем за 242 холодных дня (сентябрь—апрель) каждым см<sup>2</sup> поверхности льда отдается атмосфере  $7670 : 242 = 31.7$  г.-кал в сутки, и если считать, что высота шапки холодного полярного воздуха в зимние месяцы около 150 м — получается, что тепла, выделяемого водой, достаточно для повышения температуры этого 150-метрового слоя в среднем на  $6^{\circ}.9$  градуса в сутки. Этим Мальмгрен объясняет факт, что, несмотря на ясную и спокойную зимнюю погоду, над Северным полярным бассейном господствуют значительно более мягкие зимние температуры, чем к югу над азиатским континентом.

Из температурных наблюдений Мальмгрена мы получаем, что при средней толщине льда, равной 2.8 м, его средняя минимальная температура равна  $-17^{\circ}$ . В первом приближении мы можем считать, что после достижения этой минимальной температуры лед начинает поглощать тепло из атмосферы.

Пренебрегая далее солесностью льда и считая теплоемкость льда равной 0.5, получаем, что при понижении температуры льда от температуры замерзания до минимальной его температуры, равной  $-17^{\circ}$ , каждым см<sup>2</sup> поверхности льда отдается атмосфере за период охлаждения.

$$280 \times 17 \times 0.5 \times 0.9 = 2.1 \text{ кг.-кал/см}^2.$$

При самом образовании льда отдача тепла атмосфере происходит за счет теплоты плавления, которую примем равной 72 г.-кал ( $80 \times 0.9$ ) для каждого см<sup>3</sup> льда. Отсюда при образовании льда толщиной 280 см количество отданного атмосфере тепла будет равно 20.2 кг.-кал с каждого см<sup>2</sup>.

Считается, что площадь морских льдов в Северном Ледовитом океане ежегодно таянием и выносом уменьшается приблизительно на одну треть. Мы можем грубо полагать, что в Северном Ледовитом океане теплоотдача атмосфере с 1 см<sup>2</sup> вследствие ежегодного образования льда и охлаждения льда до его минимальной температуры равна

$$(20.2 : 3) + 2.1 = 8.8 \text{ кг.-кал.}$$

К этой цифре надо добавить количество тепла, отдаваемое атмосфере при



охлаждении нагреваемых полярным солнцем и притекающих в центральную часть Северного Ледовитого океана теплых атлантических вод.

Если считать грубо, что в центральной части верхний пятиметровый слой свободных от льдов пространств воды нагревается до  $0^{\circ}$ , то при его охлаждении до температуры замерзания выделится:

$$1.8 \times 5 = 900 \text{ г-кал},$$

или, относя эту цифру к трети океана,  $(900 : 3) \text{ г-кал} = 0.3 \text{ кг-кал/см}^2$ .

Кроме того надо считать, что в течение полярного лета нижняя граница холодного промежуточного слоя, благодаря непрерывающемуся поступлению теплых атлантических вод и турбулентному перемешиванию, подымается на 50 м, причем температура этих 50 м повышается до  $1^{\circ}$  тепла с тем, чтобы зимой опять понизиться до температуры замерзания ( $-1^{\circ}.8$ ). При этом, понятно, выделяется  $50 \times 100 \times 2.8 = 14.0 \text{ кг-кал}$ .

Таким образом, суммарная отдача тепла атмосфере с каждого  $\text{см}^2$  поверхности центральной части Северного Ледовитого океана будет равна

$$8.9 + 0.3 + 14.0 = 23.2 \text{ кг-кал}.$$

Эта цифра мала по сравнению с тем, что мы имеем, например, для южной части Баренцова моря, где (см. § 30) отдача тепла за период охлаждения колеблется в пределах от 33 до 66 кг-кал с каждого  $\text{см}^2$  и где, кроме того, Нордкапское течение на пути от Нордкапа до Кольского меридиана отдает ежегодно по крайней мере 120 кг-кал с каждого  $\text{см}^2$  его поверхности.

## § 57. Деформации ледяного покрова

Как уже указывалось, образование льда проходит в море при спокойных условиях только в исключительных случаях и на небольших сравнительно пространствах: в небольших бухтах и в полыньях между большими ледяными полями. В большинстве случаев молодое ледяное образование с самого момента своего зарождения подвергается деформирующим влияниям температуры, ветра, волнения, морских течений и приливо-отливных явлений. Эти факторы действуют по-разному в открытом море и у берегов, на пловучие льды и на припай. Так, например, в открытом море на пловучие льды наибольшее влияние оказывают ветер и волнение. У берегов, по сравнению с действием ветра и волнения, усиливается роль морских течений и приливо-отливных явлений, причем действие этих факторов на пловучие льды и на припай оказывается различным.

Приливо-отливные явления, например, производят сжатия и разрежения пловучих льдов, а в неподвижном льду они, вследствие колебаний уровня, вызывают изгибание льда и приливные трещины.

Морские течения спокойно несут пловучие льды, деформируя последние только при столкновении отдельных льдин друг с другом. Проходя под неподвижным льдом, морские течения вызывают сильные турбулентные явления и размывание нижней поверхности льдов. Кроме того, они деформируют начальные глубинные льдообразования.

Всекие деформации ледяного покрова, вызываемые изменениями температуры и сказывающиеся в изменении строения, формы и размеров льдов, называются термическими деформациями. Изменение строения формы и размеров льдов, создающиеся в результате действия всех остальных факторов, называются динамическими деформациями.

Как термические, так и динамические деформации в свою очередь могут быть разделены на деформации, изменяющие структуру и свойства мор-

ских льдов, или внутренние, и на деформации, меняющие их форму и размеры, или деформации внешние.

Внутренние термические деформации определяются выделением из рассола ячеек и капилляров морского льда при понижении температуры до вочных слоев пресного льда. Развиваемое при этом давление, как мы видели, достигает свыше  $1200 \text{ кг/см}^2$  и в результате морской лед оказывается пронизанным сетью мельчайших волосных, ослабляющих лед трещин. Понятно, что по мере стекания рассола и опреснения льда внутренние термические деформации в режиме льдов играют все меньшую и меньшую роль, и образовавшиеся однажды трещины уничтожаются.

Внешние термические деформации, помимо увеличения или уменьшения вертикальных и горизонтальных размеров льдин, сказываются в образовании трещин на верхней или на нижней поверхности ледяных полей в зависимости от повышения или понижения температуры данного ледяного поля. В общем случае для старых ледяных полей всякое понижение температуры вызывает образование поверхностных трещин и всякое повышение температуры, наоборот, образование нижних трещин.

По свидетельству Федорова и Ширшова, ледяное поле, на котором была устроена станция «Северный полюс», летом, после того как весь снег на его поверхности стаял и талая вода стекла под лед, оказалось покрытым сеткой более или менее глубоких поверхностных трещин. При пробивании лунок во льду на том же поле неоднократно обнаруживались глубинные термические трещины.

Образование термических трещин в морском льду продолжается всю зиму, особенно при сильных понижениях температуры, и сопровождается характерным звуком, напоминающим звонкий ружейный выстрел. Часть термических трещин с течением времени затягивается молодым льдом и уничтожается. Другая часть остается и как бы подготавливает лед к последующему распаду на отдельные части под влиянием соответствующих внешних усилий. Отчасти именно наличием во льдах термических трещин надо объяснять сравнительно легкое раскалывание даже мощных по виду и толстых ледяных полей тогда, когда между ними оказываются достаточные пространства чистой воды. Так, в середине февраля 1938 г. «Ермак» у берегов Гренландии, идя в семибалльном льду, легко раскалывал отдельные льдины толщиной 3—5 м.

Внутренние динамические деформации вызываются сжатиями льдов (что обычно сопровождается и внешними деформациями). При этом пузырьки воздуха и рассол солевых ячеек и капилляров выдавливаются, и таким образом морской лед постепенно становится более прочным и более пресным. Сильное сжатие, кроме того, не только спаивает в одно целое отдельные льды, но и увеличивает одновременно размер кристаллов, как это наблюдается в нижних слоях ледников.

Внешние динамические деформации гораздо разнообразнее.

Предположим, что в начальный момент мы имеем сравнительно плоское и значительное по пространству ледяное поле. При существующем в море разнообразии условий рассматриваемое поле не может быть одинаково прочным и мощным на всем своем протяжении, хотя бы уже потому, что обычно оно состоит из сравнительно небольших смерзшихся друг с другом льдин. Даже если поле в начальный момент совершенно однородно, то, как мы видели, оно с течением времени покрывается сетью внешних термических трещин. Разного рода внешние силы, действуя по-разному на различные части поля, вызывают в нем различного рода напряжения. Как только этими напряжениями будет превзойден предел упругости наиболее слабых частей



рассматриваемого поля, оно распадается по линиям наименьшего сопротивления на отдельные части.

Из внешних сил, разламывающих ледяные поля, в прибрежной полосе наибольшее значение, кроме ветра, имеют приливо-отливные явления. В открытом море среди плавающих льдов наибольшее значение имеет ветер, вызывающий торошение и раскалывание ледяных полей при столкновении их друг с другом. В таких морях, как Баренцево и Гренландское, где кромка льдов ясно выражена, большое значение для раскола ледяных полей, кроме ветра, имеет волна.

Чрезвычайно характерны обстоятельства, при которых в конце января 1937 г. раскололось ледяное поле станции «Северный полюс».

Весь январь 1938 г. у берегов Гренландии был очень штормовым. Уже 21 января Федоров по поведению маятников гравиметрического прибора обнаружил, что поле подвергается небольшим колебаниям, — явление, которое до того ни разу обнаружено не было. 26 января, когда станция находилась на  $76^{\circ}18'$  с. ш. и  $13^{\circ}46'$  з. д., приблизительно в 250 км от восточной кромки Гренландского ледяного потока, начался северо-западный шторм. Скорость ветра в порывах доходила до 25—30 м/сек. Следующее определение места удалось сделать только 1 февраля, причем оказалось, что за шесть дней шторма ледяное поле спесло на  $74^{\circ}16'$  с. ш. и  $16^{\circ}24'$  з. д., т. е. приблизительно по широте на 220 км.

С 28 февраля на ледяном поле начали ощущаться слабые толчки. Наблюдения, произведенные Федоровым над поведением пузырька уровня теодолита, показали, что ледяное поле испытывает колебания около оси, перпендикулярной направлению ветра. Период этих колебаний был в пределах от 8 до 15 сек, причем в каждом отдельном случае оставался долгое время неизменным. Амплитуда угловых колебаний достигала в среднем  $60''$ . Одновременно в южной части горизонта наблюдалось водяное небо, увеличивавшееся в своей интенсивности по мере продвижения ледяного поля на юг. 1 февраля лед разрежился до семи баллов, и поле разломалось по трещинам, приблизительно перпендикулярным направлению ветра.

Судя по периоду отмеченных колебаний, ледяное поле разломалось от зыби, образовавшейся в результате шторма 26 января—1 февраля, после того, как зыбь докатилась до ледяного поля. Разлому поля способствовало, кроме того, то обстоятельство, что тем же штормом льды, находившиеся южнее ледяного поля, вынесло к югу, чем создалось разрежение льдов.

Какими бы причинами ни было вызвано распадение поля на отдельные части, естественно, что внешние очертания этих частей будут случайными, изрезанными и со сравнительно острыми углами. Разные силы будут действовать по-разному на отломавшиеся части. Если ледяное поле до разлома под влиянием ветра двигалось с некоторой скоростью и в некотором направлении, то разные по размерам и по конфигурации части этого поля будут двигаться с разной скоростью и в разных направлениях. Под влиянием ветра, например, отдельные части поля начинают разворачиваться таким образом, чтобы давление ветра на льдину уравнивалось сопротивлением воды и Кориолисовой силой. В силу инерции большие льдины начинают двигаться под влиянием ветра позднее, а под влиянием сопротивления воды медленнее, чем мелкие. Под влиянием приливо-отливных явлений отдельные части разломавшегося ледяного поля будут то сжиматься, то расходиться и т. д.

Таким образом, немедленно после разлома ледяного поля создаются различные по скорости и направлению вращательные и поступательные движения отдельных его частей. Это неминуемо влечет за собой столкновения, первым

следствием которых является стирание и обламывание отдельных наиболее выступающих и острых углов льдин. Подобно тому, как движение вместе с прибором и трение друг о друга окатывает острые камни и щебень в валуны и гальку, — движение льдин, столкновение и трение их друг о друга придают отдельным льдинам овальную или округлую форму.

Вторым следствием движения и последующих столкновений является торошение. Действительно, при столкновении острые углы частью обламываются и истираются в мелкие куски и кашу, частью забиваются под края и частью забрасываются на края столкнувшихся льдин. В обоих случаях толщина края льдин постепенно утолщается. Такой же процесс, как мы видели, вызывает образование валиков на дисках блинчатого льда.

Различают три вида торошения: 1) в з л о м, состоящий в образовании трещины и наклоне сравнительно больших отломанных частей вплоть до вертикального положения, с относительно малым нагромождением обломков друг на друга, 2) р а з д р о б л е н и е столкнувшихся краев льдин с последующим нагромождением гряд или валов, состоящих из мелких обломков, и 3) н а д в и г а н и е плоских льдин одна на другую, что особенно часто наблюдается у склянки, блинчатого и молодого льда. Обычно все эти виды сопутствуют друг другу, но при преобладании первого вида получается т о р о с в з л о м а, при преобладании второго — т о р о с р а з д р о б л е н и я и при преобладании третьего — н а б и в н о й т о р о с. Понятно, что размеры и тех и других торосов зависят от относительной скорости движения и массы столкнувшихся льдин. Разначавшееся торосообразование не прекращается до тех пор, пока живая сила движущихся льдин не будет израсходована.

По наблюдениям «Зари» торос раздробления характеризуется более ограниченной площадью и большей высотой при угле ската  $20^{\circ}$ — $30^{\circ}$ . Среди пловучих льдов торос взлома редко достигает высоты более 5—6 м, а торос раздробления 6—8 м. Высота набивных торосов обычно меньше.

Преимущественное образование тороса взлома или нагромождения зависит от физических и, главным образом, механических свойств льда.

В торосах взлома иногда отдельные куски льда представляют удивительно правильные формы кубов и параллелепипедов. В торосах раздробления отдельные куски льда обычно очень неправильны. Торосы взлома в общем характерны для однолетних, менее прочных льдов, а торосы раздробления характерны для многолетних и мощных ледяных полей, края которых они обычно окаймляют. Так как прочность льдов в общем повышается при понижении температуры, то торосы взлома чаще образуются летом, а торосы раздробления зимой.

Торосы, образующиеся среди пловучих льдов в море, всегда значительно меньше, чем торосы, образующиеся при нажиме льдов на неподвижный принай, на стамухи и на берег.

При нажиме льдов на принай образуется п р и б р е ж н ы й т о р о с, окаймляющий мористую кромку приная. После образования прибрежного тороса пловучие льды, его образовавшие, может ветрами и течениями отломать и отогнать в море. Тогда в зимнее время от прибрежного тороса начинает распространяться в море вновь образующийся принай до тех пор, пока возвратившиеся с переменной ветра и течения пловучие льды своим нажимом не вызовут образования нового тороса. Таким образом, создается несколько рядов почти параллельных друг другу прибрежных торосов.

Прибрежный торос может быть торосом раздробления, торосом взлома и набивным торосом. Некоторые наблюдатели отмечают, что прибрежный



набивной торос обычно наблюдается у вогнутого берега и образуется многократным осенним взломом с плотным надвиганием льдин друг на друга. Высота его 1.5—2 м, но вследствие густоты надвигов он трудно проходим с санями. Кроме того, иногда выделяют еще прибрежный волноприбойный торос, состоящий из мелко раздробленных, обмытых и окатанных водой льдин (диаметром около 0.5 м) осеннего взлома и образующийся во время сильных осенних штормов на границе берегового припая или вблизи отмели. По форме — это относительно короткий и неширокий, набросанный из льдин вал высотой 4—10 м.

Очень большую роль в образовании тороса играют прибрежные стамухи, располагающиеся по изобатам, соответствующим их осадке, окаймляя со всех сторон острова, подводные отмели и побережье. При напоре льдов стамухи, останавливая движение льдов, вызывают около себя мощное торосообразование, сильно увеличивающее их начальные размеры, и в то же время защищают берег от напора льдов. Поэтому между берегом и окаймляющим берег рядом стамух лед обычно неторосистый, ровный.

Стамухи в общем являются очень устойчивыми и обычно многолетними формами. Они вытянуты перпендикулярно напору и более круты к берегу. Стамухи, как всякий торос, состоят из нагромождения обломков разных размеров и форм. В течение лета, когда окружавшие ее менее мощные льды вскрываются и переходят в класс пловучих льдов, стамуха обычно остается на месте. Талая вода, стекая вниз и замерзая при соприкосновении с внутренними холодными частями стамухи, спаивает их в одно целое. Ту же роль играют массы воды, забрасываемые на стамуху волнением. Солнце и волна разрушают стамуху, но это касается главным образом ее формы. Внутренняя же структура стамухи при этом крепнет. Стамуха, состоявшая в начальный момент из обломков, к концу лета приобретает внутреннюю монолитность; в то же время ее внешняя форма принимает округлые очертания, и она напоминает настоящий ледяной остров.

Осенью, с началом льдообразования и движения льдов, стамуха вновь становится центром торосения и вновь нагромождает на себя массу обломков, что придает ей начальный вид. По Врангелю, у берегов Колымского края высота многолетних стамух доходит до 23 м над уровнем моря. По наблюдениям «Зари», у берегов Сибири стамухи высотой 15 м — обычное явление и в отдельных случаях их высота доходит до 20 м.

Пири у м. Вашингтон к северу от Гренландии наблюдал стамухи высотой до 40 м. Он же отмечает холм на старом ледяном поле высотой 17 м. Симсоу у Берингова пролива наблюдал, как многолетнее ледяное поле, возвышавшееся на несколько десятков сантиметров над водой, при напоре на мелководье образовало нагромождение высотой 13—15 м над уровнем моря.

Таким образом, вследствие выпирания на мелководье и последующих торосений, высота стамухи с течением времени увеличивается. Если для ровных ледяных полей отношение высот подводных и надводных частей около 5—6, у флюбергов, песяков и глыб, вследствие обычно более разрушенной надводной части, 4—5, то у стамух оно обычно около 2, а нередко доходит до 1 и менее.

Особенно большие размеры торосения принимает после вскрытия моря в области развитого припая, где преобладают сравнительно слабые однолетние ледяные поля.

Вскоре после вскрытия моря такие поля приходят в движение и перегоняются с места на место ветрами и течениями, сталкиваясь друг с другом и образуя характерные торосы взлома. С течением времени открываются все большие и большие пространства чистой воды и тем больше становится

амплитуда передвижений этих полей. Одновременно возрастает скорость этих передвижений, а следовательно и живая сила движущихся ледяных образований. При столкновениях по краям таких полей отламываются и вздыбливаются громадные плиты и монолиты.

Особенно большие размеры летнее торосение принимает при напоре льдов под влиянием ветра или течений на берега. Если берег приглуб, то напор сказывается в образовании прибрежного тороса. Если берег отмельный, то при напоре льдов на прибрежных отмелях и банках образуются летние стамухи, грандиозные по размерам и состоящие из монолитов льда, толщиной в один метр и более, но менее прочные, чем осенние образования.

На самом берегу напор больших масс льда, обладающих громадной живой силой, вызывает выдвигание крупных монолитов далеко за береговую черту, где они остаются долгое время, пока прибой и солнце не разрушат их окончательно. Одновременно напор льда на отмельных берегах при движении льдов по грунту и берегу их как бы вспахивает и вызывает образование берегового вала, напоминающего морены и состоящего из неотсортированного прибрежного и берегового материала, в противоположность отсортированным береговым валам, образованным прибоем.

Таким образом, движение и напор льдов вызывают своеобразное формирование береговой черты. В еще большей степени движение льдов, понятно, сказывается в формировании морского дна. С течением времени все выдающиеся точки подводного рельефа в районах движущихся льдов так или иначе разрушаются, обломки скатываются в углубления и впадины, и таким образом с течением времени морское дно в замерзающих районах постепенно выравнивается. Этим отчасти объясняется весьма спокойный характер рельефа дна мелководных окраинных морей советской Арктики.

Надо отметить, однако, что при вспахивании ледяными полями и отдельными льдинами морского дна и берегов часть берегового и осадочного материала может оказаться вкрапленным в лед и вместе со льдами быть унесенным в другие районы, где при таянии отложиться на дне.

По наблюдениям экспедиции на «Садко» 1935 г., в центральной глубоководной части Гренландского моря на глубинах 2000—3000 м тянется в меридиональном направлении подводная гряда, образованная из крупнозернистого песка, гальки и крупных валунов. Происхождение этой гряды, несомненно, связано с тем, что здесь льды, выносимые из Северного полярного бассейна и несущие с собой обломки пород, при встрече с теплыми водами Шпицбергенского течения разрушаются, и обломки пород падают на дно. То обстоятельство, что эти обломки образуют гряду, а не рассеяны сравнительно равномерно по восточной части Гренландского моря, является одним из доказательств древности системы течений в Гренландском море — в частности Гренландского потока и Шпицбергенского течения, а также и сравнительной устойчивости положения восточной кромки льдов в Гренландском море.

В открытом море торосы образуются по краям больших льдин и по линиям разлома ледяных полей. Чем слабее отдельные льдины и чем больше их вертикальные размеры, тем более мощное торосообразование вызывается одним и тем же усилием.

Сразу после образования торосы представляют довольно непрочные соединения, легко распадающиеся на части, например, если сжатие, вызвавшее торосение, сменяется разрежением. Это особенно относится к летнему торосению. Зимой льды в точках соприкосновения при сжатиях слегка сплавляются, и, как только сжатие ослабевает, талая вода замерзает и спаивает места соприкосновения.



Но с течением зимы раз образовавшийся и не разрушившийся торос становится все прочнее и прочнее. Выпадающий снег заполняет трещины и проходы тороса; обломки льдов, образующие торос, под влиянием своей собственной тяжести оседают и уплотняются. Вместе с переменаами температуры начинаются внутренние деформации отдельных кусков льда, увеличивающие их прочность.

Таким образом, зимние торосы крепче летних и старые торосы крепче молодых.

Особенно мощные многолетние торосообразования встречаются в области пака у северных берегов Гренландии и Земли Элсмерса. В противоположность остальной области пака, состоящей из сравнительно ровных ледяных полей, здесь тянутся гряды очень восторженного льда, преграждающего широкой прибрежной полосой так называемый американский путь к полюсу. Эти льды, как уже указывалось, получили от Нерса несколько неправильное название палеокристических. Отдельные флоберги, вкрапленные в этот лед, доходят до 10 м высоты и по своему виду настолько похожи на айсберги, что даже такой опытный полярный исследователь, как П и р и, ошибался в их определении.

Очень характерны звуковые явления, сопровождающие образование тороса. Все наблюдатели отмечают сильный шум, сопровождающий зимнее торшение.

Иногда зимой гряда тороса раздробления распространяется по ровным до того ледяным полям, как волна по поверхности моря, и все это сопровождается шумом и треском.

С другой стороны, всех наблюдателей поражает удивительная тишина, сопровождающая летнее торшение, в большинстве случаев более грандиозное по размерам, чем зимнее. Громадные монолиты льда откалываются, вздыбливаются и падают, почти не производя при этом шума, даже при полном отсутствии ветра.

Самый процесс торосообразования, завися от живой силы, при больших массах движущихся полей вовсе не требует больших скоростей. По наблюдениям Б р у с н е в а, например, у Ново-Сибирских островов гряды торосов, тянущиеся на большие расстояния, очень часто образуются в тихую погоду при движении одного поля вдоль другого, неподвижного. Иногда торосы поднимаются до 7 м высоты, хотя относительного движения полей глаз почти незаметно.

Как мы видели, каждый торос с течением времени увеличивает свою прочность, и таким образом к моменту вскрытия льдов торосы, образовавшиеся в течение зимы в наиболее слабых частях ледяного покрова, оказываются наиболее прочными ледовыми соединениями.

Обычно к концу полярного лета ровный однолетний лед в областях припая и пловучих льдов уничтожается и пловучие льды в это время состоят или из отдельных довольно высоких несяков и глыб или же из торосистых полей и льдин.

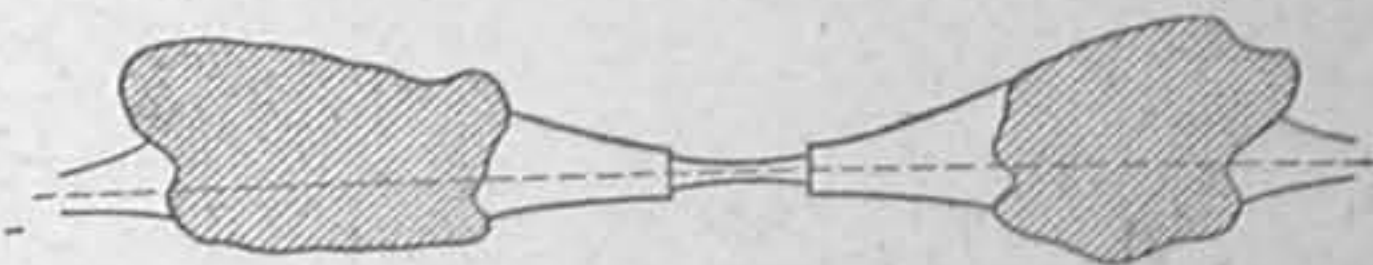
Если к началу нового льдообразования эти высокие отдельности оказываются сбитыми вместе, то они смораживаются и образуют котлы. Если же они к началу льдообразования оказываются разбросанными на сравнительно большом расстоянии друг от друга, то они образуют более или менее торосистые поля.

Котлы представляют собой очень прочное ледяное образование. В течение последующей зимы они еще больше утолщаются и уплотняются. Разбиваясь на отдельности только в редких случаях, они в большинстве случаев представляют собой начало многолетних набивных полей. Выносимые тече-

ниями из окраинных морей в центральную часть Северного полярного бассейна, они в дальнейшем входят составной частью в пак. В окраинных морях котлы разрушаются летом только в исключительные годы. В северной части Баренцова и Карского морей нередкость встретить котлы 2—3-летнего возраста<sup>1</sup>. Ледяные поля, состоящие из молодого льда с вкрапленными в них несяками, гораздо менее прочны и в течение зимы неоднократно разламываются по линиям наименьшего сопротивления, каковыми в большинстве случаев являются термические трещины и линии спайки.

Мы знаем уже, что в открытом море центрами нового льдообразования являются старые льдины. Естественно, что через некоторое время после начала льдообразования вблизи старого льда формируется ровный молодой лед, опоясанный полосой блинчатого льда, в свою очередь опоясанного полосой ледяного сала. Когда распространяющиеся от двух соседних глыб льда новые ледяные образования сойдутся, обе глыбы окажутся соединенными сплошным ледяным покровом, толщина которого будет максимальной в непосредственной близости к старым льдам и минимальной приблизительно по середине между ними.

Если в течение зимы те или иные разламывающие усилия окажутся достаточными, чтобы разломать раз образовавшийся сплошной ледяной покров, то естественно, что этот разлом пойдет по линиям наименьшего сопротивления, каковыми, по сказанному выше, являются линии, равно отстоящие от ватерлиний вмерзших в молодой лед старых ледяных образований.



154. Схема образования уступов на молодом льду, соединяющем старые ледовые образования.

При последующих столкновениях разорванного поля вдоль этих линий создадутся новые гряды торосов. Но если оторванные части, разойдясь, останутся на некоторое время в покое, то между ними опять начнется новое льдообразование, подобное описанному выше.

В конечном итоге (рис. 154) около линии разлома образуется характерный уступ. По наблюдениям «Зари», очень часто среди старого льда можно наблюдать такие уступы, составляющие две или даже три системы трещин.

Деформации, вызываемые приливо-отливными явлениями в открытом море, сказываются только в торшении и разломах льдов при приливных сжатиях и разрежениях. У берегов, кроме влияния течений, льды деформируются приливо-отливными колебаниями уровня, хотя последние влиянием подвижного и в особенности неподвижного льда значительно уменьшаются. Действительно, при этом энергия приливо-отливной волны тратится на трение льдин друг о друга и на изгибание ледяного покрова.

Характерным примером в этом отношении служат исследования, произведенные портоныскаческими партиями на Белом море (табл. 202).

Таблица 202

Амплитуды прилива в реках Каменке и Пые (в м)			
Год, дата . . . . .	1928 14/VI	1928 14/VII	1929 6/II
Пья . . . . .	5.50	5.68	4.70
Каменка . . . . .	3.54	3.56	0.68
Отношение . . . . .	1.55	1.60	6.91

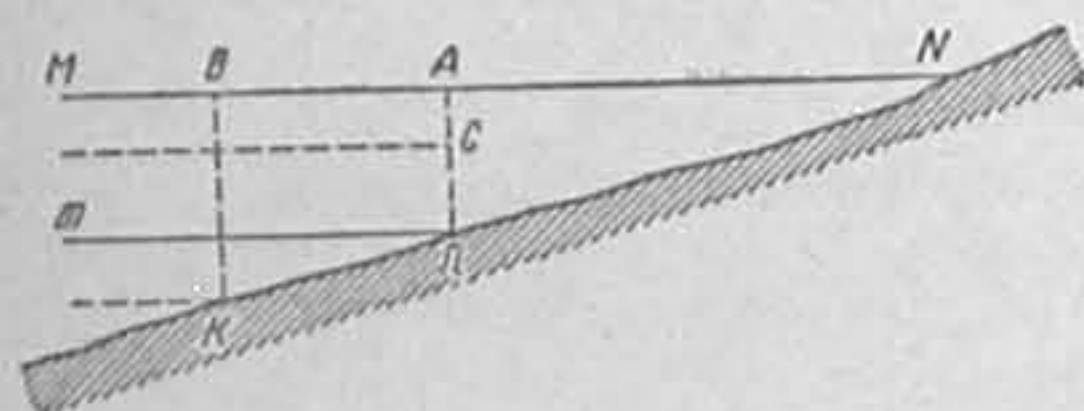
<sup>1</sup> В Чукотском море почти ежегодно можно встретить обломки многолетних льдов высотой 4—5 м, осадка которых 10—12 м.



В феврале у Пьи были подвижные льды, у Каменки — неподвижные. Если принять, что отношение между амплитудами в этих двух пунктах всегда должно быть около 1.6, то в феврале амплитуда прилива у Каменки должна была бы быть около 3 м, а наблюдалась только 0.68 м.

Деформации, вызываемые приливо-отливными колебаниями уровня в течение зимы, выражаются в так называемых приливных трещинах, в промерзании прибрежного мелководья до дна, в летнее время — в изменении внешних очертаний стамух.

Предположим (рис. 155), что  $MN$  — уровень прилива и  $mn$  — уровень отлива и что в момент полной воды при достаточном морозе образовался слой льда некоторой толщины. Вместе с падением уровня начнет опускаться и ледяной покров, но у самой береговой черты останется слой льда, отломавшийся от основной массы льда. Неправильные ледовые образования застрянут также при опускании уровня вдоль всего ската берега  $Nn$ . Этот скат, во время отлива остающийся обнаженным, сильно охладится и оставшиеся на нем ледовые образования увеличиваются за счет стекающей по скату воды.



155. Схема образования приливных трещин в прибрежном льду.

При следующем поднятии воды к оставшимся на грунте частицам льда прибавятся новые, и таким образом постепенно все пространство  $ANn$  окажется промерзшим до дна. Понятно, что пока лед будет тонок, он, благодаря своей пластичности, будет изгибаться, но по мере утолщения льда и увеличения его крепости он будет

давать трещины, приблизительно параллельные береговой черте. В момент своего полного развития эта трещина будет отбивать изобату, равную амплитуде прилива в данном районе моря. Понятно, что таким образом при больших высотах прилива и отмелых берегах громадные пространства отмелого берега могут оказаться забитыми льдом до самого дна.

Между изобатами  $n$  и  $k$ , разница глубин которых равна толщине льда, лед во время отлива будет частично ложиться на дно и также отламываться при понижении уровня.

Таким образом, в приливной полосе мы будем иметь: прибрежную полосу льда, всегда лежащую на грунте, более мористую полосу льда, лежащую на грунт только при отливе, и, наконец, основную массу льда толщиной  $AC$ , который всегда находится на плаву. Отделяются эти полосы друг от друга трещинами, которые называют по отношению к берегу: внутренней  $AN$  и наружной  $BK$  активными трещинами.

Чем круче угол ската берега и чем меньше амплитуда прилива, тем более сближены между собой наружная и внутренняя трещины. Чем отложе берега, чем больше амплитуда прилива и чем толще образующийся лед, тем на большем расстоянии друг от друга расположены активные трещины и тем более ярко они выражены.

Образование льда никогда не происходит в море с одинаковой интенсивностью. Это обуславливается отчасти изменениями в метеорологической обстановке и, главным образом, гидрологическими условиями. Поэтому замерзание идет скачками и каждый такой скачок характеризуется трещиной. По наблюдениям «Зари», при отлогах, простирающемся на большие расстояния береге число приливных трещин иногда доходит до 7. Только 2 наиболее мористые являются при этом активными. Остальные 5 были некогда активными, но с утолщением льда они остались в прибрежной полосе про-

мерзшего до дна моря. Обычно плоскость приливных трещин вертикальна. Иногда она наклонна к берегу, а в очень редких случаях — к морю.

Приливные трещины очень точно следуют при отмеле берега очертаниям береговой линии, и это обстоятельство используется при зимних маршрутных съемках отмелых берегов, опознать береговую черту которых иначе не представляется возможным.

При сильных сизигийных приливах и нагонных явлениях лед на плаву может оказаться выше льда, примерзшего ко дну. Тогда морская вода выступает поверх последнего и образует так называемый зимний водяной заберег. Смешиваясь со снегом, покрывающим прибрежный лед, и замерзая, эта вода образует на поверхности морского льда снежный лед, отличающийся своим матовым белым цветом. При сильных сгонах лед на плаву может оказаться ниже льда, примерзшего к дну.

Аналогичные приливные трещины образуются вокруг островов и сидящих на мели ледяных образований. Обычно при этом внутри круговой приливной трещины имеется несколько радиальных. Такие же круговые и радиальные трещины наблюдаются около отдельных подводных возвышенностей, углубление которых менее амплитуды прилива плюс наибольшая толщина ледяного покрова. Над такими возвышенностями в начале льдообразования при отливе ледяной покров дает пологое куполообразное выпучивание. При дальнейшем нарастании и укреплении ледового покрова появляются круговая и радиальные трещины, число которых иногда доходит до семи.

Круговая трещина, охватывающая концы радиальных, обычно имеет раструб книзу, радиальные же, наоборот, направлены раструбом кверху.

С увеличением мощности ледового покрова наклон плит, образующих выпучивание над подводным камнем, все увеличивается и в отдельных случаях достигает  $45^\circ$ .

Наклонные плиты смораживаются морской водой, попадающей в трещины между ними, и таким образом создается очень устойчивое образование, возвышающееся на 1—2 м над поверхностью гладкого льда при диаметре до 7 м и напоминающее по форме кратер. Такие кратерообразные нагромождения льдов особенно характерны у каменистых берегов, в прибрежных водах которых много подводных камней. Аналогичное явление экспедиция Толля наблюдала у низменных и отлогих берегов Земли Бунге над намокшими от долгого пребывания в воде и потому отяжелевшими и затонувшими стволами плавника.

Так как колебания уровня моря даже в течение зимы вызываются не только приливо-отливными, но и сгонно-нагонными явлениями, то, кроме приливо-отливных, для ледяного покрова характерны также и сгонно-нагонные трещины. Последние получают особое развитие и наиболее характерны тогда, когда бухты уже покрыты довольно прочным ледовым покровом, а прилегающее море еще свободно ото льда. При сильных нагонах вода покрывает неподвижный лед. При сгонах под влиянием понижения уровня в неподвижном льду образуются трещины, характерные тем, что они пересекают поперек входы в заливы, отделяют залив от его более мелких бухт и тянутся от одного острова к другому через проливы. Трещины эти появляются в любом месяце зимы.

В начале таяния приливные колебания уровня способствуют разламыванию припая и вскрытию моря, а в летнее время сильно деформируют внешние формы стамух.

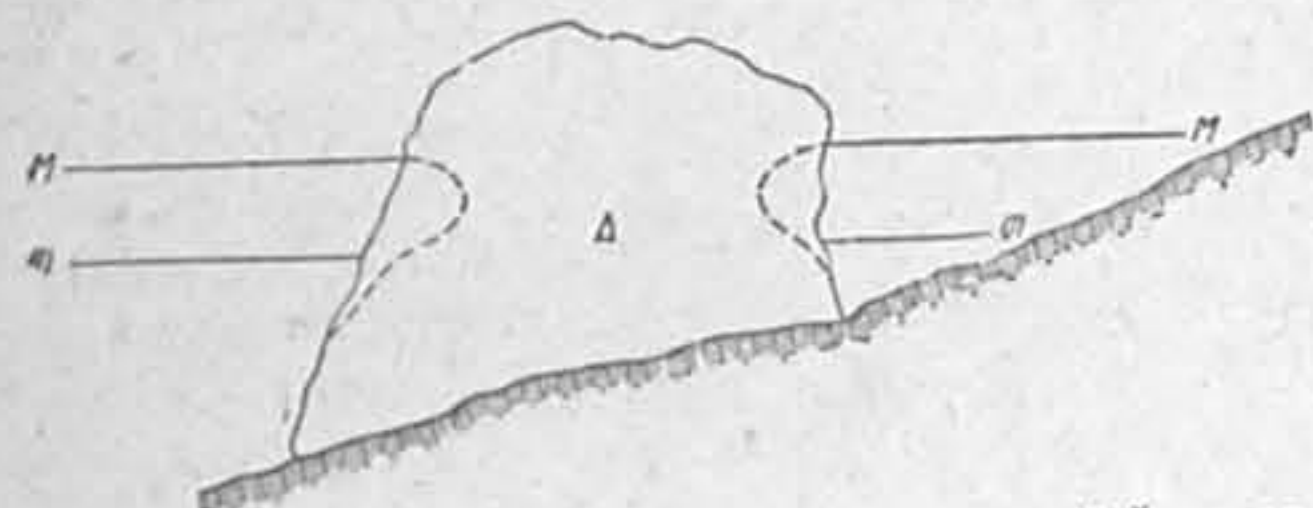
Пусть на рис. 156  $A$  — стамуха,  $MM$  — уровень полной и  $mm$  — уровень малой воды. С течением времени колебания уровня и сопутствующие им



приливо-отливные течения вымывают на высоте колебаний уровня углубление, опоясывающее со всех сторон стамуху, по высоте несколько большее амплитуды прилива и ограниченное сверху резко очерченным карнизом и снизу обмытым водой и округленным основанием. С течением времени опоясывающее углубление проникает все более и более в толщу льда, и стамуха приобретает характерную форму гриба с причудливыми очертаниями.

Если стамуха стоит у открытого для волнения берега, то действие приливных колебаний уровня значительно усиливается, но зато карниз удаляясь от волны быстро разрушается, и шляпка гриба при этом значительно меньше его основания. В закрытых от волнения местах шляпка гриба долгое время сохраняет свои размеры, и карниз обрушивается только под влиянием своей тяжести.

Стамухи, как мы видели, состоят из весьма разнородных льдин, сцементированных замерзанием талой воды, смешанной со снегом. Поэтому отдельные ее части представляют собою образования различной прочности и оказывают различное сопротивление размывающему действию воды. В связи с этим формы размыва стамух весьма разнообразны. Верхняя шляпка может покониться на одном или на нескольких столбиках, так что в стамухе образуются сквозные гроты и мосты. Особенно



156. Изменение в летнее время внешней формы стамухи приливо-отливными колебаниями уровня.

разнообразны эти формы у стамух, расположенных в закрытых от волнения местах, где верхняя шляпка сохраняется дольше всего.

В открытом море главную роль в изменении формы отдельных льдин и несяков в летнее время играет волнение, также вымывающее у льдин по ватерлинии углубление с характерными карнизами и обмытыми подосами, придающими плавающим несякам такую же грибообразную форму, как и стамухам.

При больших вертикальных и малых горизонтальных размерах шапок грибообразных несяков подсоны могут простираться под водой на значительные расстояния, образуя настоящие подводные тараны, представляющие опасность при плавании в тумане.

У наветренной кромки льдов всегда наблюдаются явления прибоа, причем зыбь, в зависимости от ее величины, величины льдин и их разрозненности, заходит на большее или меньшее расстояние вглубь кромки. При этом происходит энергичное отламывание отдельных резких уступов у льдин и раздробление отдельных льдин на мелкие куски, которые быстро принимают округлую форму. Явления прибоа заметны не только у кромки льдов, но и у больших отдельных глыб льда, причем взбросы воды нередко покрывают всю глыбу. Отламывающиеся от глыбы обломки при этом в своем движении по ветру обгоняют глыбу и образуют перед ней тянущуюся в направлении ветра полосу мелких ледяных обломков.

У берегов пловучие льдины нередко попадают в полосу прибоа и здесь, частью окатанные и округлые, выбрасываются на берег и частью, ударяясь о дно, распадаются на большое число мелких обломков. Эти обломки, быстро окатываясь, принимают вид ледяных валунов в размерах от нескольких сантиметров до метра и более. На берегу при этом образуются настоящие волноприбойные валы, состоящие из ледяной гальки и совершенно подобные волноприбойным валам на берегу моря из измельченных гор-

ных пород. Эта ледяная галька иногда выбрасывается прибоем на несколько метров от береговой линии. Таким образом, ледяные валуны и галька наглядно, в несколько часов, воспроизводят процесс окатывания угловатых обломков морем, на что при другом материале требуются большие промежутки времени.

Некоторую роль в динамических деформациях ледяных образований играет снег, выпадающий на их поверхность в зимнее время. В умеренных широтах снег иногда, особенно при оттепелях, выпадает в виде хлопьев, состоящих из снежных кристаллов, связанных мелкими водяными капельками. Такой снег после падения уплотняется и примерзает к поверхности льда.

В полярных областях и летом и зимой снег выпадает главным образом в виде очень мелких кристалликов и напоминает очень измельченный порошок. Малые размеры снежных кристалликов обуславливают их способность очень долгое время находиться в атмосфере во взвешенном состоянии и отрывными массами переноситься с места на место. Снежные пурги здесь обусловлены не столько новым выпадением осадков, сколько сдуванием и переносом с места на место уже выпавшего ранее снега.

Попадая на поверхность молодого влажного льда, этот снег смешивается с рассолом в крепкую массу. На других ледяных образованиях он задерживается в зависимости от шероховатости их поверхности. С гладких поверхностей молодого льда, на которых рассол уже вымерз, снег не только не задерживается, но даже их как бы полирует. Поэтому в течение зимы на ровных пространствах невзломанного припая образуются огромные пространства зеркальных площадей льда, на которых иногда заметны начальные блинчатые отделы, но со стертыми краевыми валиками.

Но чем шероховатее поверхность льдов, тем большие массы снега ими задерживаются. Взломанные поля особенно подвергаются снежным заносам, и вид одного и того же взломанного поля, даже не подвергавшегося зимой динамическим воздействиям, в начале и в конце зимы совершенно различен. Характерные для взломанного поля осенью хаотические нагромождения обломков разной формы и величины, нередко с острыми углами, к весне представляют холмистые снежные равнины с выступающими из-под снега наиболее высокими острыми частями торосов.

Снег на таких полях по своей плотности отличается большой неоднородностью в сравнении со снегом на более ровных полях, где он слеживается и спрессовывается ветрами в плотный покров, сдерживающий вес человека и саней. На торосах снег спрессовывается только на наветренной их стороне. Между отдельными торосами и на подветренной стороне он остается рыхлым в течение всей зимы.

Сугробы снега, образующиеся у выступающих отдельных льдин и торосов, иногда настолько велики, что под их тяжестью поверхность льда опускается ниже уровня воды, и через образовавшиеся трещины вода выступает на поверхность льда. Эта вода в дальнейшем смешивается со снегом, и таким образом происходит утолщение льда. Особенно часто выступание воды на лед под тяжестью сугробов можно наблюдать у стамух, у которых прилегающий ледяной покров в течение всей зимы отделяется от льда самой стамухи при приливо-отливных колебаниях уровня моря.

## § 58. Таяние льдов

В морском льду, благодаря его физико-химическим особенностям, таяние начинается с момента, когда его температуры, достигнув некоторого минимума, начинают под действием того или иного фактора повышаться.



Этими факторами в море являются: поглощение льдом прямой и рассеянной солнечной радиации и поглощение льдом тепла из прилегающих слоев воздуха и воды.

Во время полярной зимы приход лучистой энергии равен нулю и поэтому случающиеся повышения температуры поверхностных слоев льдов вызваны исключительно поглощением тепла из воздуха.

Это поглощение вовсе не так мало. Так, например, относительное повышение средних месячных температур льда, наблюдавшееся Мальмгренем в январе 1924 г. (см. табл. 196), показано в табл. 203.

Таблица 203

Горизонт льда (в см) . . . . .	0	25	75	125	200
Положительная аномалия ср. месячной температуры . . . . .	2.4	1.6	0.6	0.2	0°

Из таблицы видно, что эта аномалия захватила весь слой льда до глубины 200 см и повысила его температуру в среднем на 0°.6. Если считать, что при низких температурах морского льда его теплоемкость равна 0.5, то мы получаем, что каждый см<sup>2</sup> поверхности льда в рассматриваемом случае поглотил из атмосферы за месяц почти 64 г-кал.

С концом полярной ночи и увеличением высоты солнца над горизонтом поглощение льдом тепла из воздуха усиливается, так как температура воздуха постепенно повышается и создается суточный ход температуры, который способствует созданию термических трещин, разрушающих лед. Благодаря излучению при ясной погоде, в особенности по ночам, температура поверхностного слоя льда иногда опускается очень низко, нередко ниже —30°, но эти похолодания, как увидим ниже, уже сравнительно мало сказываются на температурах глубинных частей льда.

Но, кроме того, с увеличением высоты солнца над горизонтом и удлинением светлой части суток непрерывно возрастает поглощение льдом солнечной радиации.

Основным фактором, определяющим таяние морского льда под действием лучистой энергии, является отражательная способность снега, покрывающего морской лед. Абсолютно чистый снег почти полностью отражает лучистую энергию, и поэтому понятно, что везде и всюду таяние начинается прежде всего там, где поверхность снега так или иначе загрязнена. Это загрязнение особенно заметно в прибрежном или мелководном льду, где на лед попадают тем или иным путем частицы терригенного происхождения<sup>1</sup>, а также на льду открытого моря, где поверхность льда загрязнена в результате биологических процессов.

Количество осадков, выпадающее в полярных областях, очень мало. Эти осадки зимой при сильных морозах выпадают в виде очень мелких кристалликов и легко сносятся ветром, благодаря чему сравнительно большие прибрежные пространства суши остаются в течение всей зимы лишенными снежного покрова. Вымерзая и высыхая, обнаженные почвы в свою очередь создают мелкий, легко переносимый ветром на большие расстояния терригеновый материал. Оседая, береговая пыль образует на снеге и льде серый или буроватый налет. Чем ближе к берегу, тем заносимая пыль крупнее, и многолетние прибрежные льды легко отличить по их желтоватому и буроватому цвету от льдов открытого моря. Понятно, что эта пыль заносится ветрами тем дальше, чем дальше простирается от берега сравнительно ровная поверхность льда.

<sup>1</sup> Большие количества грязи или отдельные камни на льду, благодаря своей малой теплопроводности, наоборот, задерживают таяние льда.

Экспедиция на «Заре» наблюдала прибрежную пыль в расстоянии до 50 км от ближайшего берега. В § 52 уже отмечалось, что во время экспедиции на «Садко» 1935 г. неоднократно встречались льдины, как будто бы посыпанные красноватым порошком, который при рассмотрении под микроскопом оказывался состоящим наполовину из диатомей дискообразной формы с мелкой сеткой и наполовину из мелких минеральных частиц (зерна кварца и т. д.).

В том же параграфе отмечался характерный процесс подъема во льду из нижних горизонтов в верхние включенных в лед инородных тел.

Инородные частицы, вкрапленные в лед, с одной стороны, уменьшают его отражательную способность и, с другой стороны, являются центрами, вокруг которых сосредоточивается таяние льда.

Однако даже совершенно чистый и покрытый чистым снегом лед, так как некоторая часть лучистой энергии в него все-таки проходит и им поглощается, в конце концов поддается ее действию. Понятно, что при этом в первую очередь действию лучистой энергии поддаются поверхностные снежинки, которые растапливаются и сплавляются друг с другом в плотную массу, обладающую большой отражательной способностью. Снежная поверхность при этом принимает ослепительно белый цвет, вызывающий ранней весной в полярных странах острое воспаление оболочек глаз, известное под названием «снежной слепоты».

Горизонт в это время делается неясным, иногда наблюдается сильная рефракция и, если небо прикрыто тонким слоем облаков, то вся атмосфера как бы наполняется особым серебристым светом, напоминающим свет, отраженный полированной серебряной пластинкой.

Несмотря на то, что ранней весной в южных частях Северного полярного бассейна температура воздуха днем не подымается выше —10°, а ночью, вследствие излучения, опускается нередко ниже —30°, на склонах льдин, обращенных к югу, появляются первые жидкие капли ледяного рассола, и острые края льдин начинают оплавляться и округляться.

При дальнейшем повышении температуры воздуха и увеличении солнечной радиации поверхностный слой снега пропитывается водой, и его поглощающая способность увеличивается.

Каждый раз, в случае внезапного похолодания, на поверхности снега образуется ледяная корка и эта корка имеет большое значение для дальнейшего таяния. Действительно, как мы видели в § 52, даже очень тонкие ледяные пластинки совершенно не пропускают длинноволновых лучей излучения. Отсюда, после первичного или повторного образования на покрывающем лед снеге ледяной корки, входящая в лед лучистая энергия поглощается, превращается в теплоту, но излучиться обратно в атмосферу, благодаря парниковому эффекту ледяной корки, уже не может.

Таким образом в снеге и во льду происходит постепенное накопление тепла, сказывающееся в повышении температуры во всей освещенной части льда. В самой толще льда это тепло поглощается в первую очередь не самими кристаллами льда, а посторонними включениями. Этим объясняется, как мы видели, факт, что образовавшийся в спокойной обстановке прудовой лед при таянии принимает характерный сотообразный вид и что всякий лед, в том числе и соленый морской, в момент окончательного разрушения распадается на отдельные длинные иглы, представляющие собою остатки кристаллов.

С течением времени на поверхности льда образуются небольшие пруды талой снежной воды — с н е ж н и ц ы, размеры которых продолжают увеличиваться даже при случайных заморозках, благодаря защитному действию немедленно создающейся в таких случаях на их поверхности ледяной корки.







Явление это, отмеченное впервые Нансеном, наблюдалось и специально исследовалось. Как оказалось, пресный подледный лед, образующийся в результате соприкосновения стекающей пресной снежной воды с холодной морской водой, температура которой —  $1^{\circ}.2$ , —  $1^{\circ}.5$ , представляет собой лед грубо-кристаллической формы и достигает иногда 10—15 см толщины.

Явление это проверялось в лаборатории. Кусок льда толщиной около 5 см помещался в раствор поваренной соли с температурой около  $-5^{\circ}$ . Далее через сквозное вертикальное отверстие в куске льда подливалась окрашенная фуксином пресная вода. Стекая под лед и соприкасаясь с холодным рассолом, пресная вода образовывала кристаллический ледяной слой, плотно соединенный с нижней поверхностью льда. Таким образом вид и строение подледного пресного льда в лаборатории в точности воспроизводили явления, наблюдающиеся в природе.

Подледный пресный лед имеет ясное кристаллическое строение из некрепко соединенных крупных кристаллов. Нижняя его поверхность очень направилена и шероховата и под ней обычно расположен слой ледяной каши из слабо соединенных ледяных кристаллов.

В отдельных случаях наблюдалось обратное расположение: тонкий слой подледного пресного льда отделялся от нижней поверхности морского льда слоем ледяной каши. Повидимому, подледный лед не распространяется под всей поверхностью льдов, а представляет местное явление и скопляется под льдом в районах стекания под лед снежной воды и держится сравнительно недолго — от 5 до 10 дней.

После стекания пресной воды под лед и обсыхания льда, вследствие его поднятия над уровнем моря, процессы таяния попрежнему идут интенсивнее всего у краев льда, соприкасающихся с озерами пресной и соленой воды, и на южных склонах отдельных ледяных нагромождений.

В водоемах на льду, где происходит интенсивная аккумуляция солнечного тепла, таяние льдов от соприкосновения с более теплой водой ускоряется ее непрерывным движением, вызываемым, с одной стороны, ветром и, с другой стороны, неравномерным нагреванием и охлаждением.

Для того, чтобы яснее представить движения в воде, соприкасающейся с тающим льдом, предположим, что отдельная льдина плавает в воде. Каждая частица воды, соприкасающаяся со льдом, охлаждается и, если вода соленая, несколько опресняется смешением с талой водой. В результате охлаждения и опреснения плотность воды, в зависимости от ее солености, или уменьшается, или увеличивается. Кроме того, при этом возможны явления «уплотнения при смешивании» (см. § 10).

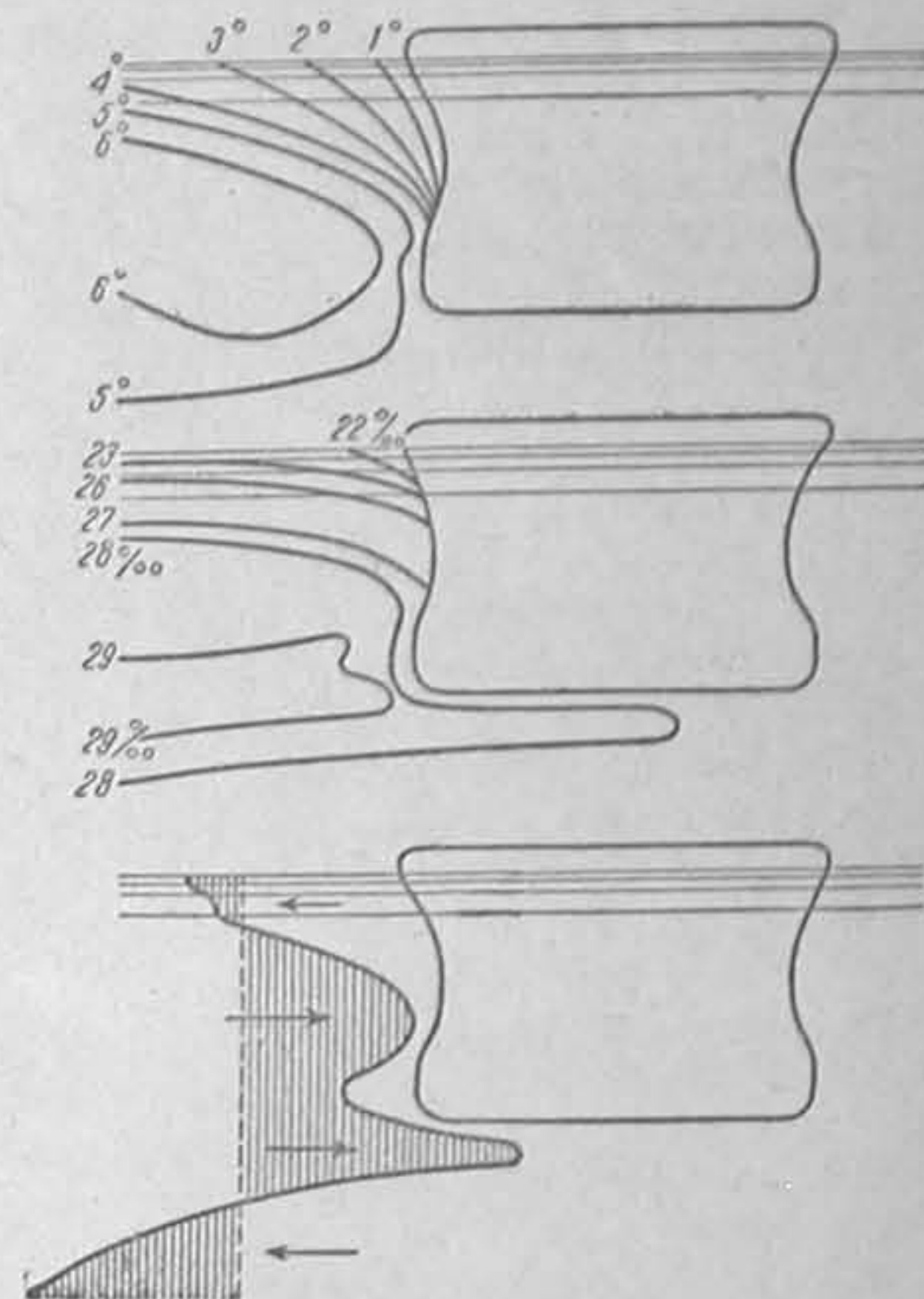
Но так как для того, чтобы растопить 1 г чистого льда, необходимо 80 г-кал, то, следовательно, 80 г морской воды должны охладиться на один градус, в то время как их соленость уменьшится прибавлением только 1 г пресной воды, т. е. приблизительно на одну восьмидесятую.

Учитывая, что температура прилегающей ко льду воды только в редких случаях будет больше  $4^{\circ}$  и что соленость этой воды или равна нулю (пресные водоемы) или значительна (соленые, сообщающиеся с морем водоемы), мы можем допустить, что в первом случае плотность прилегающих ко льду слоев воды будет уменьшаться, а во втором — увеличиваться. В обоих случаях, хотя и в обратном направлении, около льда всегда возникает циркуляция, показанная на рис. 157 стрелками. Таким образом, каждая плавающая в воде глыба льда является своего рода самодействующим насосом, который подводит к льдине все новые и новые массы воды и тем самым ускоряет процесс таяния. Вследствие этого процесса над краями каждой льдины образуются карнизы льда, с течением времени обламывающиеся и падающие в воду.

Одновременно с началом ветра к этому тепловому эффекту воды прибавляется эффект механического ее воздействия, возникающего под влиянием ветра, волнения и течений. Волнение еще больше размывает края водоема, а течение ускоряет циркуляцию и перегоняет с места на место отдельные куски льда, сталкивая их друг с другом и ударяя о кромку льда. Циркуляция, возбуждаемая ветром в полыньях и водоемах, в которых плавают различные по форме и величине куски льда, может быть иногда очень сложной. Неоднократно наблюдалось, как с возникновением ветра в отдельных полыньях в первую очередь начинали двигаться по ветру малые льдины (меньшая инерция). Затем, когда приходили в движение по ветру более крупные льдины, малые льдины начинали компенсационными течениями увлекаться против ветра. Это явление продолжалось до тех пор, пока все льдины данной полыни не оказывались прибитыми к подветренному ее краю.

С течением времени все большее и большее число проталин становится сквозными. В отдельных случаях дно водоемов толщиной 10—20 см оказывается покрытым столь большим количеством сквозных проталин, что становится похожим на ложки для снятия пены. В конце концов достаточно небольшого внешнего усилия для того, чтобы разломать ледяное поле по наиболее слабым его частям. В дальнейшем отдельные глыбы льда округляют свои изломанные и далеко выступающие в сторону подводные части, и льдина принимает характерный для периода таяния вид: выдающийся над водой карниз и значительно более выдающийся под водой подсов или таран.

Одновременно с таянием частей льда, непосредственно прилегающих к водоемам на льду и соприкасающихся с начинающей теплеть морской водой, процесс таяния захватывает и верхние части льда. Прежде всего здесь подвергаются разрушению поверхности льдин, наклоненные к югу. Интенсивность нагрева прямой солнечной радиацией прямо пропорциональна синусу угла падения солнечных лучей, и вертикальные стенки льдин в полярных условиях нагреваются значительно сильнее, чем горизонтальные. Поэтому с самого появления солнца над горизонтом, даже при очень низких еще температурах воздуха, у обращенных к югу нависших над ровным льдом нагромождений появляются ледяные сталактиты и сосульки. Далее, именно у выступающих над ровными полями торосов, ропаков и стамух за зиму



157. Явления при таянии пресного льда в теплой морской воде. Верхний рисунок — распределение температур. Средний рисунок — распределение солености. Нижний рисунок — циркуляция, возбуждаемая в воде, соприкасающейся со льдом, по лабораторным опытам Петтерсона и Сандстрема.



образуются наибольшие скопления снега, дающие начало образованию громадных масс снежной воды. Эти воды действуют разрушительно на наиболее крутые и выступающие склоны и в то же время, проникая в наиболее укрытые части торосов, постепенно их цементируют. Постепенно угловатая и изрезанная форма восторженных полей исчезает и сменяется плавными очертаниями отдельных холмов (форма «бараньих лбов» с более обрывистой частью к северу), между которыми разбросаны озера талой воды. В зависимости от района своего образования и температур лета эти торосистые образования или разламываются, так же как и поля ровного льда, или же переживают лето и переходят в класс многолетних льдов.

Разрушение и таяние льдов особенно усиливаются, когда температура воздуха, постепенно повышаясь, подымается выше нуля градусов. Тогда начинается усиленное поглощение льдом тепла из атмосферы. Это тепло может быть или адвективным (принесенным из других районов моря или суши) или местным. Действительно, с самого начала образования водоемов на поверхности льдов солнечное тепло, падающее на их поверхность, тратится частично на нагревание снежных водоемов и частично на испарение. Воздух, насыщенный влагой при этом испарении, проносясь над сравнительно холодной поверхностью льдов, конденсирует влагу и освобождает теплоту конденсации, что вызывает образование тумана и конденсацию влаги на поверхности снега. Последний при этом уплотняется и «ссыдается». Понятно, что этот процесс тем сильнее, чем больше поверхность воды по сравнению с поверхностью льдов.

Замечено, что в окраинных морях советского сектора Арктики осадки (в жидкой фазе) в летнее время превышают испарение. Даже в таком море, как Чукотское, по наблюдениям П и о т р о в и ч а на «Красине» в 1935 г., за 15 дней июля это превышение было на 37.7 мм, за 24 дня в августе — на 11.7 мм и за 7 дней сентября — на 12 мм. Чем западнее, чем ближе к теплым водам Атлантического океана, тем больше количество жидких осадков, выпадающих на поверхность льдов, и, как известно, летом 1937 г. на станции «Северный полюс» не раз отмечались сильные дожди.

Понятно, что одновременно с уплотнением, повышением температуры и увлажнением снега, покрывающего льды, идет и увеличение его способности поглощать солнечную радиацию.

Также одновременно с таянием снега идет энергичное опреснение наиболее возвышающихся частей льдин. Пресная снежная вода, стекая по капиллярам льда, сначала замерзает и сама себе закупоривает выходы, но в то же время, благодаря расширению при замерзании, она вызывает образование трещин в прилегающих частях льда. При дальнейшем повышении температуры замерзание талой воды в трещинах прекращается и начинается энергичное вымывание этой талой водой рассола из солевых ячеек льда. Таким образом с течением времени завершается опреснение всех выступающих над водой частей морского льда.

Как уже указывалось, таяние льдов начинается прежде всего в загрязненных его частях, как способных наиболее сильно поглощать солнечную радиацию. Кроме того, чем солонее лед, тем больше его способность поглощать солнечное тепло. Мы видели, что, как правило, наибольшей соленостью обладает лед термических и динамических трещин, образующихся после установления сплошного ледяного покрова при низких температурах воздуха. Естественно, что лед этих трещин представляется наиболее слабым, тает прежде всего и, таким образом, динамические и термические трещины, образовавшиеся во время зимы, являются естественными линиями разлома льдов в весеннее время.

После разламывания ледяных полей начинаются движения отдельных льдин, различных по направлению и скорости, в результате которых края льдин обламываются и округляются. Одновременно идет непрерывное увеличение углубления, окаймляющего льдину по ватерлинии, и возникновение и обламывание карнизов и подсовов, чем уменьшаются горизонтальные размеры льдины, а также непрерывное обтаивание надводной и подводной частей льдины.

С течением времени площадь чистой воды в данном районе моря увеличивается все более и более и одновременно увеличивается роль ветра и волнения в разрушении льдов. Эффект ветра и волнения сказывается самым различным образом: в смачивании при всплесках верхних слоев льдины и усилении, таким образом, ее способности поглощать солнечную радиацию, в вымывании гротов и сводов по ее ватерлинии и, наконец, в разламывании льдин на отдельные куски.

Наибольший разрушительный эффект волнения получается при ветре с открытого моря на сбившиеся у подветренного берега льды. У кромки при этом получают сильные явления прибой, массы воды выбрасываются на лед и, кроме того, льдины, приходят в вертикальные относительно друг друга движения, сопровождающиеся разломом и искривлением отдельных льдин. Таким образом нажимные ветры с открытого моря при низких температурах воздуха создают очень быстрое нарастание льдов, но при высоких, наоборот, быстрое их разрушение. Это явление при ветрах с моря усугубляется еще тем, что одновременно над поверхностью льдов проносятся большие массы влажного и теплого воздуха, разъедающего льды конденсацией влаги.

С переменой направления ветра на обратное от кромки льдов отрываются скопившиеся здесь льдины и отдельными полосами выносятся в открытое море. Здесь разрушение отдельных льдин волнением идет особенно интенсивно. В первую очередь уничтожается верхний слой льда, льдина неоднократно переворачивается и уменьшается в размерах. Как последнюю свою форму отдельные льдины принимают вид ледяных уток и ледяных лилий, которые при дальнейшем разрушении переходят в комки ледяного сала, распадающиеся в конце концов на ледяные иглы, которые являются начальной и последней стадией морского соленого льда.

Только куски многолетних льдов, совершенно пресных и однородных по структуре, постепенно уменьшаются в размерах без распада на иглы. Мелкие плоские и округленные остатки таких льдин плавают почти полностью погруженными в воду и представляются совершенно черными.

Таким образом таяние морских льдов в полярных условиях можно разделить на следующие фазы ослабления и разрушения:

1. Первой стадией таяния льда надо считать внутренние деформации, начинающиеся в морском льду немедленно после того, как его температуры, достигнув своего минимума, начинают под влиянием тех или иных факторов повышаться. Эти внутренние деформации сопровождаются нисходящим движением рассола и увеличением пористости льда.

2. С появлением солнца над горизонтом начинается образование на поверхности снега блестящей серебристой корки, сильно отражающей свет и сопровождающейся многими характерными явлениями в атмосфере: серебристое сияние облаков, рефракция и т. д. Одновременно под ледяной коркой начинается накопление тепла солнечной радиации.

3. При дальнейшем увеличении высоты солнца над горизонтом и создании суточного хода температуры воздуха начинается уплотнение снежного пок-



рова, оплавление резких выступающих частей льдин и развитие термических трещин, ослабляющих лед.

4. Следующей стадией таяния является образование на поверхности льда водоемов снежной воды, при заморозках покрывающихся тонкой коркой льда, предохраняющей воду от дальнейшего охлаждения. Одновременно идет смывание инородных включений снега и льда в наиболее глубокие впадины водоемов, опреснение возвышенных частей льда вымыванием талой водой рассола из солевых ячеек и округление очертаний торосов.

5. После того как отдельные углубления в снежных водоемах, в которых скоплены инородные включения и которые поэтому становятся центрами поглощения лучистой энергии, протаивают насквозь, начинается стадия ухода снежной воды под лед с последующим образованием подледного льда, всплытия и осушения морского льда. Этой стадией заканчивается ослабление морских льдов.

6. Первой стадией разрушения льдов является разлом под влиянием внешних усилий протаявших полей льда по линиям наименьшего сопротивления на более или менее крупные части. Одновременно начинаются первые подвижки льдов, благодаря которым идет увеличение трещин за счет торошения соприкасающихся частей. При торошении отдельные льдины из-за высокой их температуры уже не спаиваются в одно целое. С увеличением трещин амплитуда подвижек льда прогрессивно увеличивается.

7. Второй стадией является округление разломавшихся образований и интенсивное увеличение углублений, опоясывающих по ватерлинии отдельные глыбы льда, а также образование ледяных карнизов и подсонов. Эта стадия связана с поступательным и вращательным движением льдов. В частности, принай, как таковой, перестает существовать и отдельные льдины переходят в класс пловучих льдов.

8. Следующей стадией разрушения является постепенное уменьшение вертикальных и горизонтальных размеров льдин. Одновременно идет сокращение общей площади льдов путем торошения при столкновении отдельных полей и льдин друг с другом.

9. Последней стадией разрушения является распад льдов на отдельные льдины: ледяные иглы или округлые однородные по строению ледышки.

Понятно, что в зависимости от широты и климатических условий таяние льдов начинается в разных районах в разные сроки: в общем, чем севернее, тем позже. В связи с этим к началу зимнего охлаждения льды могут пройти только некоторые фазы таяния.

Так, например, из наблюдений станции «Северный полюс» известно, что ледяное поле, на котором была устроена эта станция, за лето 1937 г. прошла через фазу образования озер талой воды на его поверхности. Это, по видимому, является характерным для льдов центральной части Арктики и служит объяснением, почему поверхность многолетних ледяных полей в центре Арктики является настолько ровной, что допускает посадку и взлет тяжелых самолетов, как это было сделано экспедицией Шмидта при устройстве дрейфующей станции в районе Северного полюса в мае — июне 1937 г. Действительно, на этом поле отдельные неровности (ропаки и торосы) за лето сгладились, а после того как водоемы вновь замерзли, поверхность поля стала более ровной, чем была в начале лета.

Из перечисленных фаз решающими при таянии являются: появление на ледяных полях первых водоемов, разламывание крупных ледяных полей на более мелкие и первые подвижки льда.

Чем раньше проходят эти явления в том или ином районе моря, тем раньше при прочих равных условиях происходит полное его очищение ото

льда или во всяком случае уменьшение площади льдов, достаточное для возможности мореплавания. Значимость именно этих фаз определяется уже неоднократно подчеркнутым фактом, что в то время как лед и снег являются наиболее совершенными отражателями лучистой энергии, вода является весьма совершенным ее поглотителем.

По приблизительным подсчетам за светлое время года под 70° ш. до поверхности моря доходит около 30 ккал прямой и рассеянной солнечной радиации (считая на 1 см<sup>2</sup> и принимая во внимание облачность и прозрачность атмосферы). Под 80° ш. количество дошедшего до поверхности моря тепла в среднем уменьшается до 20 ккал. Этого количества тепла достаточно для того, чтобы растопить в этих районах от 2.5 до 4 м льда. Этого же тепла достаточно для соответственного нагревания столба воды высотой 200 м на 1° 5'—1° 0'.

Значение Шпицбергенского и Нордкапского течений, вод сибирских рек и вод Берингова пролива заключается не только в том, что этими течениями в Северный полярный бассейн вносятся громадные количества тепла, накопленного в более южных широтах, но также и в том, что создаваемые ими к началу весны в самом Северном полярном бассейне свободные от льда поверхности моря являются аккумуляторами тепла.

В таблице 204 приводятся температурные наблюдения «Дальневосточника» 17 августа 1932 г. в Чукотском море на 67° 36' с. ш. и 166° 27' з. д.

Таблица 204

Глубина (в м) . . . . .	0	5	10	15	20	25	30	40	50
Температура . . . . .	9.9	9.9	8.7	5.5	4.5	4.6	4.8	4.7	4.8

Средняя температура этой станции до глубины 40 м равна 6° 3'.

На три дня раньше средняя температура до той же глубины наиболее теплой станции в Беринговом проливе была около 5°. Это одно доказывает, что высокие температуры приведенной станции являются результатом местного прогрева.

Еще более разительны наблюдения «Персея» (табл. 205) 5 сентября 1934 г. в Трауренберг-Бей (79° 58' с. ш., 16° 48' в. д.).

Таблица 205

Глубина (в м) . . . . .	0	10	25	50	64
Температура . . . . .	4.9	5.1	5.0	4.2	4.2
Соленость в ‰ . . . . .	32.7	33.9	34.0	34.5	34.5

Эта станция подводными порогами изолирована от вод Шпицбергенского течения, проникающего в район к северу от Шпицбергена, и ее высокие температуры создались на месте в результате поглощения солнечной радиации и тепла из воздуха.

Если считать, что на этой станции минимальная температура воды зимой достигает температуры замерзания, то оказывается, что за летнее время каждым см<sup>2</sup> этой станции было поглощено 40 ккал., что, принимая во внимание местные условия, создающие малую облачность и большую прозрачность атмосферы в летнее время, является величиной вполне возможной.

Эти примеры показывают, насколько значителен может быть прогрев поверхностных вод в ледовых районах высоких широт при условии отсутствия льдов, и заставляют с особой осторожностью относиться к выводам о проникновении в полярные районы теплых течений — выводам, основанным только на рассмотрении поверхностных температур. Высокие темпера-



туры поверхностных вод здесь в большинстве случаев служат лишь показателем раннего очищения моря ото льда.

Таким образом при более или менее сплошном ледовом покрове лед тает главным образом сверху и, как показывают подсчеты и непосредственные наблюдения, за полярное лето толщина льда уменьшается на 0.5—1.5 м.

Чем больше чистой воды между льдами, тем больше таяние льда в его подводной части. В этом отношении в узких проливах играют особую роль морские течения, омывающие лед снизу. Ледообразование здесь, как и всюду, начинается от берегов и постепенно распространяется к середине пролива. Срединная часть проливов с быстрыми течениями обычно очень долго не замерзает даже при низких температурах воздуха, так как образующиеся на поверхности открытой части пролива частицы льда турбулентными движениями заносятся под уже образовавшийся у берегов лед и здесь прилипают. В результате к весне в срединной части пролива лед наиболее тонок и вскрывается рано. С другой стороны, мы видели, что таяние у берегов также идет сравнительно быстро. Таким образом после вскрытия ледовый покров пролива естественно распадается на две параллельных оси пролива полосы.

Таблица 206

Дата	Толщина льда в см		Температура воздуха		Температура воды подо льдом
	Лунка 1	Лунка 2	Средн.	Максим.	
8 июня	140	100	—0.6	0.3	—1.6
9 »	140	100	—0.4	0.1	—1.5
10 »	150	110	—0.6	2.2	—1.5
11 »	150	110	1.8	2.8	—1.4
12 »	160	130	0.4	3.4	—0.7
13 »	160	130	1.3	2.2	—0.4
14 »	160	100	0.3	1.5	0.1
15 »	160	100	0.8	2.6	0.0
16 »	160	80	3.1	6.4	0.1
17 »	160	78	0.6	5.6	0.2
18 »	158	78	1.2	2.2	0.2
19 »	150	72	3.9	10.4	0.5
20 »	148	63	7.2	11.5	0.4
21 »	138	50	1.7	3.1	0.3
22 »	137	48	1.5	2.6	0.2
23 »	132	45	1.4	5.0	0.4
24 »	123	37	2.3	3.4	0.5
25 »	123	33	2.2	3.3	0.5
26 »	110	30	2.9	3.9	0.5
27 »	100	20	3.5	7.1	0.4
28 »	Лед взломало		0.5	1.7	0.6

В табл. 206 показано изменение толщины припая в период таяния в Югорском Шаре у Хабарово по наблюдениям Д а н и л к о в 1935 году.

Из этой таблицы видно, во-первых, весеннее нарастание льда при сравнительно высоких температурах воздуха, но низких температурах воды и, во-вторых, быстрое уменьшение толщины льда под совокупным действием температур воздуха и воды. Так, за 10 дней с 18 по 28 июня толщина льда в обеих лунках уменьшилась на 60 см.

В следующей табл. 207 даны по Арнольду - Алябьеву длины пути в милях во льдах Финского залива от Ленинграда до кромки льдов за 1921—31 гг.

Таблица 207

Календарные сроки	Минимум	Максимум	Среднее	1923/24
С появления льда до 15/XII	0	100	7—36	25
С 15/XII до 15/I	18	240	36—104	30—65
С 15/I до 15/II	0	285	81—214	70—250
С 15/II до 1/IV	25	350	156—236	160—350
С 1/IV до 15/IV	25	265	189—236	250—190
С 15/IV до летней навигации	—	225	139	190—135
Открытие летней навигации	27/IV	1/VI	13/V	13/V
Заккрытие летней навигации	13/XI	1/II	9/XII	25/XII

В последнем столбце этой таблицы помещены подробные данные для зимы 1923—24 г. Обращает на себя внимание явление, вообще характерное для периода таяния, как в отношении мощности, так и в отношении общей площади ледового покрова, именно: долгое накопление толщины льда и его площади в зимнее время и быстрое уменьшение льда в период таяния.

В каждом районе моря можно выделить участки, в которых раньше всего начинается ледообразование, и участки, где море раньше всего вскрывается ото льда. От этих участков, как из центров, ледообразование и вскрытие распространяются во все стороны.

Положение этих центров замерзания и вскрытия определяется многими физико-географическими факторами.

При прочих равных условиях замерзание начинается раньше всего в более высокой широте, на мелководьях и в распресненных районах (напр. на предустьевых пространствах). Вскрытие начинается в более южных районах, у берегов и опять-таки в устьях рек.

На рис. 158 и 159 показаны составленные Карелиным карты изохрон замерзания и вскрытия моря у побережий советской Арктики в зиму 1934—1935 г.

На рис. 160 показано по Карелину нормальное расположение центров замерзания и вскрытия на побережьях советской Арктики и направления распространения соответствующих волн (белые стрелки — замерзания и черные — вскрытия) вдоль побережья. Как видно из этой карты, центрами замерзания являются: Маточкин Шар, Байдарацкая губа, устье Оби и Енисея, м. Челюскин, устье Хатанги, устье Лены и Колымы. Центрами вскрытия являются: Байдарацкая губа, устье Оби и Енисея, Хатанги, Лены и Колымы и Берингов пролив.

В отдельных случаях в мелководных районах преимущественное ледообразование и таяние может быть связано с другими факторами.

Так, например, весной в Каспийском море у о. Долгий наблюдалось, что в районе водорослей (хара) и над сероводородными илами лед либо совсем растаял, либо доживал последние дни. В то же время на соседних







3. Площади, занимаемые льдами, а также горизонтальные размеры отдельных льдин подвержены сезонным и вековым изменениям и потому движение льдов, определяемое морскими течениями, подобно движению льда в реках, в зависимости от местных условий может испытывать перемены (ледостав, заторы и т. п.) и идти скачками.

Обычно скорость морских течений постепенно уменьшается с глубиной. Поэтому, чем больше осадка льда, тем медленнее его движение по сравнению с движением поверхностных вод. Таким образом, глубоко сидящие айсберги и несяки обычно движутся медленнее окружающих их разрозненных обломков ледяных полей, и со стороны иногда кажется, что они совсем без движения и как бы стоят на мели<sup>1</sup>. Благодаря тому же у оконечностей отдельных айсбергов очень часто можно наблюдать буруны.

Так как в отдельных случаях скорости глубинных течений могут значительно отличаться не только по скорости, но и по направлению от поверхностных течений и даже быть противоположного направления, то иногда можно наблюдать, как айсберги и несяки плывут поперек или даже против течения.

Большие по горизонтальным размерам ледяные образования могут попадать одновременно в два отличающихся друг от друга по скорости и направлению поверхностных течения. В таких случаях лед, помимо поступательного, приобретает еще и вращательное движение. Это явление особенно характерно для сравнительно узких проливов с ярко выраженными приливо-отливными явлениями, где обычно течения сменяются не одновременно по всей ширине пролива и образуют множество завихрений и водоворотов. Вращаясь, льды постоянно наблюдаются в Датском проливе, в проливе Хинлопен, в проливах Земли Франца-Иосифа, в Горле Белого моря и в других проливах.

Влияние того обстоятельства, что циркуляция водных масс включает в себе как горизонтальные, так и вертикальные передвижения, в то время, как льды могут двигаться только в горизонтальном направлении, вызывает то, что везде, где только мы имеем точки или линии схождения морских течений, в которых происходит опускание поверхностных слоев воды, наблюдаются скопления льдов. Наоборот, в точках или на линиях расхождения морских течений мы наблюдаем разрежения морских льдов и образование полыней. Это явление может быть постоянным, периодическим и временным.

Так как всякое движение под влиянием силы Кориолиса отклоняется в северном полушарии вправо и в южном полушарии влево, то всякое течение, омывающее в северном полушарии правый берег, несет лед к берегу и вызывает здесь скопления льдов и сжатия и, наоборот, течение, омывающее левый берег, относит льды от берега и образует у последнего разрежения льдов и полыни.

В открытых частях моря, благодаря той же силе Кориолиса в центре антициклонических течений, где происходит опускание водных масс, образуются скопления и сжатия льдов. В центре циклонических течений, наиболее обычных для северного полушария, мы наблюдаем разреженные льды, а на периферии сплоченные.

Области погружения и поднятия водных масс, вызывающие, как следствие, соответственно скопления и разрежения льдов, образуются, как мы видели, также по линиям соприкосновения противоположно направленных морских течений. Первые получаются при схождении этих течений, а вторые при расхождении.

<sup>1</sup> Как увидим ниже, глубоко сидящие айсберги медленно воспринимают действие ветра. Поэтому малые суда при свежем и противном ветре очень часто укрываются у подветренной стороны больших айсбергов с расчетом на медленный их дрейф.

Весьма характерные явления в движении и распределении льдов наблюдаются в связи с приливо-отливными явлениями.

Пусть на рис. 161 представлен профиль приливной волны, распространяющейся, если смотреть на рисунок, вправо. В общем случае на гребне волны (полная вода) мы будем иметь максимальную скорость приливного течения, направленного в ту же сторону, что и распространение приливной волны, и у подошвы (малая вода) — максимальную скорость отливного течения, направленного в обратную сторону.

Понятно, что в точке *a*, где происходит смена приливного течения на отливное, течения расходятся, глубинные слои подводятся к поверхности моря и льды соответственно разрежаются. В точке *b*, наоборот, течения сходятся, глубинные слои опускаются книзу и льды сжимаются. Так как при полусуточных приливах в продолжении лунных суток случаются две полных и две малых воды, то, следовательно, в каждой точке моря два раза в сутки повторяются сжатия и два раза в сутки разрежения льдов. Это обстоятельство широко используется при плавании во льдах.



161. Схема образования приливо-отливных сжатий и разрежений льдов.

Указанная простая схема распределения колебания уровней и скоростей приливо-отливных течений в природе обычно, особенно вблизи берегов, сильно искажается местными условиями. В частности, моменты наступления полных и малых вод, как правило, не совпадают с моментами максимальных приливных и отливных течений. Не совпадают также моменты полных вод с моментами верхней и нижней кульминации Луны, приливообразующая сила которой главным образом и определяет явления прилива.

Средний промежуток времени между верхней кульминацией Луны и последующей полной водой (при условии, что Солнце и Луна находятся приблизительно на одной линии с Землей и при средних расстояниях этих светил от земли), или средний лунный промежуток, называют **прикладным часом**. Зная прикладной час какого-нибудь порта и выбирая из Астрономического календаря время кульминации Луны на меридиане порта в данный день, нетрудно предвычислить момент полной воды в этом порту в любой день наперед.

По аналогии следовало бы ввести термин **ледяной час**, под которым надо понимать средний промежуток времени между верхней кульминацией Луны и ближайшим последующим сжатием льдов в данной точке моря. Понятно, что, подобно тому как прикладной час для каждого порта определяется из наблюдений и с тем большей точностью, чем длиннее ряд наблюдений, так и для определения ледяного часа необходимы соответствующие наблюдения<sup>1</sup>. После того как ледяной час в ряде точек исследуемого района определен, можно будет нанести линии одновременного приливного сжатия в данном районе, что можно будет использовать для прокладки курсов и расчета времени при плавании во льдах.

Приливо-отливные разрежения и сжатия льдов, понятно, особенно характерны для узких проливов с изрезанными берегами и рельефом дна и большими скоростями приливо-отливных течений. Здесь, благодаря перио-

<sup>1</sup> Сжатия и разрежения льдов вызываются, как мы видели, не только приливо-отливными явлениями. Это обстоятельство надо учитывать при определении ледяного часа.



дичности течений и создающимся большим градиентам скорости, можно встретить на небольшом расстоянии друг от друга движения вод, самые разнообразные по характеру: прямолинейно-противоположные, циклонические и антициклонические и соответственно поднятия и опускания глубинных вод. Везде, где по тем или другим причинам наблюдается подъем глубинных масс кверху, наблюдаются полыньи или во всяком случае разрежения льдов, и везде там, где, наоборот, поверхностные слои опускаются, наблюдаются скопления льдов. При смене прилива на отлив картина в некоторых районах данной узкости может смениться на обратную, но в некоторых местах остается постоянной и характерной для данного района.

Явления периодичности в движении морских льдов, влекомых морскими течениями, определяются, прежде всего, периодическими изменениями силы и направления самих морских течений. Однако на эту периодичность накладываются сезонные изменения в количестве льдов и пространствах чистой воды между отдельными льдинами.

Зимой отдельные льдины и поля смерзаются друг с другом и увеличивают свои размеры. В пространствах чистой воды появляется новый лед и этим движение льдов также замедляется. Кроме того, пловучие льды нередко примерзают к припаю и становятся неподвижным льдом до тех пор, пока их не взломает сильным ветром.

Весной льды, начиная с наиболее южных районов, постепенно вскрываются и приходят в движение.

Чем разрозненнее становятся льды, тем быстрее становится их движение. Таким образом движение льдов, связанное с морскими течениями, напоминает движение льдов во время ледохода.

Но так же, как во время ледохода, иногда глубоко сидящие в воде ледовые образования притыкаются к берегу и к подводным мелям и тогда движение льдов на большем или меньшем пространстве приостанавливается и образуются своего рода ледяные заторы до тех пор, пока продолжающимся разрушением льдов и усилением напора льдов сверху по течению эти заторы не взломает.

Значительно сложнее сказывается на движении льдов влияние ветра, и здесь приходится отдельно рассматривать три характерных случая:

- 1 ветровое движение сплоченного ледяного покрова,
- 2 » » отдельной льдины,
- 3 » » разрозненных льдов.

В первом случае ветер, оказывая давление на ледяной покров, вызывает его движение. В свою очередь движение ледяного покрова, благодаря трению, вызывает в расположенных под ним водных массах дрейфовое течение, подчиняющееся тем же законам распределения скорости и направления течения, что и течение, вызванное непосредственным действием ветра. Таким образом движение сплошного ледяного покрова определяется давлением на лед ветра, силой Кориолиса и гидродинамическим сопротивлением движению льдов<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Для сообщения телу, плавающему в вязкой жидкости, определенной скорости нужно, во-первых, затратить некоторую работу на преодоление инерции как самого тела, так и самой жидкости и, во-вторых, нужно непрерывно затрачивать работу на поддержание этой скорости. Последняя работа и есть работа гидродинамического сопротивления. Эта работа в конечном итоге затрачивается на перемещение и на нагревание жидкости и, как уже указывалось, называется диссипацией энергии.

Если работу гидродинамического сопротивления, произведенную в единицу времени, разделить на скорость движения тела, то мы получим гидродинамическое сопротивление — величину, численно равную силе, поддерживающей скорость тела,

Во втором случае, кроме того, приходится считаться с ветровым течением, вызываемым непосредственным действием ветра на водную поверхность.

Понятно, что отдельное ледовое образование в ветровом течении, так же как и в каждом течении при отсутствии ветра, прежде всего движется по равнодействующей движения слоев, в которые оно погружено. В частности всякая льдина должна двигаться с меньшей скоростью и в северном полушарии отклоняться вправо больше, чем поверхностное ветровое течение. Чем больше осадка данной льдины, тем больше угол отклонения и тем меньше ее скорость. Если осадка больше глубины трения (§ 41), то ледяное образование будет отклоняться на 90° от направления ветра, вызвавшего течение, и на 45° вправо от направления поверхностного ветрового течения.

Но, кроме того, ветер, вызывающий ветровое течение, действует на надводную часть льдины непосредственно и этим вызывает дополнительное ее движение. Таким образом движение отдельной льдины складывается из движений: 1) под влиянием течения, вызванного ветром, и 2) под влиянием непосредственного давления ветра на надводную часть льдины (собственно ветровое движение льдины). Последнее, естественно, в сильнейшей степени зависит от формы льдины.

Что касается ветрового движения разрозненных льдов, то оно является промежуточным между первым и вторым случаями и, как увидим ниже, имеет свои особенности.

Систематические исследования движения больших ледяных полей под влиянием ветра начато Нансеном во время его дрейфа на «Фраме». Нансен обнаружил, что в Северном полярном бассейне ветровой коэффициент, определяемый формулой<sup>1</sup>

$$a = \frac{c}{w},$$

но не являющейся силой в физическом смысле этого слова, так как эта величина не имеет определенного направления.

Если рассматривать, например, движение корабля, то вся работа его машин при установившемся движении в конечном итоге уходит на диссипацию энергии. Отсюда гидродинамическое сопротивление движению корабля равно

$$w = \frac{D}{c},$$

где

$c$  — скорость корабля относительно неподвижных координат,  
 $D$  — диссипация энергии, рассчитанная по всему объему жидкости, захваченному всеми видами вертикальных и горизонтальных движений жидкости, возбуждаемых движением корабля.

Понятно, что в рассматриваемом случае гидродинамическое сопротивление пропорционально по направлению движущей силе, другими словами, противоположно движению корабля. Как установлено непосредственными наблюдениями и опытами, гидродинамическое сопротивление с достаточной точностью можно считать пропорциональным второй степени скорости.

<sup>1</sup> Если не считаться с силой Кориолиса, то давление ветра, вызывающее дрейф льдов и пропорциональное квадрату скорости ветра, при установившемся движении должно уравновешиваться гидродинамическим сопротивлением, пропорциональным второй степени скорости льдов (относительно неподвижных координат). Отсюда

$$mw^2 = nc^2,$$

где  $m$  и  $n$  — коэффициенты пропорциональности. Отсюда получаем:

$$a = \sqrt{\frac{m}{n}} = \frac{c}{w}.$$



где  $c$  — скорость движения льдов и  
 $w$  — скорость ветра,  
 изменялся в пределах от 0.0087 до 0.0255, а в среднем за трехлетний период  
 наблюдений был равен  $a = 0.0148$ .

Кроме того Нансеном было замечено, что направление движения льдов отклонялось вправо от направления ветра в пределах от 12 до 40°, а в среднем на 37°.5. Тогда же Нансен объяснил это явление влиянием силы Кориолиса, и это в дальнейшем дало повод Экману разработать теорию ветровых течений.

Так как конечная равнодействующая дрейфа «Фрама» отличалась от общей равнодействующей ветра за 3 года на 1° влево, а ветровой коэффициент за то же время оказался равным 0.0303, то Нансен естественно пришел к заключению, что, помимо ветрового дрейфа льдов, в центральной части Северного полярного бассейна с востока на запад, существует еще постоянное поверхностное течение в том же направлении.

Ветровое движение льдов в дальнейшем подробно изучалось Свердрупом, который для этой цели использовал, во-первых, свои собственные наблюдения над ветровым дрейфом льдов в Восточно-Сибирском море во время экспедиции на судне «Мод» (1922—1924 гг.) и, во-вторых, наблюдения Бреннеке в море Ведделля (1911—1912 гг.).

Свердруп считал, что при установившемся движении направление и скорость дрейфа сплоченных льдов определяются следующими силами:

1. Силой трения между воздухом и льдом, направленной вдоль ветра.
2. Силой Кориолиса, направленной перпендикулярно дрейфу и пропорциональной скорости дрейфа и массе льда.
3. Силой трения между льдом и водой.
4. Внутренним сопротивлением льдов, вызываемым столкновением отдельных двигающихся по-разному льдин. Свердруп предполагает, что эта сила пропорциональна дрейфу и действует в обратном дрейфу направлении.

Для решения задачи можно использовать следующие два приема.  
 Во-первых, можно рассматривать льды как тонкую пленку,двигающуюся вместе с поверхностными водами. При этом можно пренебречь массой льда, а следовательно, и кориолисовой силой, действующей на лед. В таком случае задача разрешается определением элементов дрейфового течения, вызываемого силой трения лед — вода. Эта сила может быть вычислена по скорости ветра, поскольку в установившемся движении три силы: трение воздух — лед, трение лед — вода и внутреннее сопротивление льдов должны уравновешиваться. Этот прием Свердруп использовал для анализа наблюдений Бреннеке (1911—1912 гг.) в море Ведделля над дрейфом тонких разрозненных льдов.

Во-вторых, можно пренебречь силой трения лед — вода, иначе — пренебречь массой слоя дрейфового течения. Этот прием Свердруп применил для анализа собственных наблюдений во время экспедиции на «Мод» (1922—1924 гг.) над дрейфом сплоченных и сравнительно мощных льдов Восточно-Сибирского моря. Здесь внутреннее сопротивление льдов велико. Оно уменьшает дрейф и делает незначительным трение лед — вода.

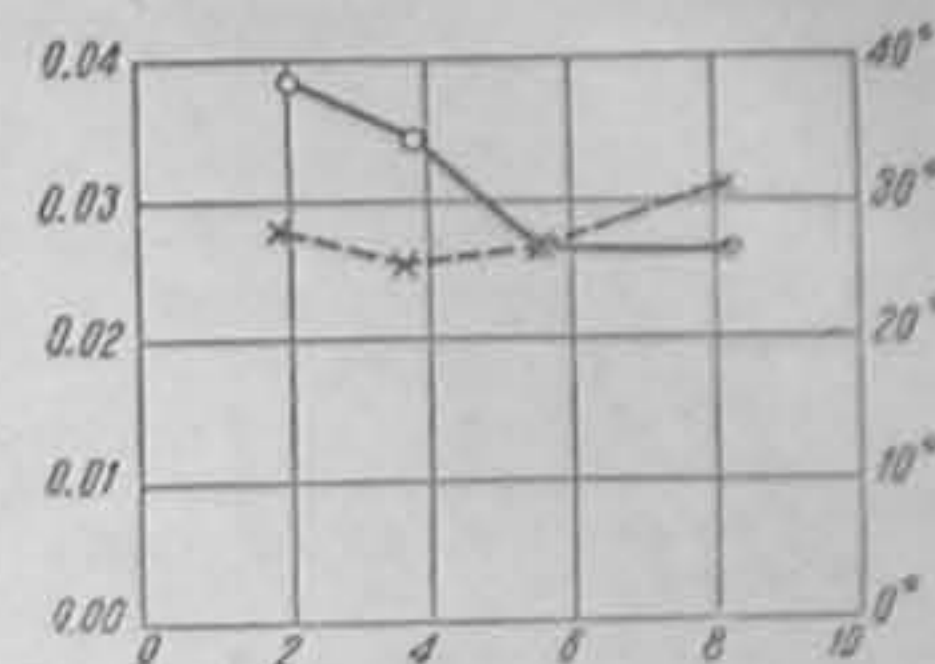
Свердруп ввел в рассмотрение внутреннее сопротивление льдов для объяснения того, что угол отклонения дрейфа льдов от направления ветра по наблюдениям меньше, чем это требуется теорией Экмана. Однако введение силы сопротивления должно было повлечь за собой одновременно и уменьшение скорости ветрового дрейфа или иначе ветрового коэффициента, что на самом деле противоречит наблюдениям.

На рис. 162 показаны результаты наблюдений Бреннеке над ветровым дрейфом сравнительно тонких (около метра) и разрозненных ледяных полей в море Ведделля. Эти наблюдения показывают зависимость ветрового коэффициента (пунктир) и угла отклонения (сплошная линия) от скорости ветра.

Из рисунка видно, что угол отклонения тем меньше, чем больше скорость ветра. Ветровой коэффициент с увеличением скорости ветра почти не меняется.

Отметим здесь также, что, по наблюдениям Бреннеке, ветровым движением льдов захватывался только очень тонкий слой подледной воды. Уже на глубине 2 м течение отклонялось на 19° от движения льда, а скорость его составляла лишь 58% от скорости льдов. На глубине 25 м ветровой дрейф был практически равен нулю.

В табл. 208 и 209 показаны средние ветровые коэффициенты в Восточно-Сибирском море по наблюдениям Свердрупа 1922—1924 гг.



162. Зависимость между скоростью ветра в м/сек (нижняя шкала), углом отклонения дрейфа льдов (правая шкала) и ветровым коэффициентом (левая шкала) в море Ведделля по наблюдениям Бреннеке.

Таблица 208

Зимние месяцы (с ноября по март)						
Толщина льда около 3.5 м						
Средняя скорость ветра	1.62	2.43	3.46	4.34	5.69	7.52
Ветровой коэффициент	0.0185	0.0143	0.0108	0.0154	0.0174	0.0229
Число наблюдений	19	35	21	14	12	5

Таблица 209

Летние месяцы (с июля по сентябрь)						
Толщина льда около 2 м						
Средняя скорость ветра	1.41	2.40	3.38	4.25	5.68	7.45
Ветровой коэффициент	0.0405	0.0289	0.0307	0.0181	0.0218	0.0378
Число наблюдений	11	9	17	6	4	2

Из этих таблиц видно, что ветровой коэффициент в июле — сентябре значительно больше, что объясняется, во-первых, большей неровностью верхних слоев льдов и меньшей их толщиной и, во-вторых, большей свободой движения льдов в летнее время, благодаря большому количеству полыней.

По Свердрупу, если взять только ветры достаточно продолжительные и обеспечивающие установившееся движение, то за время с 8 августа 1922 г. по 17 марта 1924 г. ветровой коэффициент колебался в пределах от 0.0108 до 0.0275, а угол отклонения — в пределах от 26° до 47°. Средние значения за весь период наблюдения оказались равными: ветровой коэффициент 0.0204 и угол отклонения дрейфа 37°.

Исходя из наблюдений Нансена, Свердрупа и других исследователей, для дрейфа более или менее сплоченных морских льдов считаются нормальными следующие величины:

$$a = 0.02$$

$$\alpha = 40^\circ.$$



Отклонения от этих величин иногда принимают за показатели или постоянных течений соответствующей скорости и направления, или же наличия препятствий (острова, подводные мели), изменяющих нормальный ветровой дрейф льдов.

Насколько плодотворны могут быть сопоставления направлений ветра и ветрового дрейфа ледяных полей, доказывает открытие острова Визе в северной части Карского моря.

Еще в 1924 г. Визе указал на некоторые особенности ветрового дрейфа судна «Св. Анна», зажатого в 1912 г. льдами у полуострова Я-мал и затем вынесенного вместе со льдами на север в Северный Ледовитый океан, где судно в дальнейшем бесследно пропало.

Рассматривая эти особенности в пределах дрейфа «Св. Анны» между  $77^{\circ}.5$  и  $80^{\circ}$  с. ш. и между  $72^{\circ}$  и  $78^{\circ}$  в. д., Визе пришел к заключению, что они могут быть объяснены присутствием между  $78^{\circ}$  и  $80^{\circ}$  с. ш. к востоку и недалеко от линии дрейфа «Св. Анны» суши. Экспедицией на «Седове» в 1930 г. такая суша действительно была обнаружена в виде острова, расположенного между  $79^{\circ}29'$  и  $79^{\circ}32'$  с. ш. и  $76^{\circ}46'$  и  $77^{\circ}20'$  в. д. Этот остров по справедливости был назван о. Визе.

Углубляя в дальнейшем этот анализ, Визе в 1931 г. обратил внимание, что если особенности дрейфа «Св. Анны» тогда, когда среднее положение судна было около  $79^{\circ}25'$  с. ш. и  $70^{\circ}$  в. д., т. е. почти на параллели о. Визе, легко объясняется искажающим влиянием этого острова, то вряд ли такой маленький остров мог существенно повлиять на дрейф судна в более южных широтах. Между тем аномалии дрейфа «Св. Анны» начали обнаруживаться с  $77^{\circ}.5$  с. ш. Вследствие этого возникло предположение, поддерживаемое и другими косвенными гидрологическими указаниями, не существует ли еще другой остров, расположенный южнее о. Визе и севернее о. Уединения, координатами которого в то время по Иогансену считались: между  $77^{\circ}31'$  и  $77^{\circ}42'$  с. ш. и около  $86^{\circ}$  в. д. Отсюда Визе считал, что новый остров может быть расположен около  $78^{\circ}.5$  с. ш. и между  $83^{\circ}$  и  $84^{\circ}$  в. д. В дальнейшем район острова Уединения был обследован подробно. Нового острова не было обнаружено, но зато координаты о. Уединения оказались неправильными. Сейчас считается, что о. Уединения расположен между  $77^{\circ}28'$  и  $77^{\circ}32'$  с. ш. и  $82^{\circ}11'$  и  $82^{\circ}36'$  в. д. Таким образом о. Уединения как бы придвинулся по долготе к тому острову, существование которого предполагал Визе.

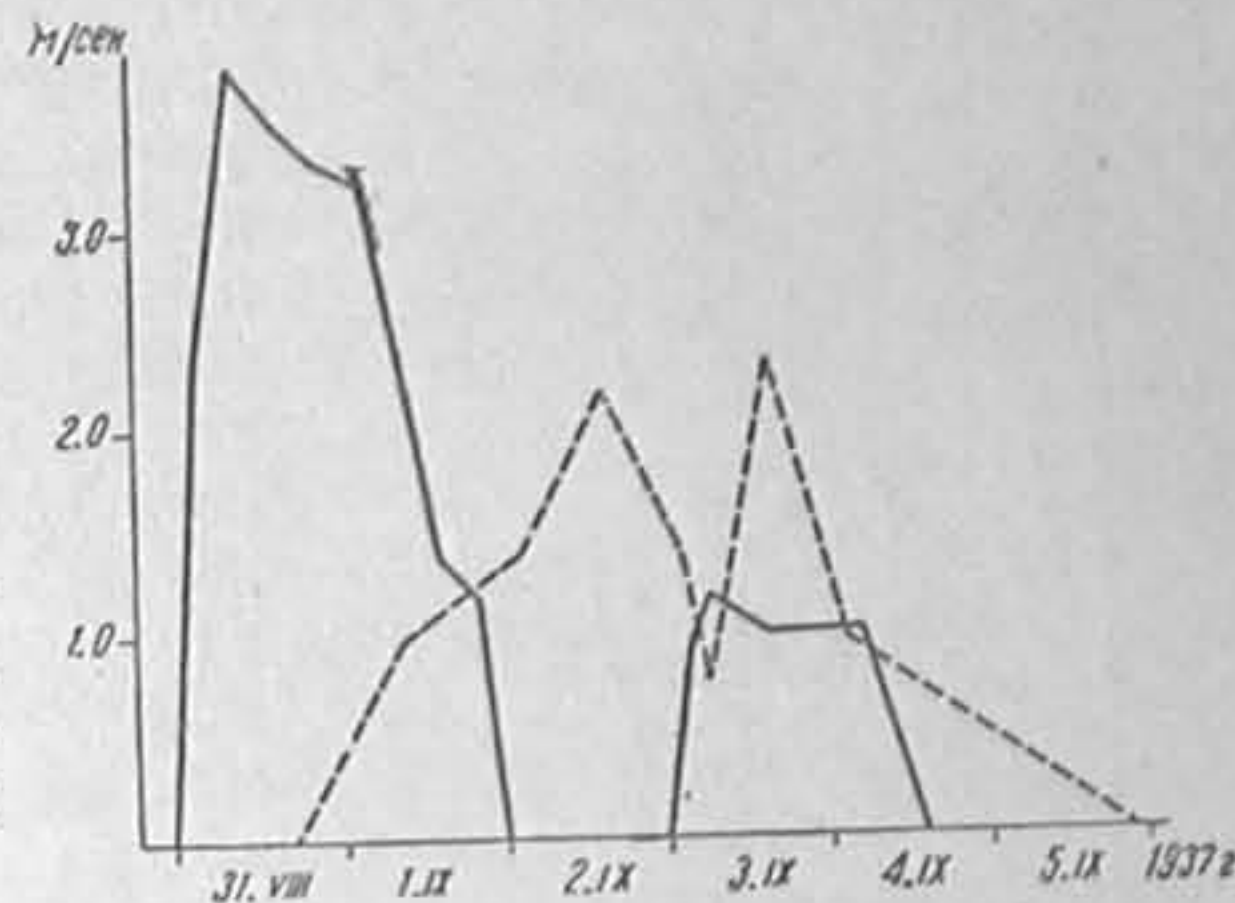
Исключительно интересные наблюдения проведены Папаниным, Кренкелем, Ширшовым и Федоровым во время их дрейфа на ледяном поле от полюса в Гренландское море, начавшегося с 21 мая 1937 г. Их наблюдения относятся к сплошному ледяному покрову, ветровое движение которого вызывает соответственное движение расположенных под ним водных масс. В своем предварительном отчете, указанные исследователи сообщают следующее:

«Ветер, действуя на поверхность льда, приводит его в движение. Под действием силы, возникающей вследствие вращения земли, направление дрейфа льда отклоняется вправо от направления ветра приблизительно на  $40^{\circ}$ . Движение льда приводит в свою очередь в движение воду поверхностного слоя. Глубина, на которую проникает действие дрейфа льда, зависит от скорости и продолжительности дрейфа. Например, при установившемся дрейфе со скоростью  $0.10-0.13$  м/сек дрейфовое течение отчетливо выражено до глубины 25—35 м; лишь в редких случаях при этой скорости дрейфа оно захватывает слои воды, находящиеся на глубине до 50 м. Скорость нового течения с глубиной быстро уменьшается. Так, на глубине 5 м скорость течения составляет от 65% до 100% скорости дрейфа льда, на глубине же 25 м она обычно не превышает 20—30%. Любопытно, что под действием того же вращения земли и это течение уклоняется вправо от направления дрейфа примерно на  $20-40^{\circ}$ ».

«Другими словами... на глубине 12—25 м возникает течение... почти перпендикулярно ветру. Дрейфовое течение открывается сравнительно

скоро после начала дрейфа льда, но так же быстро прекращается с его остановкой...»

«В то же время, несколько глубже возникает течение, идущее в обратном направлении. Это обратное течение мы неизменно наблюдали при продолжительных дрейфах льда. Максимальная скорость обратного течения и наибольшая его устойчивость бывают обычно на глубине 50—75 м. Однако в случаях продолжительных быстрых дрейфов обратное течение захватывает более мощный слой, находящийся на глубине от 35 до 125 м. В отличие от дрейфовых течений, возникающих в поверхностном слое, обратные течения характеризуются большей устойчивостью. Появившись через некоторое время после начала дрейфа (через 15—35 часов), обратное течение после остановки дрейфа льдов не прекращается в продолжение довольно длительного срока. Например, после быстрого дрейфа 10—13 августа (со средней скоростью  $0.30$  м/сек) обратное течение было заметно на глубине 75 м до 18 августа. Тогда же мы наблюдали и максимальную скорость обратного течения, достигшую 16 августа на глубине 50 м  $0.28$  м/сек. Обычно же скорость обратного течения не превышает  $0.10$  м/сек».



163. Дрейф льда (сплошная линия) и противотечение на глубине 75 метров по наблюдениям станции «Северный полюс» с 31 августа по 5 сентября 1937 г.

На рис. 163 показаны по Ширшову и Федорову в м/сек скорость дрейфа ледяного поля станции «Северный полюс» с 31 августа по 5 сентября 1937 г. (сплошная линия) и скорость возникающего одновременно обратного течения на глубине 75 м по инструментальным наблюдениям (пунктир).

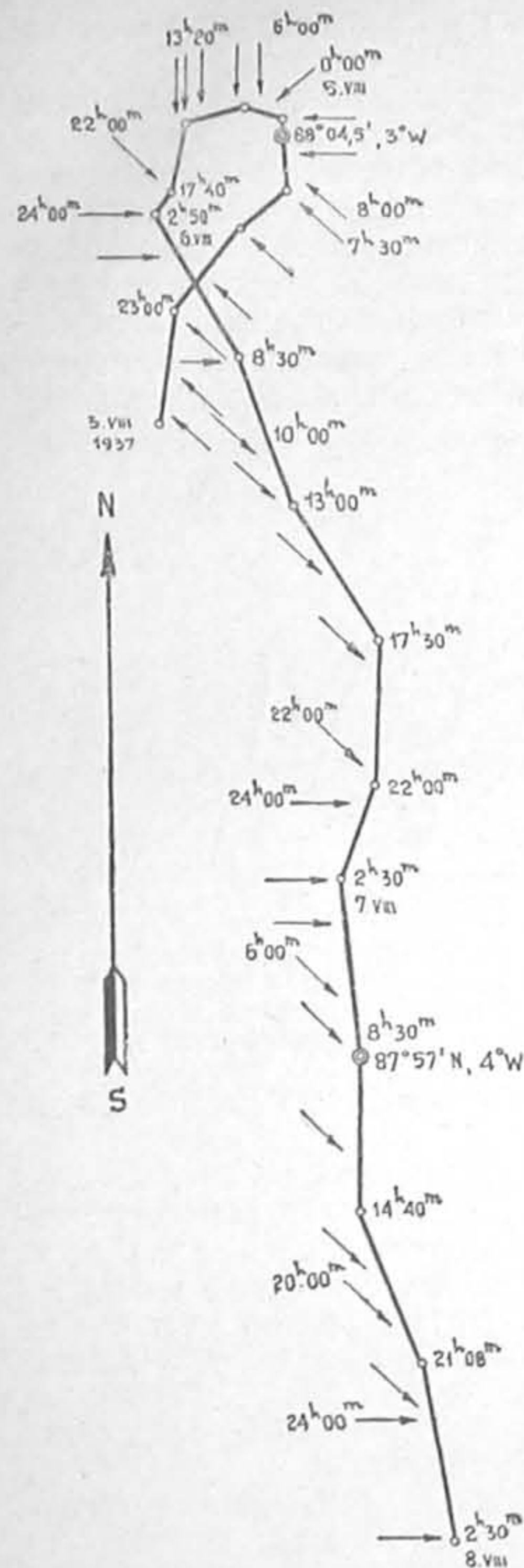
Насколько можно судить по предварительным сообщениям, наблюдаемое обратное течение является течением компенсационным, возникающим в верхнем однородном слое полярных вод. Эти инструментальные наблюдения являются лучшим объяснением внутрислойной циркуляции, вызываемой ветром в переслоенных водах океана (см. § 41). Эти наблюдения тем более ценны, что они произведены над глубоким океаном и сравнительно далеко от искажающего влияния суши.

На рис. 164 представлен по Ширшову и Федорову дрейф ледяного поля станции «Северный полюс» с 3 по 8 августа 1937 г.

Дрейф вычерчен на основании астрономических определений и непосредственных инструментальных измерений элементов дрейфа. На том же рисунке показаны одновременно наблюдавшиеся направления ветра.

Из рисунка видно, что дрейф ледяных полей весьма чутко подчиняется ветру и всякому его изменению. В связи с этим ледяное поле выписывало зигзаги и даже петли. В то же время, как это отмечено Ширшовым и Федоровым для всего дрейфа, начиная от Северного полюса и кончая районом о. Ян-Майен, ветры различных направлений сказывались на дрейфе различным образом. Ледяное поле легко и быстро подчинялось ветрам, вызывавшим дрейф в южном направлении, и сравнительно трудно ветрам, создававшим дрейф на север. Правильное объяснение этому явлению, данное Федоровым и Ширшовым, заключается в том, что движение ледяного поля определялось двумя факторами: 1) действием временных и





164. Связь между направлением ветра и дрейфом советской станции «Северный полюс» с 3 по 8 августа 1937 г. по Ширшову и Федорову.

однажды при сильном ветре одинокая льдина показала скорость 120 см/сек (ветровой коэффициент равен 0.12), или 2.33 узла.

<sup>1</sup> Энергия ветра, протекающего над поверхностью моря, как мы видели, тратится в открытом ото льда море на образование волн, на перемешивание, на образование течения и на нагревание моря. В случае наличия ледового покрова энергия

переменных ветров — временный дрейф в различных направлениях и 2) действием господствующих над Северным Ледовитым океаном ветров и гидрологических факторов, создающих общую циркуляцию льдов и вод этого океана — основной дрейф, направленный от полюса в Гренландское море и далее на юг вдоль восточного побережья Гренландии.

В тех случаях, когда временный ветровой и основной дрейфы совпадали, скорость общего дрейфа ледяного поля увеличивалась. В противном случае скорость уменьшалась и иногда доходила до нуля, а при сильном ветровом дрейфе ледяное поле даже двигалось на север.

По мере продвижения ледяного поля на юг в Гренландское море, скорость основного дрейфа на юг увеличивалась все более и более. Кроме того и ветровой дрейф на юг при той же силе ветра увеличивался, так как после выхода в Гренландское море у ледяных полей под ветром на юге оказывались пространства чистой воды. Этим объясняются большие скорости дрейфа на юг станции «Северный полюс» в Гренландском море.

Особо надо рассматривать ветровое движение отдельных айсбергов, льдин и небольших ледяных полей. Как показывают опять-таки непосредственные наблюдения, их скорость может при свежих ветрах достигать 1.5 узла или 80 см/сек и более, т. е. скорость ветрового движения отдельных льдин и полей может в 2—3 раза превышать скорость одновременно образующегося ветрового течения.<sup>1</sup>

Шестиперов, наблюдая в 1935—1937 гг. ветровое движение льдин у м. Шмидта в Чукотском море с помощью теодолита, установленного на мысе на высоте 48 м от уровня моря, отмечает, что при ветрах вдоль береговой черты (как в одном, так и в другом направлении) средний ветровой коэффициент колебался в пределах от 0.035 до 0.040. Максимальные скорости льдин, наблюдавшиеся при той же силе ветра, давали ветровой коэффициент, равный 0.08—0.10, и

В отдельных случаях ветровой дрейф льда может быть и значительно сильнее. Так, Лавров указывает, что 2 июля 1928 г. зажатый во льдах «Малыгин» при восточном ветре силой 6—7 баллов дрейфовал в западном направлении (на о. Надежда) со скоростью одного узла. Когда же ветер, оставаясь тем же по силе, изменил свое направление на северное, «Малыгин» вместе со льдами понесло вдоль о. Надежда в расстоянии 3—4 миль от него на юг (в направлении на свободное море) со скоростью 3—4 узлов. Вычисления для дрейфа на юг дают ветровой коэффициент, равный 0.15. Вероятно такой сильный дрейф льдов в данном случае складывался не только из чисто ветрового, но все же приводимые цифры показательны.

Для приближенного решения задачи о движении отдельной льдины под влиянием ветра сделаем следующие предположения. Во-первых, предположим для начала, что льдина под влиянием ветра двигается, а вода неподвижна. Таким образом мы сначала рассмотрим только собственно ветровое движение льдов. Такое предположение, кроме того, имеет то основание, что отдельная льдина, как показывают непосредственные наблюдения, приходит в ветровое движение значительно быстрее, чем устанавливается ветровое течение, и в дальнейшем движется быстрее.

Второе предположение, которое мы должны сделать для упрощения задачи, касается формы льдов. Действительно, так как подводная часть льдины подвергается действию ветра, а подводная сопротивлению воды, то понятно, что, подобрав соответствующим образом формы подводной и надводной части льдины, мы можем заставить ее двигаться относительно ветра в разных направлениях, совершенно подобно тому, как паруса, закрепленные по-разному, заставляют парусное судно двигаться в разных направлениях. Поэтому примем для нашей льдины форму безразличную в отношении парусности и сопротивления воды, форму цилиндра с вертикальной осью.

Если мы предположим (при условии, что вода неподвижна), что через некоторый промежуток времени движение установится, то на льдину будут действовать три взаимно уравновешивающиеся силы:  $F$  — давление ветра,  $R$  — гидродинамическое сопротивление, направленное обратно движению, и  $K$  — сила Кориолиса, направленная (в северном полушарии вправо от движения) перпендикулярно движению, другими словами, перпендикулярно силе  $R$  (рис. 165).

Отсюда угол отклонения движения льдины от направления ветра получаем из формулы:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{K}{R}.$$

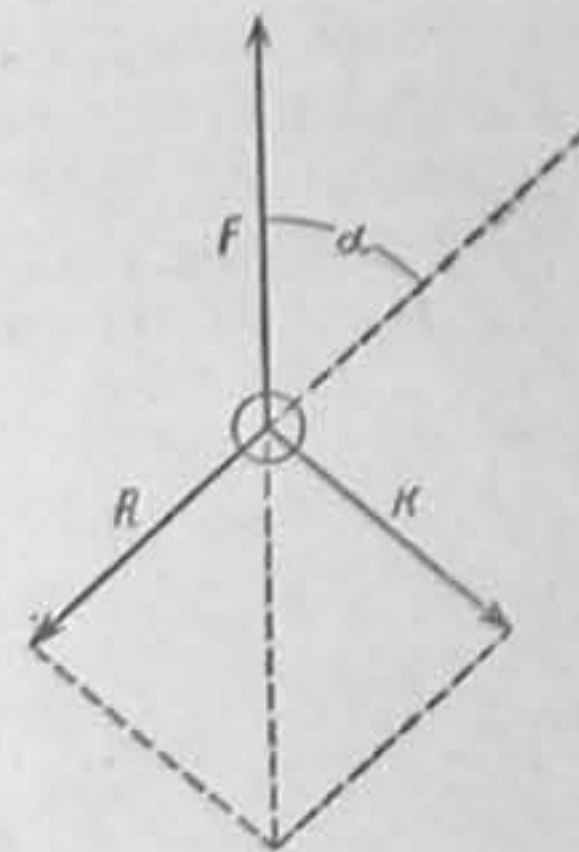
Что касается силы Кориолиса, то она равна:

$$K = m 2 \omega c \sin \varphi = \delta_i \pi r^2 h 2 \omega c \sin \varphi,$$

где

$\omega$  — угловая скорость вращения Земли,  
 $\varphi$  — географическая широта,

ветра на образование волнения не затрачивается, и перемешивание соответственно уменьшается. В то же время неровная поверхность льдов представляет достаточное сопротивление действию ветра, чем, повидимому, и объясняется сравнительно быстрый дрейф льдов.



165. Собственно ветровое движение льдины цилиндрической формы.



$c$  — скорость льдины,  
 $m = \delta_i \pi r^2 h$  — масса,  
 $\delta_i$  — плотность,  
 $r$  — радиус основания и  
 $h$  — высота.

Гидродинамическое сопротивление движению льдины можно разбить на три части: 1) волновое, 2) лобовое и 3) поверхностное.

Волновым сопротивлением мы можем пренебречь, так как скорость движения льдов относительно воды невелика. Лобовое сопротивление можно считать пропорциональным вертикальной площади сечения подводной части льдины и второй степени скорости движения льдины.

Так как даже у айсбергов вертикальные размеры подводной части незначительны по сравнению с горизонтальными размерами, то лобовым сопротивлением мы также в первом приближении можем пренебречь.

Поверхностное сопротивление также пропорционально второй степени скорости и поверхности соприкосновения вода — лед.

Для льдины цилиндрической формы мы можем считать поверхностное сопротивление равным

$$R = k \pi r^2 c^2,$$

где

$\pi r^2$  — площадь основания,  
 $k$  — коэффициент пропорциональности,  
 $c$  — скорость.

Откуда получаем:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\delta_i \pi r h}{k \pi r^2 c^2} 2 \omega c \sin \varphi = A \frac{h}{c} \sin \varphi,$$

где  $A$  — некоторый коэффициент пропорциональности.

Из этой формулы следует:

1. Угол отклонения от направления ветра собственно ветрового движения льдины зависит от широты, достигая максимума на полюсе. Понятно, что для каждого отдельного района моря широту можно считать постоянной.

2. Угол отклонения тем больше, чем больше высота льдины.

3. Угол отклонения тем меньше, чем больше скорость льдины. Так как скорость льдины зависит от скорости ветра, то чем сильнее ветер, тем меньше угол отклонения льдины.

Скорость собственно ветрового движения льдины, понятно, зависит от «парусности» льдины, иными словами от отношения высот подводной и надводной ее частей. Непосредственные измерения собственно ветрового движения айсбергов, произведенные Международным ледовым дозором у Ньюфаундленда, дали по Смит следующие скорости одиночных айсбергов (табл. 210) в морских милях в сутки (в скобках даны  $\text{см/сек}$ )<sup>1</sup>.

Из этой таблицы ясно, что Смит считает, что скорость собственно ветрового дрейфа льдов приблизительно прямо пропорциональна отношению надводной высоты айсберга к его осадке и, кроме того, пропорциональна скорости ветра.

Из таблицы Смита, принимая среднюю скорость ветра силой 4—5 баллов равной  $7.5 \text{ м/сек}$ , а скорость ветра силой 6—7 баллов равной  $12.5 \text{ м/сек}$ , получаем ветровые коэффициенты, приведенные в таблице 211.

<sup>1</sup> В этой таблице влияние течения Смитом исключено. Кроме того Смит здесь и в дальнейших своих рассуждениях не принимает во внимание силы Кориолиса, другими словами, считает скорость собственного движения льдов направленной по ветру. Последняя строка таблицы относится к ветровому дрейфу судна у Ньюфаундленда по наблюдениям Смита.

Предположим теперь, что собственно ветровой дрейф айсберга происходит в установившемся ветровом течении. Понятно, что айсберг этим течением будет увлекаться со средней скоростью течения, соответствующей его осадке и подводным обводам.

Таблица 210

Отношение осадки айсберга к его надводной высоте	Сила ветра	
	4—5 баллов (5.3—9.8 м/сек)	6—7 баллов (9.9—15.2 м/сек)
5	1.5 (3.2)	2.3 (4.9)
4	1.8 (3.9)	2.8 (6.0)
3	2.2 (4.7)	3.7 (7.9)
2	3.7 (7.9)	5.7 (12.2)
1	7.3 (15.6)	11.3 (24.2)
0.7	11.0 (27.5)	17.0 (36.4)

Скорость ветрового течения, как это следует из теории Экмана, уменьшается очень быстро с глубиной и в установившемся течении в высоких и умеренных широтах на глубине 50—100 м меняет свое направление на обратное, практически становясь равной нулю. Отсюда, чем глубже сидит данный айсберг, тем меньше скорость, сообщаемая ему течением, и тем больше он отклоняется вправо.

Таблица 211

Отношение осадки к надводной высоте айсберга	5	4	3	2	1
Ветровой коэффициент	0.004	0.005	0.006	0.010	0.020

Так, по расчетам Смита, ветер силой 6—7 баллов за одни-два суток устанавливает ветровое течение вплоть до глубины 100 м, причем средняя скорость течения на глубине 40 м будет по направлению  $72^\circ$  вправо от ветра и равна  $5.3 \text{ см/сек}$ .

Ниже приводится выборка из вычислений Смита для силы ветра 6—7 баллов (табл. 212).

Таблица 212

Отношение осадки к высоте	Скорость собственного движения айсбергов по ветру (см/сек)	Скорость движения с течением (см/сек)	Результирующая (см/сек)	Угол отклонения
От 3 до 5	5.3	6.4	9.2	$40^\circ$
» 1 » 2	18.0	7.9	21.8	$20^\circ$

Надо заметить, что ветровое течение в море устанавливается далеко не сразу. Как указывает Струйский, обработавший 4836 наблюдений над ветрами и течениями на Каспийском море, бывают нередко случаи отсутствия течений во время довольно сильных ветров, а иногда даже течений, противоположных ветру. Объясняется это инерцией водных масс и главным образом наличием остаточных течений.

Отдельные морские льдины реагируют на действие ветра по-разному. Мелкие льдины приходят в движение немедленно с началом ветра. Круп-



ные льдины, в особенности глубоко сидящие несяки и айсберги, сохраняют покой или остаточное движение в течение больших промежутков времени.

Таким образом, в установившемся ветровом течении вследствие действия течения:

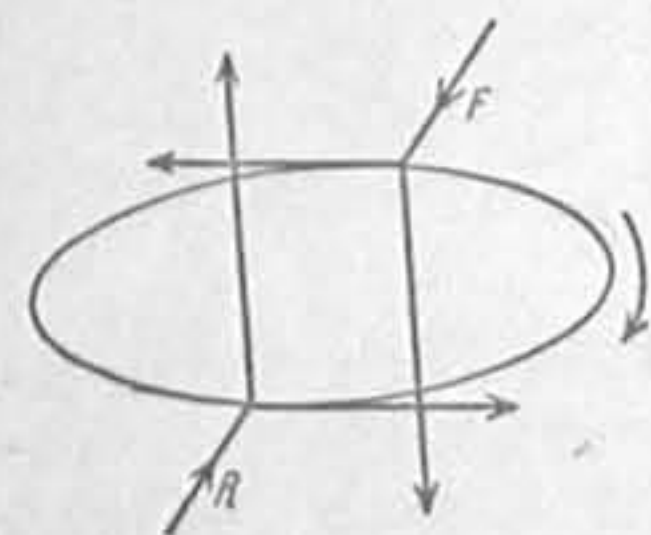
1. Льдина тем больше уклоняется от направления ветра и поверхностного ветрового течения, чем больше ее осадка и

2. Скорость льдины тем больше, чем меньше ее осадка.

Благодаря собственно ветровому движению:

1. Льдина движется тем быстрее, чем меньше размеры льдины и чем меньше отношение осадки к высоте.

2. Льдина тем меньше отклоняется от направления ветра, чем больше ее скорость и чем больше скорость ветра.



166. Разворачивание льдины эллиптической формы под влиянием ветра.

Отсюда суммарное движение льдин под влиянием ветрового течения и ветра таково: льдина движется тем медленнее и тем больше отклоняется от направления ветра, чем больше ее осадка и размеры. Другими словами, чем больше осадка льдины и чем больше ее размеры, тем больше она подвержена влиянию постоянных и ветровых течений, и чем меньше осадка и размеры льдины, тем больше она подвергается непосредственному влиянию ветра.

Рассматривая собственно ветровое движение отдельных льдин, мы предполагали, что льдины имеют форму цилиндра с вертикальной осью. Предполо-

жим теперь, что разрозненные льдины имеют эллиптическую форму, что ближе соответствует тому, что наблюдается в природе. Действительно, отдельные льдины, образовавшиеся при разломе ледяных полей, имеют угловатые очертания. Однако с течением времени при постоянных столкновениях льдин друг с другом острые углы обламываются и льдины постепенно приобретают более или менее правильную овальную форму (рис. 166).

Предположим для простоты, что в момент начала ветра на льдину действуют только две силы: движущая сила ветра  $F$  и гидродинамическое сопротивление  $R$  (рис. 166). Обе эти силы прямо противоположны по направлению, приложены к соответствующим центрам боковых поверхностей льдины и в общем случае направлены под некоторым углом к этим поверхностям.

Разлагая каждую из этих двух сил на составляющие: одну перпендикулярную боковой поверхности льдины и другую параллельную последней и пренебрегая действием параллельных скользящих вдоль поверхности сил, мы получаем пару сил, стремящуюся повернуть льдину таким образом, чтобы силы давления ветра и сопротивления воды были параллельны малой оси льдины<sup>1</sup>.

По тем же причинам корабль с застопоренной машиной становится лагом к ветру.

Таким образом с началом ветра каждая льдина прежде всего соответствующим образом поворачивается и затем уже начинает двигаться в соответствии с вышеприведенными рассуждениями.

Предположим, что мы имеем в начальный момент при полном отсутствии ветра равномерно разбросанные на некотором участке моря льдины разных

<sup>1</sup> Если силы будут параллельны большой оси льдины, то положение будет неустойчивым.

форм и размеров. С началом ветра все льдины постепенно приходят в движение. Все они, во-первых, поворачиваются таким образом, что их большие оси располагаются перпендикулярно движению, и, во-вторых, начинают двигаться с разной скоростью и в разных направлениях в зависимости от их размеров, формы и осадки.

Естественно, что через некоторый промежуток времени малые льдины, начавшие двигаться раньше в силу их меньшей инерции и двигающиеся быстрее, постепенно нагоняя большие, будут или проскакивать в соответствующие промежутки между большими льдинами или же притыкаться к наветренным сторонам последних. Постепенно отдельные свободные промежутки между льдинами заполняются приходящими с «на ветра» льдинами, и в результате на рассматриваемом участке моря создается ряд полос льда, вытянутых в направлении приблизительно перпендикулярном направлению ветра и состоящих из сбитых вместе льдин разных размеров (рис. 167).

Естественно, что в таких полосах льдины располагаются по величине: наиболее крупные на подветренной стороне полосы, а наиболее мелкие на наветренной. Чем сильнее ветер, тем сильнее оказываются сбитыми отдельные полосы. С уменьшением ветра, и в особенности с его прекращением, начинается расползание полос, так как большие льдины продолжают еще двигаться по инерции, в то время как малые льдины уже остановились.

С каждой переменной ветра начинается перегруппировка льдин и построение новых соответственно вытянутых полос<sup>1</sup>.

Расстояние отдельных полос друг от друга может колебаться в значительных размерах — от десятых морской мили до нескольких морских миль, что зависит от количества льдов и от размеров основных льдин, образующих подветренную сторону каждой полосы.

В случае, если с подветра у двигающихся таким образом полос льда находится берег или неподвижный лед, то отдельные полосы, постепенно надвигаясь на берег или на лед, производят сжатия и последующее образование торосов за счет потери количества движения каждой отдельной полосой. Понятно, что линии образующихся торосов будут идти параллельно полосам льда.

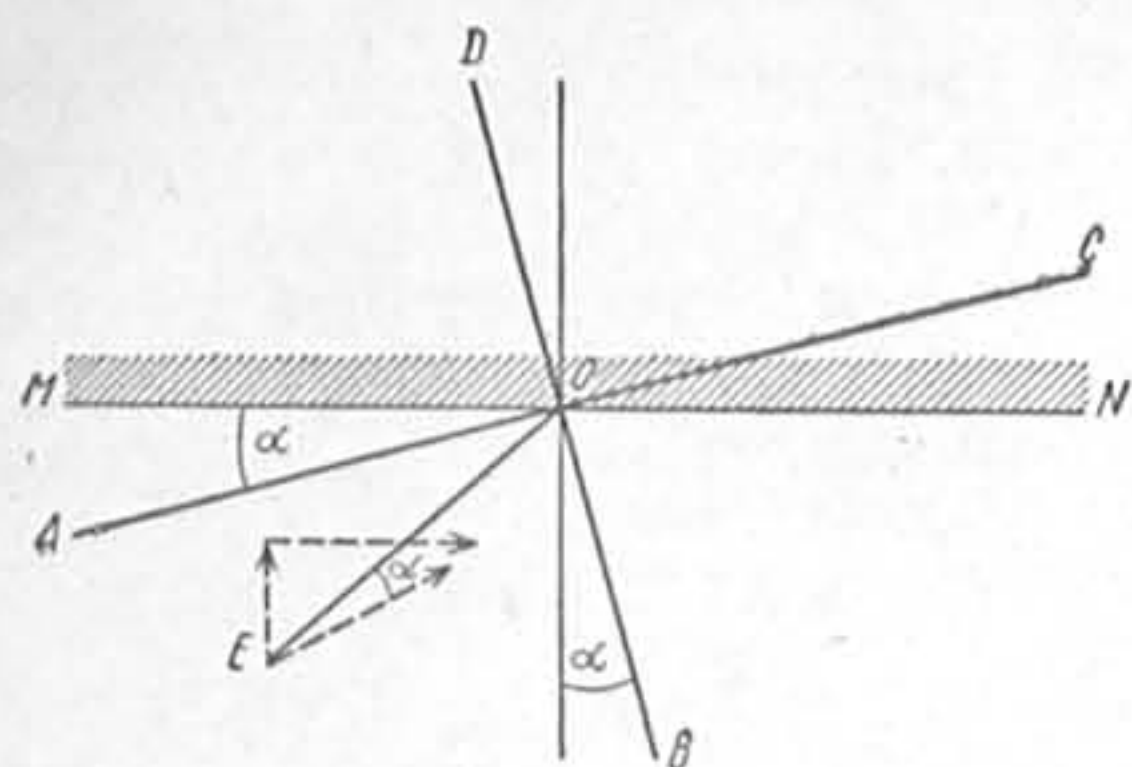
Ветровое образование полос льда не прекращается и в зимнее время с той лишь разницей, то сбитые в полосы отдельные льдины немедленно как бы спаиваются в одно целое одновременно идущим новым льдообразованием и потому при стихании ветра полосы не расползаются, а остаются отдельными большими полями до тех пор, пока их не взламывает штурмами достаточной силы. Чистые пространства воды между полосами зимой при штилях закрываются молодым льдом и таким образом в дальнейшем в больших ледяных полях полосы более крепкого (старого) и более слабого (молодого) льда чередуются друг с другом.

В связи с ветровым движением льда возникает вопрос о так называемых нажимных и отжимных ветрах.

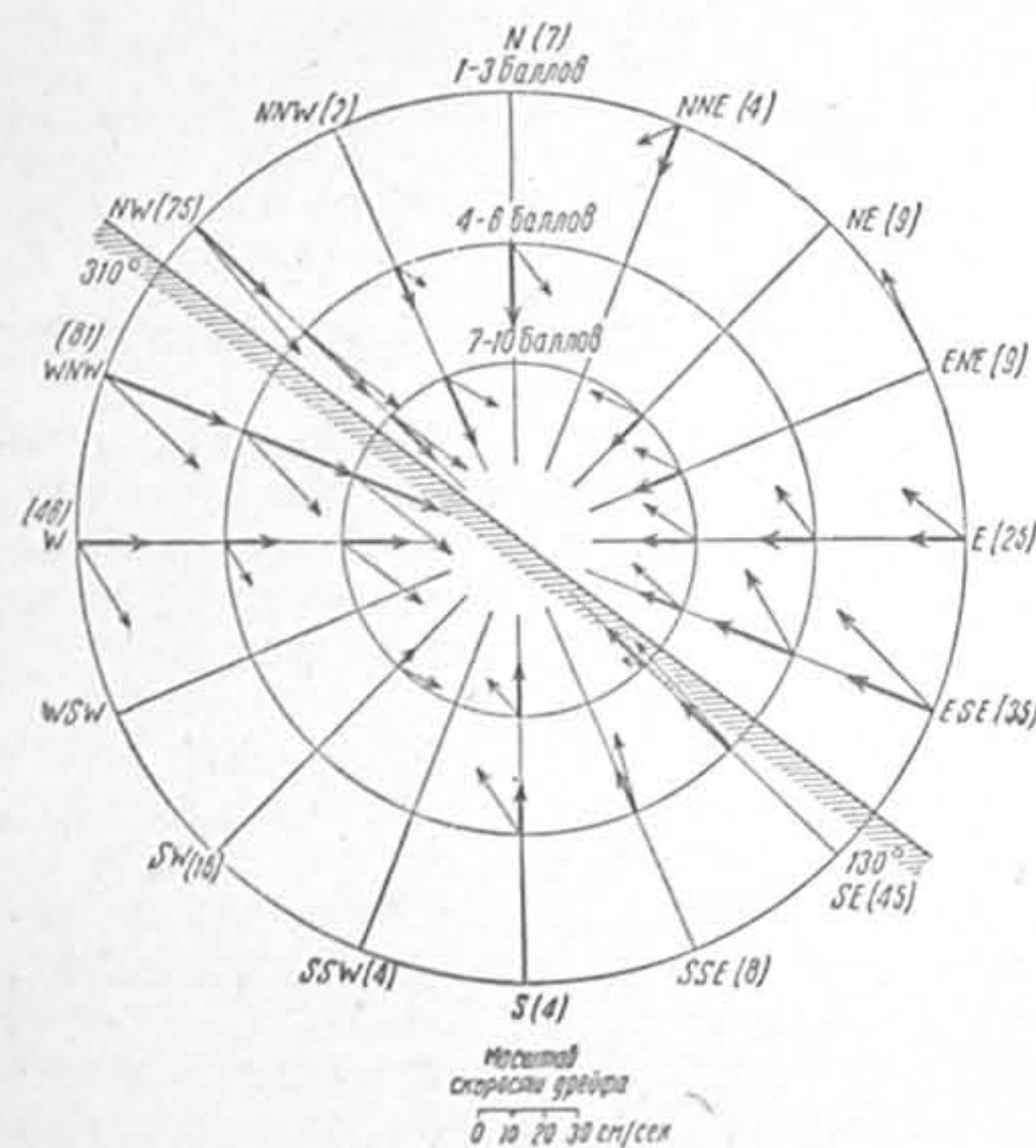
<sup>1</sup> Вытянутостью разводов в направлении, приблизительно перпендикулярном направлению ветра, определяется самая возможность блестящих плаваний во льду под парусами, совершавшихся в былые времена.



Предположим (рис. 168), что  $MN$  представляет собою линию берега (или неподвижного льда). Проведя под углом, равным  $\alpha$  (угол отклонения ветрового движения льдов в данном районе), к линии  $MN$  линию  $AC$ , мы получим, что при всяком ветре из сектора  $OABC$  ветровое движение



168. Сектора нажимных и отжимных ветров в отношении берега или неподвижного льда.



169. Зависимость между силой и направлением ветра, углом отклонения и скоростью дрейфа и количеством льда в баллах у м. Шмидта. Цифры в скобках — число наблюдений.

северном полушарии влево от направления действующего ветра.

На рис. 169 представлена зависимость между направлением ветра, ветровым дрейфом льдов и количеством льда в баллах. Рисунок составлен Шестищериным на основании 580 серий наблюдений, произведенных им у м. Шмидта в Чукотском море с помощью шаропилотного теодолита. Из рассмотрения рисунка, на котором толстые стрелки дают направление и силу ветра в момент наблюдения, а тонкие — направление и скорость ветрового дрейфа льдов, видно, во-первых, что угол ветрового отклонения вообще тем

льдов будет иметь составляющую скорости, направленную на берег, и потому эти ветры будут в отношении берега нажимными и, наоборот, ветры из сектора  $OADC$  отжимными. Понятно также, что сжатия наибольшей силы будут получаться при ветре по направлению от  $B$  к  $O$  и наибольшие разрежения — при ветре от  $D$  к  $O$ .

Детализируя далее, мы получим, что при ветрах из сектора  $AOB$  угол отклонения движения льдов будет больше и при ветрах из сектора  $BOC$  меньше угла отклонения движения льдов в открытом море. Действительно, при ветре по направлению от  $E$  к  $O$ , разлагая скорость движения льдины, направленного под теоретическим углом отклонения  $\alpha$  к направлению ветра, на две составляющие: одну перпендикулярную к линии берега и другую вдоль берега от точки  $M$  к точке  $N$ , получим, что благодаря тому, что первая будет погашаться сопротивлением берега, вторая будет несколько увеличивать общий угол отклонения. Естественно, что при ветре из сектора  $COB$  мы будем получать обратную картину, и здесь в отдельных случаях не только возможно получение нулевого отклонения, но даже отклонения движения льдов в

больше, чем меньше балльность льдов (больше свободы передвижению льдин), и, во-вторых, что при ветрах от норда до норд-веста ветровое движение льдов отклоняется влево от направления ветра, что объясняется направлением берега в этом районе по румбу  $130-310^\circ$ .

Характерные явления получают при ветрах нажимных и отжимных относительно кромки разбитых льдов.

При нажимных ветрах кромка льдов представляется сильно сплоченной и тянется на большом протяжении сравнительно ровной и спокойной линией. Обычно сразу с подветра у кромки лед менее сплочен, несколько дальше от кромки сплоченность льда увеличивается. Кромка таким образом играет роль своеобразного волнолома.

Разрозненная кромка образуется при отжимных ветрах. При подходе к такой кромке с моря сначала попадают мелкие льдины, сильно изъеденные ветром и волной. С приближением к кромке количество льдин и их размеры постепенно увеличиваются.

Очень часто при отжимных ветрах от кромки сразу отделяются целые полосы льда, состоящие из льдин разных размеров и форм. В этих полосах, вытянутых в направлении, приблизительно перпендикулярном направлению ветра, льдины обычно сгруппированы так, как указано выше, а именно более крупные льдины находятся с подветра.

Наиболее характерное образование ветровой полосы льда наблюдается в период таяния у берегов Антарктики, где отжимные юго-восточные ветры отрывают от прибрежной кромки большие массы льдов и уносят их приблизительно к 60-й параллели, где дальнейшее движение льдов на север задерживается северо-западными ветрами. Напомним, что около 60-й параллели южной широты, вследствие существующей системы ветров, создается линия схождения морских течений и, следовательно, линия погружения поверхностных вод.

При ветрах нейтральных (ветер приблизительно вдоль кромки) отдельные оторвавшиеся от кромки льдины также сгруппировываются и образуют характерные ледяные языки, вытянутые приблизительно перпендикулярно кромке. При перемене нейтрального ветра на нажимной языки заворачивают свой мористый конец и прижимаются к кромке. При смене нейтрального ветра на отжимной языки отрываются от кромки и уносятся в море, напоминая до своей последующей перегруппировки отжимные полосы льда, но отличаясь от последних на  $90^\circ$  по направлению своей вытянутости и по расположению льдин по их крупности.

Не менее характерные явления происходят при сгонно-нагонных ветрах у берега. Всякий нажимной ветер в общем случае вызывает у берега сжатия и нагромождения льдов. Но если, как это бывает в летнее время, льдов в данном районе мало и если воды (как это бывает в ледовых районах) сильно переслоены, то верхний слой иногда полностью сдувает к берегу и в нем образуется ветровое противотечение. По линии встречи ветрового мористого течения и ветрового прибрежного противотечения может создаться линия погружения, вдоль которой и скопляются приносимые с моря льды, охватывающие таким образом берег своеобразным поясом.

Напомним, что при нагонных ветрах в прибрежных водах создаются циркуляции с горизонтальными осями, приблизительно параллельными берегу. Эти циркуляции, благодаря трению о дно, вызывают повышение уровня моря у берега. Сопротивление трения возрастает пропорционально квадрату скорости и отсюда скорость нагонного течения не возрастает пропорционально скорости ветра, как это имеет место для течений в открытом море. Между тем скорость собственного ветрового движения льдов от



близости к берегу не зависит и потому движение льдов в направлении берега замедляется берегом в меньшей степени, чем движение прибрежных вод, и продолжается даже после того, как движение последних в этом направлении прекращается.

При стонных (отжимных) ветрах создаются разрежения льдов или полыньи, тянущиеся вдоль берега или кромки неподвижного льда.

Если отжимной ветер более или менее постоянен, то в результате получают более или менее постоянные полыньи или во всяком случае разрежения льдов.

Одной из главных причин, вызывающих образование Великой Сибирской полыньи, является преобладание восточных ветров, создающих постоянный дрейф паковых льдов в северо-западном направлении, т. е. от берега и припая. Великая Сибирская полынья полностью прослежена в двух районах: к северо-западу, северу и северо-востоку от Новосибирских островов — Новосибирская полынья, и в районе к северу от Колымского края — Колымская полынья.

Обе полыньи в зимнее время тянутся с перерывами вдоль северной кромки развитого берегового припая и, в зависимости от состояния припая, располагаются то севернее, то южнее. Обе полыньи под влиянием северных ветров иногда закрываются наступающими с севера полями пака, и тогда на линии соприкосновения пака с припаем происходит сильное трение. Но в общем обе полыньи представляют сравнительно постоянное явление.

Новосибирская полынья была впервые описана Геденштромом, который в марте—апреле 1810 г., отправившись от мыса Каменного острова Новая Сибирь, в 40 милях на северо-восток от последнего был остановлен свободным от льда пространством чистой воды. В дальнейшем эта полынья замечена была Санныковым в 1811 г., исследована экспедициями Анжу в 1821—1823 гг. и Матисена, Бруснева и др. в 1902—1903 гг.

Колымская полынья, открытая экспедицией Врангеля в 1820—1823 гг., по мнению Врангеля, находится в непосредственной связи с Новосибирской полыньей.

Великая Сибирская полынья, как уже указывалось, обусловлена главным образом господствующим направлением зимних ветров, которые являются стонными по отношению к кромке припая.

Более или менее постоянные полыньи создаются всегда также у подветренного берега выдающихся в море мысов и с подветренной стороны отдельных островов и неглубоких подводных банок. Большие полыньи неоднократно наблюдались в зимнее время экспедицией Ушакова в 1820—1823 гг. у северо-западных берегов Северной Земли, а также в море Виктории в северо-западной части Земли Франца-Иосифа, что отмечено еще экспедицией Вайпрехта-Паппера в 1872—1874 гг., открывшей эту Землю. Эти полыньи также отчасти объясняются господствующей здесь, в особенности в осеннее и зимнее время, восточной тягой атмосферы.

В Белом море вообще, а в его Горле в особенности, зимою преобладают юго-западные ветры. Таким образом, в зимнее время у Терского берега Горла Белого моря в общем всегда создаются если не полыньи, то во всяком случае разрежения льдов, что весьма благоприятно для зимнего плавания, так как Терский берег более приглуб и окло него значительно меньше подводных опасностей, чем в других частях Горла Белого моря.

Но стонные явления всегда сопровождаются подъемом к поверхности моря или даже выходом на поверхность глубинных слоев воды. В Северном полярном бассейне теплые глубинные воды атлантического происхождения

встречаются в зависимости от района и от общего теплового состояния Арктики на глубине от 75 до 250 м. Эти глубинные воды, подымаясь в результате стонных явлений к поверхности моря и вовлекаясь в конвекционное и ветровое перемешивание, своим теплом способствуют таянию и во всяком случае задерживают льдообразование. Таким образом эффект стонных явлений усиливается, и увеличивается постоянство полыней.

В море постоянно действуют факторы, разрежающие и сжимающие льды. Разредить льды в общем значительно труднее, так как более мелкие, а потому и более подвижные ледяные образования при этом стеснены в своем движении более крупными, обладающими большей инерцией и потому менее подвижными образованиями. Вот почему при плавании в разрозненных льдах отдельные полосы и пятна сплоченных льдов чередуются с более или менее обширными пространствами чистой воды. Это явление усиливается тем, что отдельная льдина, оказавшаяся среди большого пространства чистой воды, в летнее время весьма недолговечна. Только большие несяки и айсберги способны существовать длительное время в одиночестве и проплывать громадные расстояния, особенно если их движение связано с соответствующими морскими течениями. Однако в отдельных случаях значительные путешествия совершаются айсбергами исключительно и под влиянием ветра. Айсберги, отмеченные в 1929 году у берегов Мурмана, повидимому, были принесены от берегов Земли Франца-Иосифа, т. е. проделали плавание по крайней мере в  $10^\circ$  по широте, причем на своем пути пересекли Нордкапское течение. Отсюда следует, что по крайней мере в южной части своего пути на протяжении  $5^\circ$  по широте они должны были двигаться под влиянием ветра очень быстро, так как иначе они несомненно растаяли бы в теплых водах этого течения.

Движение льдов, весьма разнообразное по своему характеру и вызываемое весьма разнообразными факторами, имеет громадное значение для ледового режима. Чем меньше льды двигаются в период льдообразования и чем больше льды двигаются в период таяния, тем благоприятнее ледовая обстановка текущим летом. Момент первой весенней подвижки льдов имеет такое же значение для последующего ледового режима, как момент перепада температур воздуха через пол для наступления весны.

Ранняя подвижка льдов в соответствующих районах и ветры соответствующих направлений объясняют, между прочим, явление «ледовых извержений», когда в безледных или мало ледовитых районах неожиданно появляются большие массы льдов, принесенных этими ветрами.

## § 60. Сезонные и вековые колебания ледовитости

Мощность ледового покрова того или иного бассейна определяется площадью, занятой льдами, их толщиной и прочностью. Наиболее показательна и легче всего наблюдается площадь, занятая льдами; она определяется или в процентах по отношению к площади моря, или в баллах, и называется ледовитостью моря.

Отдельные ледовые районы мы можем подразделить, во-первых, по происхождению льдов, в них встречающихся, и, во-вторых, по времени, в течение которого льды в данном районе встречаются.

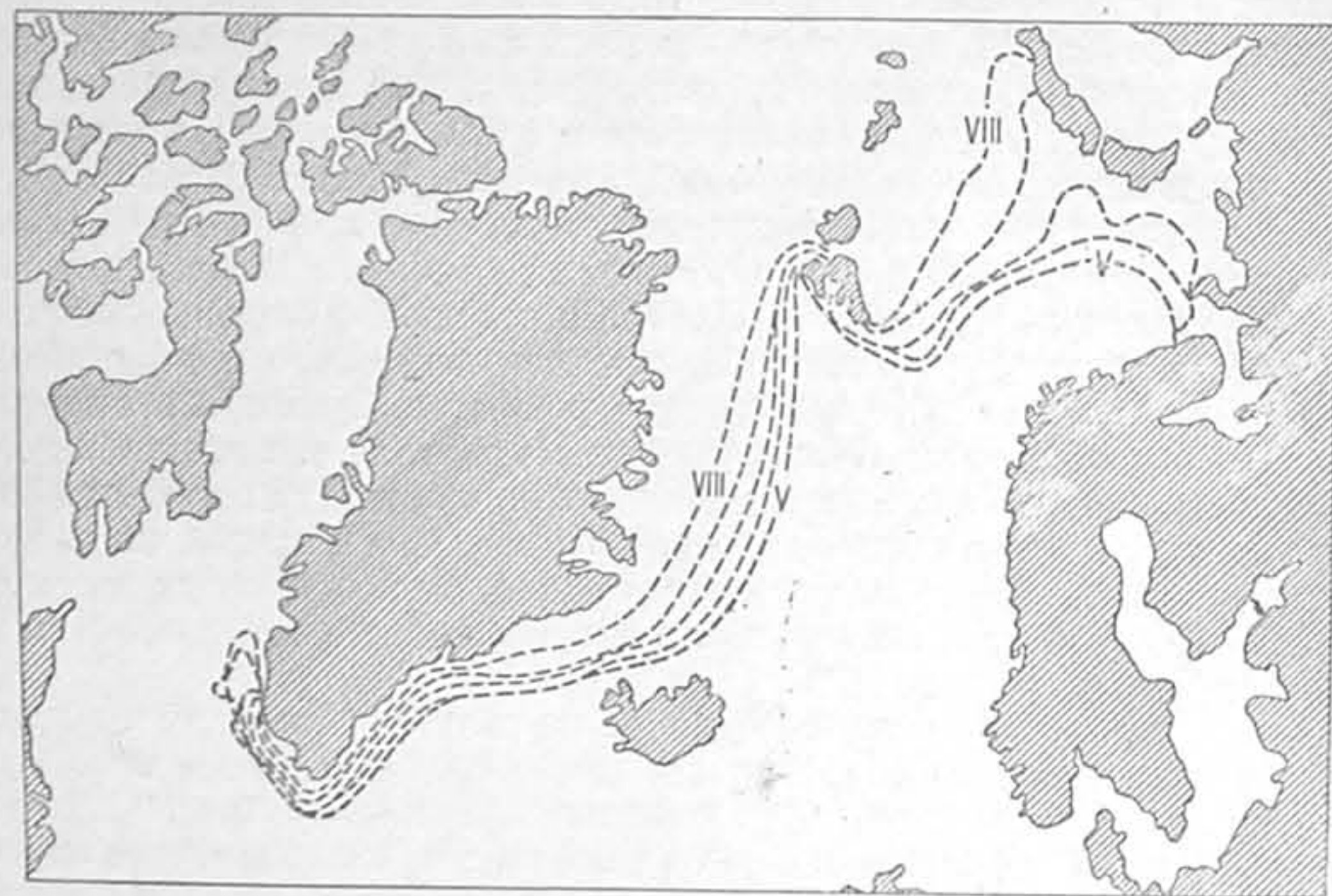
По происхождению льдов отдельные ледовые районы Мирового океана можно разделить на следующие основные группы:

1. Районы, где льды полностью или преимущественно местного происхождения. Таковы, например, Баренцево, Карское и Белое моря.
2. Районы, где льды полностью или преимущественно не местного проис-



хождения, а приносятся ветрами и течениями из других районов. Так, например, в район к югу от Ньюфаундленда непрерывно приносятся айсберги, рожденные у берегов Баффинова залива и, следовательно, сделавшие предварительный путь в 2000—3000 км. Не менее характерен в этом отношении внешний пояс пловучих льдов (приблизительно по 60° ю. ш.), охватывающий в декабре — феврале Антарктику и образованный льдами, оторванными от основной массы антарктического припая.

По времени, в течение которого льды встречаются, районы и моря океана разделяются на ледовитые, замерзающие и безледные. Ледовитые районы в свою очередь подразделяются на полярные и субполярные. И в первых,



170. Средние месячные положения кромки льдов для пяти летних месяцев (апрель — август) в Гренландском и Баренцевом морях.

и во вторых льды держатся обычно в течение круглого года, являясь существенной чертой морского ландшафта. В полярных районах открытая вода никогда не превышает по площади площадь моря, покрытую льдами, другими словами, ледовитость этих районов никогда не бывает меньше 5 баллов. В субполярных районах в летнее время количество льдов значительно уменьшается и в наиболее благоприятные годы льды исчезают совсем.

Замерзающие районы в летнее время совершенно очищаются ото льдов и по времени, в продолжение которого они покрыты льдами, подразделяются на замерзающие моря большой и малой ледовитости. К первым принадлежит, например, Белое море, где льды встречаются большую часть года. К вторым принадлежат, например, Финский залив, Азовское море, северная часть Каспия.

В безледных районах лед встречается только при исключительных условиях.

Наибольшие аномалии в распределении льдов создаются соответствующими морскими течениями. На рис. 170 показаны максимальные, минимальные и средние годовые положения кромки льдов в Северной Атлантике. Карта эта составлена на основании данных Датского Метеорологического института за 1900—1928 гг., данных Международного ледового патрули и некоторых других источников. Из карты видно, насколько далеко на се-

вер простирается влияние Шпицбергенского течения, образующего знаменитую «Китовую» бухту былых времен, и Нордкапского течения, образующего глубокий залив в Баренцевом море.

Относительное скопление льдов в северо-западных частях и наличие более или менее обширных пространств чистой воды в юго-восточных частях Гренландского и Баренцева морей является характерным для окраинных морей северного полушария с обычным для северного полушария циклоническим движением поверхностных вод. Это явление объясняется не только вливанием в эти бассейны теплых атлантических вод с юга, как это имеет место в Гренландском и Баренцевом морях, но также и тем, что в южных частях окраинных морей таяние льдов и нагревание вод происходит интенсивнее.

Циклоническое движение поверхностных вод и влияние силы Кориолиса сказываются также в том, что у южных и восточных берегов проливов обычно наблюдается отсутствие или значительно меньшее количество льдов, чем у западных и северных.

Иногда влияние морских течений сказывается иначе, и в этом отношении весьма характерна так называемая «Северная вода» Баффинова залива (рис. 171).

Всех наблюдателей давно поражаало, что при плавании в северную часть этого залива после нескольких дней или даже недель борьбы со льдами вдруг перед ними открывалось большое пространство чистой воды, простирающееся почти до пролива Смита. Правильное объяснение этому явлению дано Смитом. Из пролива Смита на юг идет довольно быстрое течение. В самом проливе образуется достаточно мощный припай, который этим течением взломать не может. Но весь лед, образующийся за зиму южнее пролива, это течение несет на юг до тех пор, пока он не упрется в льды центральной части залива.

Замечательное распределение льдов наблюдается в летнее время южного полушария у берегов Антарктики.

Зимой припай, в который входят пловучие льды, не растаявшие за предыдущее лето, плотным поясом окружает материк. Летом припай взламывается в своей мористой части и оторвавшийся пояс пловучих льдов преобладающими здесь юго-восточными ветрами выносит приблизительно к 60-й параллели. Дальнейшее продвижение этого пояса на север задерживается господствующими севернее этой параллели северо-западными ветрами. Таким образом пояс пловучих льдов задерживается у 60-й параллели до тех пор, пока льды не растают.

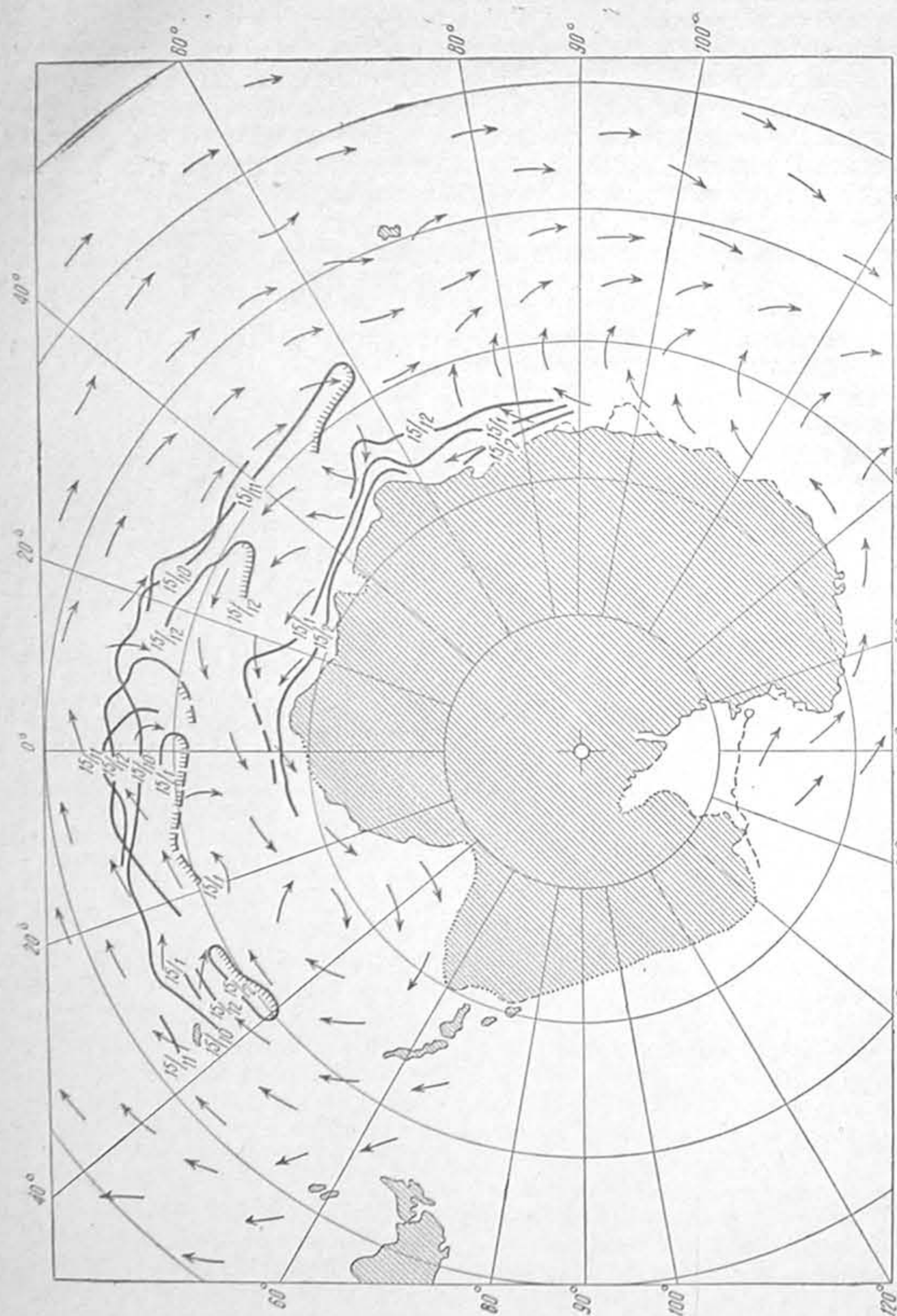
В результате корабли, следующие к берегам Антарктики, сначала пробиваются через более или менее плотный, в зависимости от сезона и района, пояс льда и затем входят в кольцевую полыню, шириной несколько градусов по широте, и только затем подходят к прибрежным пловучим льдам.

На рис. 172 показано по Гансену положение кольцевой антарктической полыни в декабре — феврале 1930—1931 гг. между 40° з. д. и 60° з. д., согласно наблюдениям норвежских китобойных экспедиций.



171. Границы морских льдов в Баффиновом заливе по Смит. Сплошная линия ограничивает минимальную площадь льдов в сентябре. Линия пунктиром — среднее положение кромки льдов в июле. Линия черточками — среднее максимальное положение кромки льдов в конце зимы.





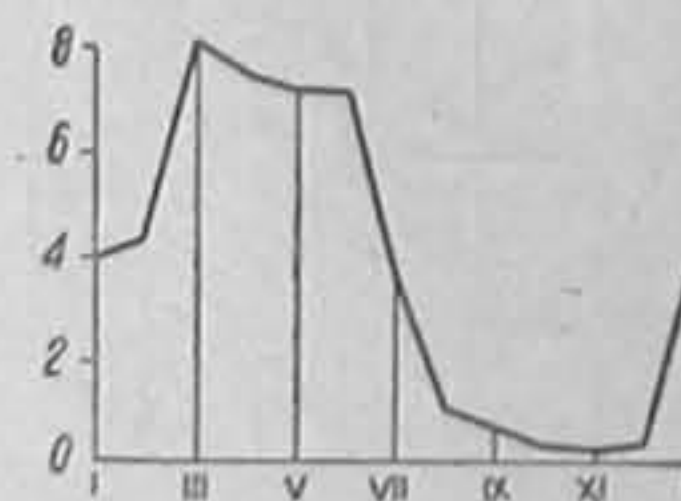
172. Положение кромки льдов у берегов Антарктики в декабре — феврале 1930—31 г. по наблюдениям норвежских китобойных судов по Гансену.

Таким образом, благодаря влиянию морских течений, безледные районы могут быть расположены в более высоких широтах, чем районы ледовитые. Так, например, район океана у берегов Ньюфаундленда ( $46^\circ$  с. ш.), где айсберги, выносимые из Дэвисова пролива, обычно встречаются в течение круглого года, надо считать районом субполярной ледовитости. В то же время восточный район Гренландского моря, где, благодаря влиянию теплого Шпицбергенского течения, льды, вплоть до  $80^\circ$  с. ш., в любое время года встречаются только в виде исключения, надо считать безледным районом.

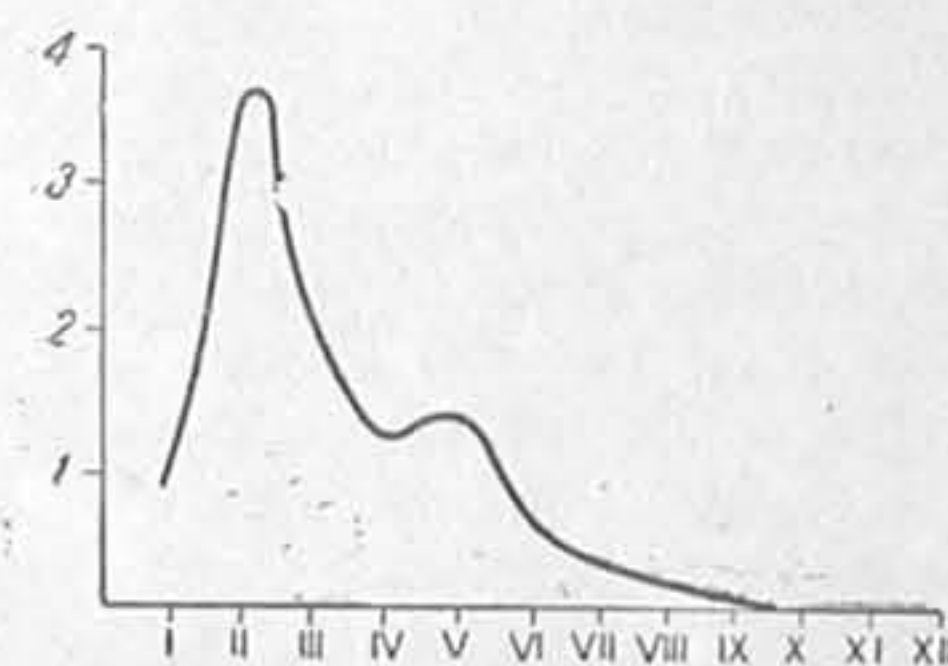
Приведенный пример не является исключением. В одном и том же море, но в разных его районах, иногда встречаются различные типы ледовитости. Характерным примером в этом отношении является Баренцево море. Его район к югу от  $75^\circ$  с. ш. и западу от  $40^\circ$  в. д. (приблизительно) является районом безледным. Район к югу от  $75^\circ$  с. ш. и востоку от  $40^\circ$  в. д. надо считать замерзающим районом. В то же время район к северу от  $75^\circ$  с. ш. и к западу от  $40^\circ$  в. д. является районом полярной, а район также к северу от  $75^\circ$  с. ш., но к востоку от  $40^\circ$  в. д. — районом субполярной ледовитости.

Понятно, что сезонный ход ледовитости для каждого из таких районов имеет свои особенности.

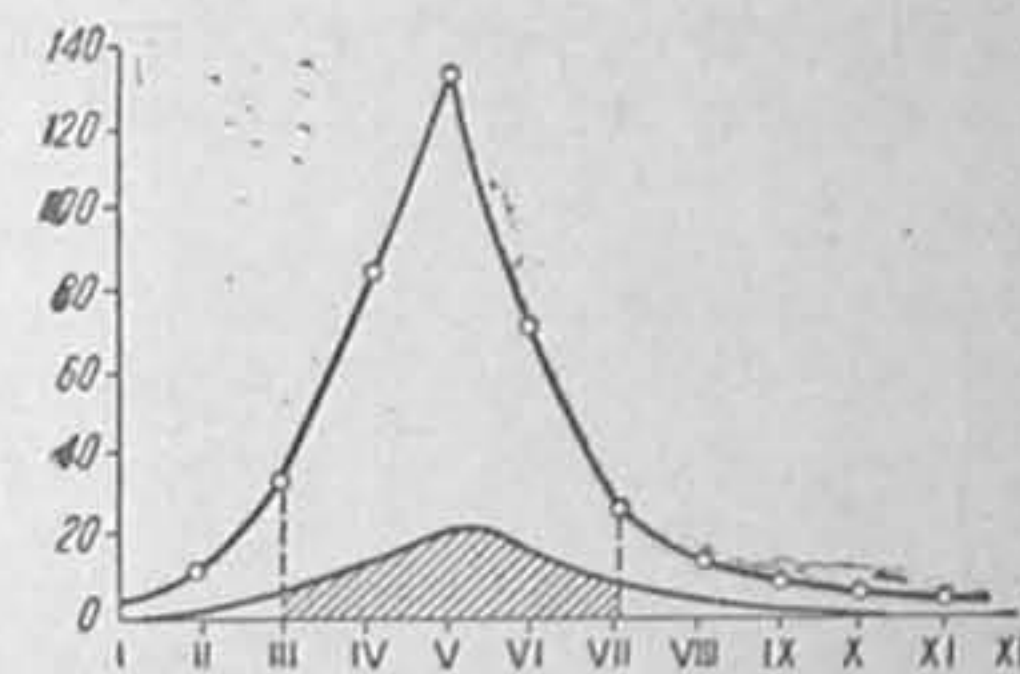
На рис. 173 показан по Бруксу и Кеннелю средний сезонный ход ледовитости у берегов Исландии за период 1901—1924 гг., обусловленный



173. Среднее количество пловучих льдов, дрейфующих мимо Исландии.



174. Сезонные изменения в количестве морских льдов, спускающихся с севера в район к югу от Ньюфаундленда.



175. Среднее число айсбергов: верхняя кривая — к югу от Ньюфаундленда и нижняя — к югу от Больших Банок по Смитю. Ледовый сезон продолжается с середины марта до середины июля.

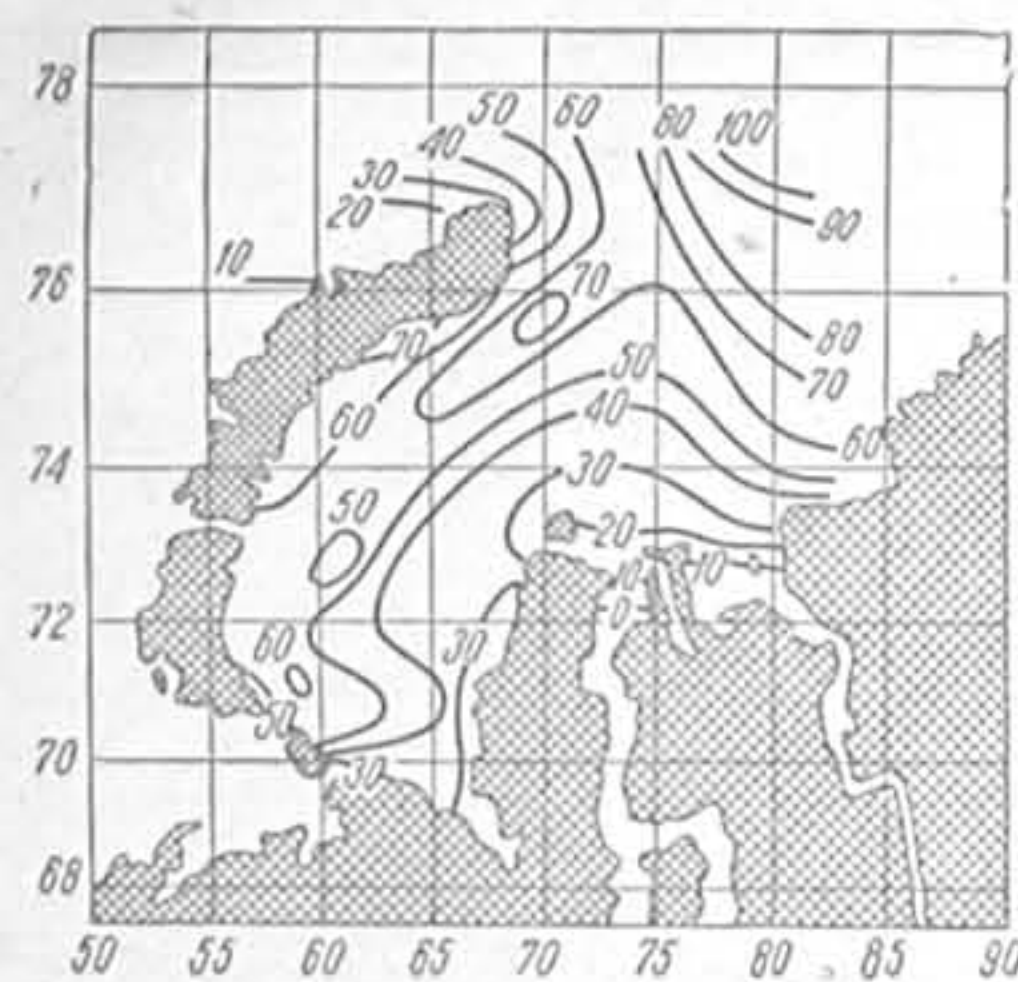
пловучими льдами, дрейфующими на юг мимо Исландии вместе с Восточно-Гренландским течением.

На рис. 174 показан по Мекингу средний сезонный ход пловучих льдов у берегов Ньюфаундленда. Главный февральский максимум обуславливается здесь приносом вскрывшихся льдов Дэвисова пролива. Меньший майский максимум обуславливается пловучими льдами, приносимыми также из Дэвисова пролива, но задержанными в своем движении на юг более медленно движущимися айсбергами, вкрапленными в пловучие льды.

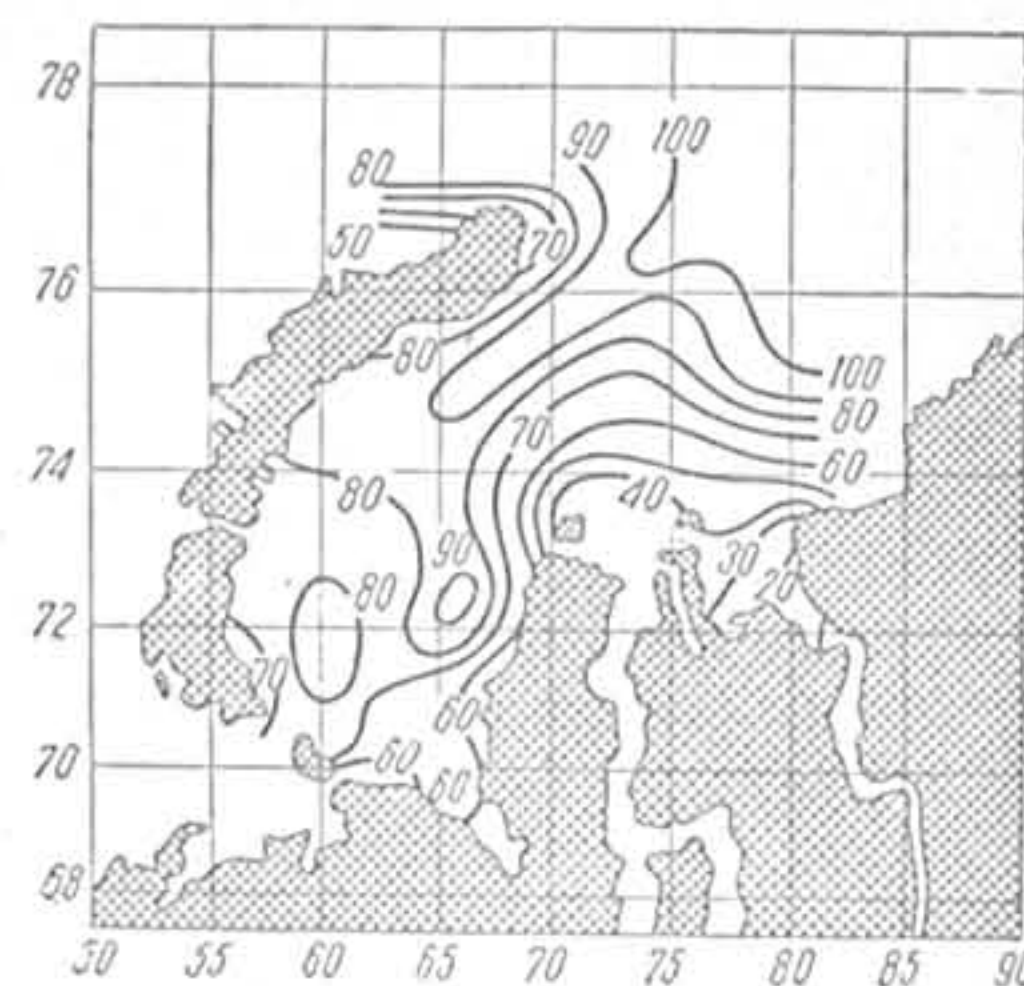
На рис. 175 показано среднее сезонное изменение количества айсбергов, выносимых из Дэвисова пролива в район Ньюфаундленда и зарегистрированных Международным ледовым дозором за 1900—1928 гг.



На рис. 176, 177, 178 показаны карты вероятности наличия льда в западной части Карского моря, составленные Визе для первой половины августа (11 лет наблюдений), для второй половины августа (18 лет наблюдений) и для первой половины сентября (13 лет наблюдений).

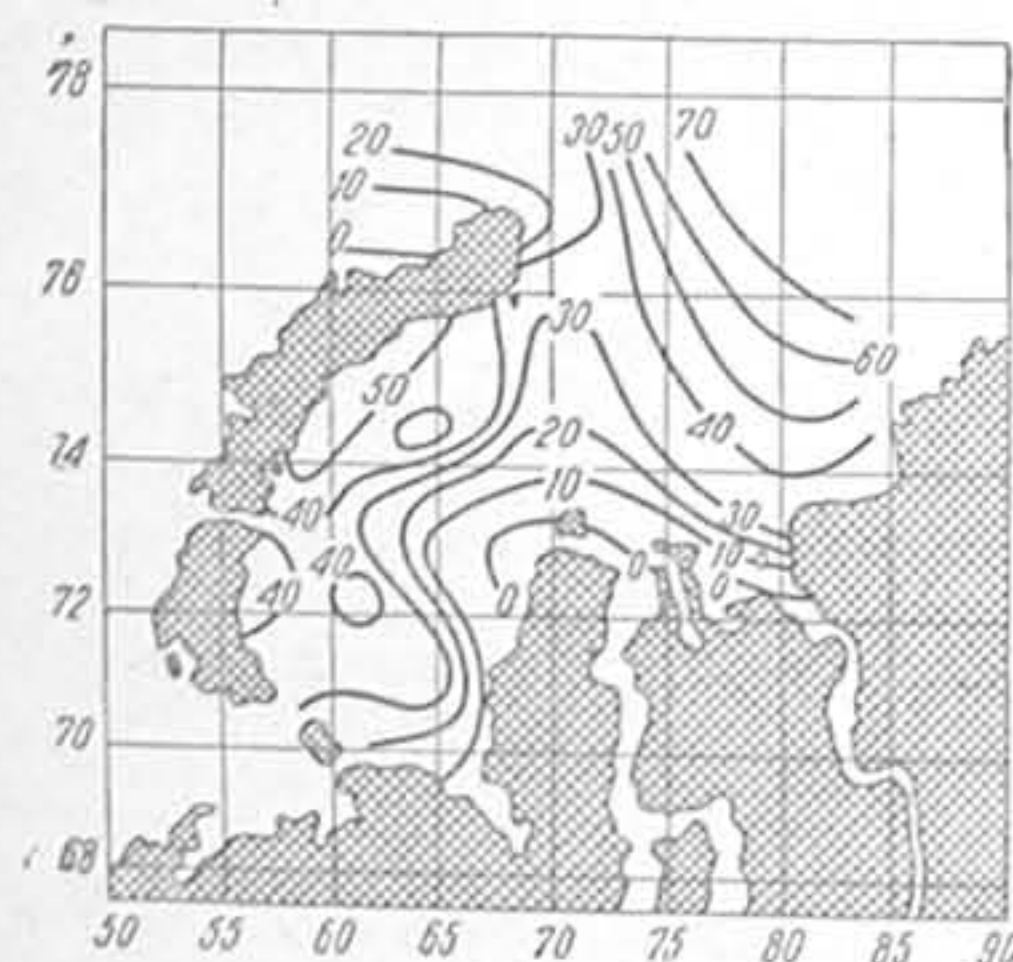


176. Вероятность наличия льда (в процентах) в западной части Карского моря в первую половину августа.



177. Вероятность наличия льда (в процентах) в западной части Карского моря во вторую половину августа.

Все приведенные до сих пор данные дают представление о некоторой средней ледовитости данного района. Однако в отдельные годы, как показывают наблюдения, случаются чрезвычайно сильные отклонения в ту или другую сторону от нормы, причем в некоторых отдельных случаях эти отклонения удается объяснить, в большинстве же случаев они остаются пока необъясненными. Так, например, известно, что с 1892 по 1897 г. в Антарктике наблюдалось значительное увеличение количества льдов. Такое же «ледовое извержение» повторилось в Антарктике в 1922 г. Для Баренцева моря характерно ледовое извержение 1929 г., когда отдельные айсберги доходили до берегов Мурмана. Наибольшее количество пловучих льдов в Баренцевом море отмечено в 1901, 1912, 1917 гг. Наоборот, 1930, 1931 и 1932 гг. были исключительно мало ледовиты.



178. Вероятность наличия льда (в процентах) в западной части Карского моря в первую половину сентября.

В районе к югу от Ньюфаундленда 1881, 1917, 1924, 1931 гг. были весьма мало ледовиты, а с другой стороны 1890, 1909, 1912 гг. и, в особенности, 1929 г. были годами ледовых извержений.

В районе к югу от Ньюфаундленда 1881, 1917, 1924, 1931 гг. были весьма мало ледовиты, а с другой стороны 1890, 1909, 1912 гг. и, в особенности, 1929 г. были годами ледовых извержений.

В табл. 213 показано число айсбергов, зарегистрированных к югу от Ньюфаундленда (48-я параллель) в западной части северной Атлантики.

В табл. 214 приведены сглаженные Смитом для целей прогнозов цифры относительной ледовитости (для айсбергов) к югу от Ньюфаундленда.

Из обеих приведенных таблиц не усматривается какой-либо периодичности. С другой стороны, для гренландских пловучих льдов Мейнардус определил периодичность в 4.5 г. Брукс и Кеннелль, пересчитав данные Мейнардуса, считают периодичность равной 4.76 г. Независимо от Брукса и Кеннелля такой же период получил Визе.

Таблица 213

Число айсбергов, усмотренных у Ньюфаундленда к югу от 48° с. ш. в среднем за 1900—1931 гг.

Количество айсбергов	Месяцы												год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Абсолютн.	3	12	43	91	140	75	26	11	8	3	3	2	417
%	0.7	2.9	10.4	21.7	33.5	17.8	6.3	2.7	1.8	0.8	0.8	0.6	100

Таблица 214

Год	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1880	4.7	2.4	6.1	4.7	6.4	7.4	4.0	5.0	4.3	3.5
1890	8.6	3.1	4.0	4.4	6.1	3.0	3.8	6.1	5.1	5.4
1900	3.0	3.0	2.5	7.3	4.1	7.4	4.6	6.4	3.8	8.6
1910	2.8	4.6	8.6	5.7	6.8	5.4	2.8	2.5	3.7	4.2
1920	5.1	6.8	5.9	4.1	2.0	3.3	4.3	4.8	5.6	9.0

В табл. 215 приведены максимальные и минимальные площади льдов Баренцева моря в процентах от общей площади этого моря, вычисленные по картам Датского Метеорологического института.

Таблица 215

Максимальные и минимальные площади льда в Баренцевом море по месяцам в процентах

Месяц	Максимум		Минимум	
	год	%	год	%
Апрель	1917	92	1907	61
Май	1917	88	1921	47
Июнь	1917	81	1922	34
Июль	1917	65	1924	13
Август	1903	40	1923	2
Среднее за год . . . .	1917	74	1922	36

Из этой таблицы следует, что самым ледовитым годом в Баренцевом море был повидимому 1917 г., когда в среднем за лето (среднее из 5 навигационных месяцев) 74% всей поверхности было покрыто льдами. Наиболее благоприятным годом, судя по тем же картам, был 1922 г. со средней ледовитостью, равной 36%.



Не меньшее разнообразие состояния льдов мы встречаем и в Карском море. Здесь характерны не только изменения в общем количестве льдов, но и в их расположении.

Л е с г а ф т, исследовав период с 1869 г. по 1911 г., подразделил все возможные случаи расположения льдов в юго-западной части Карского моря на несколько типов. В дальнейшем эта работа была продолжена для периода с 1911 г. по 1936 г., причем пришлось ввести несколько дополнительных типов. Типичные расположения льдов таковы:

Т и п «а». В начале навигации лед заполняет западную и юго-западную часть моря. В первой половине августа, а иногда и раньше, юго-западная часть освобождается от больших ледяных скоплений, и льды в основном остаются в виде относительно сплоченного массива к востоку от побережий Новой Земли.

Во второй половине августа путь от Югорского Шара к о-ву Белому обычно свободен от льда, встречаемого иногда лишь в виде редких полос слабого разреженного льда. В крайне редких случаях и в сентябре не исключен принос из района Новоземельского ледяного массива, при северных и северо-западных ветрах, скоплений льда к югу, способных создать некоторые ледовые затруднения к востоку от пролива Югорский Шар и могущих частично заполнить временами самый пролив. Обычно плавание проливом Югорский Шар и далее на восток относительно более доступно, чем через пролив Карские Ворота на северо-восток.

Пролив Маточкин Шар бывает или прикрыт льдами со стороны Карского моря, или последние преграждают дальнейший путь из пролива на восток.

В сентябре в иные годы льды вдоль Новой Земли или совсем исчезают, или держатся сравнительно неширокой полосой.

Путь в Карское море вокруг мыса Желания, — северо-восточной оконечности Новой Земли, бывает доступен для судов во второй половине августа, а в иные годы и раньше.

При этом типе плавание через Карское море на восток пужно считать вполне возможным и в иные годы благоприятным.

Т и п «б». При этом типе в южной и средней частях юго-западной области моря состояние льдов благоприятное: они рано очищаются от льда, в северной ее зоне — тяжелое. В некоторые годы данного типа состояние льда в начале навигации (конец июля, начало августа) напоминает тип «а», но затем льды в районе к востоку от южного острова Новой Земли быстро отступают к северу. В сентябре южная граница льдов уже проходит часто, хотя и не всегда, к северу от Маточкина Шара. Проход в юго-западную часть моря вокруг мыса Желания все лето крайне затруднен для обычных судов. Видимо, к востоку от последнего льды часто составляют одно целое со льдами северной части Карского моря. Льды держатся в недалеком расстоянии к северу от Обь-Енисейского района, часто приближаясь к Енисейскому заливу и даже входя в него.

Т и п «в». При этом типе уже в начале лета лед в основной своей массе сосредоточен в северной части юго-западной области моря, вытягиваясь широким языком с севера на юг. В северной части ледяной язык, расширяясь, часто примыкает к северо-западной части Новой Земли. Широкая полоса чистой воды окаймляет с запада и востока данные ледяные скопления, хотя с востока со стороны Я-мала она обычно уже. Иногда при этом типе скопление льдов наблюдается одновременно и в южной части моря, но в первой половине навигации — августе месяце. В отдельных случаях ледяные скопления занимают значительную площадь моря в его середине.

При типе «в» ледяные скопления быстро разрушаются и в середине, а иногда в начале сентября лед в море отсутствует. Плавание по чистой воде возможно через любой из проливов на восток во второй половине или в конце августа, а в отдельные годы и раньше. С конца августа — начала сентября допустим и беспрепятственный обход мыса Желания по чистой воде. В редких случаях сохраняются остатки ледяных скоплений в районе к востоку от м. Желания, допускающие все же в сентябре плавание.

Т и п «г». При данном типе состояние льда в юго-западной области моря уже в начале августа благоприятно для плавания. Льды уже в начальном периоде навигации — в первой половине августа — встречаются в малом количестве и разбросаны по морю, скоро затем исчезая. Резко всюду преобладает чистая вода. Большие вероятности на встречу со льдом можно ожидать в северо-западной части моря. Плавание возможно через все проливы и вокруг мыса Желания.

Т и п «д». Этот тип представляется по состоянию льдов весьма неблагоприятным для плавания. Проход через все проливы, а также и вокруг мыса Желания в устье Оби и Енисея или в обратном направлении для обычных пароходов почти невозможен, а для ледоколов представляет большие затруднения.

Т и п «е». В августе ледовые условия в южной части моря тяжелые. Средняя часть моря ото льда свободна. С половины сентября все море к западу от меридиана о. Белого свободно от льда.

Распределение перечисленных типов состояния льдов по годам показано в табл. 216.

Таблица 216

Типы состояния льдов Карского моря в летние месяцы с 1869 г. по 1936 г.

Г о д	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1860 . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	г
1870 . . . . .	г	а	б	а	а	б	в	а	г	а
1880 . . . . .	а	б	д	д	б	—	—	г	а	б
1890 . . . . .	а	—	—	а	в	б	а	г	г	а
1900 . . . . .	а	б	б	д	а	а	г	а	г	б
1910 . . . . .	б	а	д	в	а	г	а	д	а	б
1920 . . . . .	г	б	г	а	а	е	д	в	а	а
1930 . . . . .	а	г	в	в	б	а	в	—	—	—

Число лет (в процентах от рассмотренных), относящихся к тому или иному случаю, показано в табл. 217.

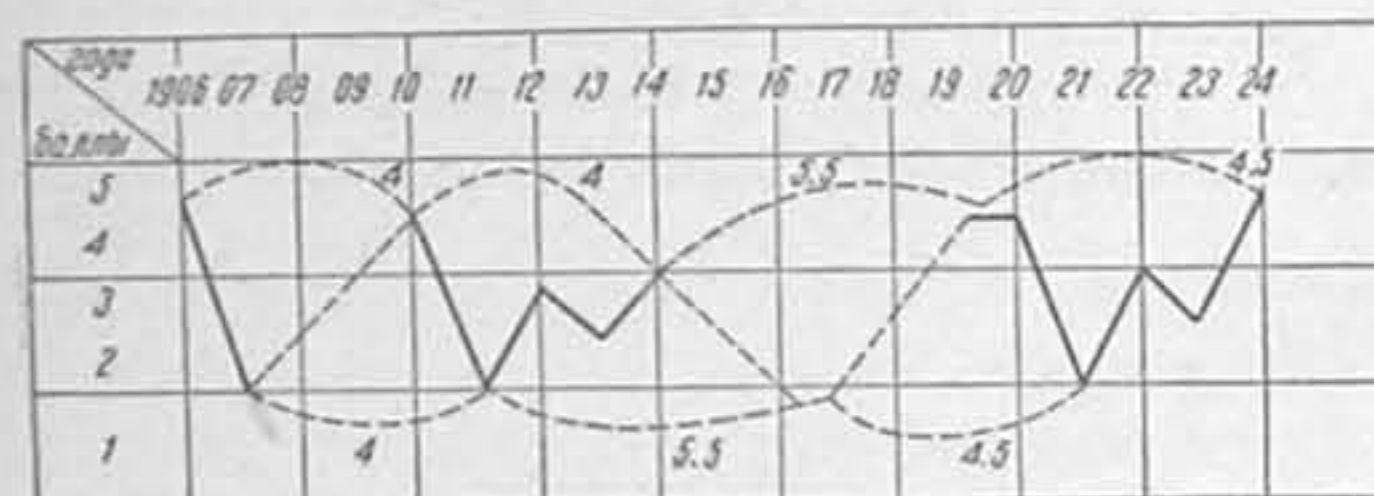
Таблица 217

Период	1869—1936 гг.	1869—1919 гг.	1920—1936 гг.
Тип			
а	39	40	35
б	20	23	12
в	11	7	23
г	19	19	18
д	10	11	6
е	1	—	6



Бурке, основываясь на результатах плавания судов в Карском море, а также на некоторых биологических признаках, считает, что для льдов Карского моря можно наметить два периода: один тридцатилетний и другой трехлетний; теплые тридцатилетние периоды сменяют холодные тридцатилетние и на общем холодном или теплом фоне каждый третий год является сравнительно мало ледовитым.

Таким образом по Бурке период с 1869 г. по 1898 г. был для Карского моря теплым и следующие годы были особенно мало ледовиты: 1869, 72, 75, 78, 81, 84, 87, 90, 93 и 96. Период с 1899 г. по 1929 г. был холодным,



179. Колебания ледовитости в Восточно-Сибирском море.



180. График сравнительной ледовитости Карского моря (верхняя кривая) и моря к востоку от Колымы (нижняя кривая).

составляет 4.6 г. (рис. 179), т. е. почти в точности равна периодичности у берегов Исландии.

На рис. 180 показаны по Итину ледовитость Карского моря и ледовитость моря к востоку от Колымы, которые Итин, проанализировав проходимость этих морей для судов в различные годы, оценил по 5-балльной системе. Несмотря на неполноту данных и не совсем надежную оценку ледовитости отдельных лет, закон «ледовой оппозиции» названных морей, — а именно малой ледовитости Карского моря соответствует большая ледовитость Чукотского моря и наоборот, — по Итину выступает с достаточной наглядностью.

Для объяснения как кратковременных, так и длительных отклонений ледовитости от нормы вполне законченных и общепризнанных гипотез пока не существует, что объясняется необычайной сложностью вопроса. Режим атмосферы и гидросферы весьма тесно связаны друг с другом. Действительно, если режим пассатов в Атлантическом океане, например, влияет на режим Гольфстрима, а напряженность юго-западной воздушной тяги влияет на режим Атлантического течения, то, с другой стороны, Гольфстрим и Атлантическое течение создают максимальные аномалии температур воздуха и давления, наблюдаемые на земном шаре.

Для ледовитости морей советского сектора Арктики, благодаря их восточному расположению относительно северной части Атлантического океана, наибольшее значение имеет именно температурный режим Атлантического течения и его разветвлений. Атлантические воды не только согревают Северный Ледовитый океан, но и, влияя косвенно, создают температурный и ветровой режим воздушных масс.

Благодаря работам Нансена мы знаем, что холодные и опресненные поверхностные воды центральной части арктического бассейна подстилаются теплыми атлантическими водами. Скорость продвижения этих теплых вод на восток мы можем определить из следующих соображений. Считается, что требуется около четырех лет для продвижения полярных льдов с востока на запад от Берингова пролива до Гренландского моря<sup>1</sup>. Естественно предположить, что тот же промежуток времени необходим для движения атлантических вод в обратном направлении, т. е. от Шпицбергена до Берингова пролива.

Влияние последовательного прохода на восток то более теплых, то более холодных глубинных атлантических вод вдоль материкового склона сибирского побережья на состояние льдов в соответствующих районах еще далеко не выяснено. Все же несомненно, что температура этих вод оказывает влияние на ледовитость, во-первых, потому, что, так или иначе, при вертикальной циркуляции, сопровождающей льдообразование, эти воды в эту циркуляцию вовлекаются (§ 37) и, во-вторых, потому, что эти воды (перемешавшись с другими водами) на определенных участках выходят на поверхность моря в результате сгонных явлений, вызванных теми или иными причинами.

Если же допустить периодические выходы на поверхность моря то более теплых, то более холодных вод, то придется допустить и зависящие от них колебания в ледовитости соответствующих районов Полярного бассейна.

Эти рассуждения должны быть дополнены следующим образом. Наличие аномально теплых или аномально холодных вод в том или ином районе моря вызывает за собой аномальное распределение метеорологических условий, в частности барического рельефа и, как следствие, распределения ветров. Раз температура моря связана, с одной стороны, с ледовитостью и с другой стороны — с барическим рельефом, то между барическим рельефом и ледовитостью должна быть некоторая зависимость.

Отсюда понятны попытки найти эту зависимость из наблюдений над ледовитостью и барическим рельефом.

Мейнардус пришел к заключению, что слабая воздушная циркуляция в Северной Атлантике в августе — феврале создает сравнительно малые количества пловучих льдов у Ньюфаундленда последующей весной и наоборот. Мекинг считал, что главным фактором, определяющим границы пловучих льдов на северо-западе северной Атлантики, является барический градиент поперек ледяного потока у берегов Лабрадора в предшествующую зиму.

Лесгафт, исследовав состояние льдов в Карском море с 1869 по 1911 год, установил, что при относительно благоприятном состоянии льдов на севере и на юго-востоке Баренцева моря благоприятные условия устанавливаются также в северной части Карского моря, к северу от северной оконечности Новой Земли и в Маточкином Шаре и наоборот. Отсюда Лесгафт заключает, что в этих частях Ледовитого океана состояние льдов управляется одной

<sup>1</sup> По наблюдениям станции «Северный полюс» скорость дрейфа ледяных полей была значительно большей.



общей причиной. Состояние же льдов в южной части Карского моря от состояния льдов Баренцева моря не зависит и определяется градиентом давления атмосферы М. Кармакулы — Обдорск.

В дальнейшем Визе указал, что повышение давления в Северной Гренландии и к северу от Исландии в июне или июле соответствует большому количеству льдов в Баренцевом море в последующем августе и наоборот.

Все перечисленные до сих пор авторы отмечали, что малая ледовитость есть следствие соответствующего распределения атмосферного давления. Другие авторы, как, например, Брукс и Кеннелль, наоборот, находили связь между ледовитостью полярных морей и последующим распределением давления в Западной Европе. Надо отметить здесь, что такие противоречия являются только кажущимися, так как, как уже неоднократно отмечалось, общая циркуляция атмосферы и общая циркуляция и тепловой режим океана наиболее тесно связаны друг с другом.

В своем исследовании Брукс и Кеннелль исходили из состояния льдов у Гренландии и Исландии, а также в морях Баренцевом и Карском в летние месяцы по картам Датского Метеорологического института.

Эти данные были сопоставлены со средними трехмесячными (по сезонам) давлениями на девяти метеорологических станциях, расположенных в области между Якобсхавном (Гренландия), Варде (Норвегия) (на севере), Понта Дельгада (на юге) и Берлином (на востоке).

При этом оказалось:

1. Большому количеству льдов в Арктике соответствует повышенное давление в северо-западной части рассмотренной области (станции Якобсхавн, Стиккисхольм и Торхавн) и пониженное давление в юго-западной (станция Понта Дельгада).

2. За большим количеством льдов весной и летом следует понижение давления поздней осенью и зимой (с ноября по январь) над Британскими островами и северной Францией.

3. Подобные же отклонения имеют тенденцию повторяться в течение пяти лет, следующих за отмеченными ненормальными ледовыми годами.

Объясняя эти явления, Брукс считает, что существуют два пути влияния льдов на распределение давления. Во-первых, лед и талая ледяная вода охлаждают воздух и таким образом создают повышение давления в данной области. С другой стороны, исландский минимум самым тесным образом связан с общей циркуляцией атмосферы. При усилении этой циркуляции давление у Исландии понижается. В свою очередь общая циркуляция атмосферы зависит от разности температур на экваторе и у полюсов. Отсюда большое количество льдов, увеличивая эту разность и увеличивая этим общую циркуляцию атмосферы, понижает давление у Исландии.

Таким образом большое количество льдов, с одной стороны, усиливает исландский минимум и, с другой стороны, его ослабляет.

В ослаблении исландского минимума играет роль не только количество льда, но и большие количества талой ледяной воды, сравнительно тонким слоем распространяющейся по северной Атлантике. Поэтому это ослабление должно наиболее сказываться летом в период усиленного движения гренландских льдов на юг и усиленного их таяния. Усиление исландского минимума должно сказываться особенно резко в январе — марте, когда лед в самом арктическом бассейне достигает наибольшего развития. Так как исландский минимум вообще усиливается зимой и ослабляется летом, то отсюда Брукс считает, что исландский минимум должен углубляться благодаря большому количеству льдов главным образом в зимнее время.

Таким образом Брукс объясняет первые два вывода из своей совместной с Кеннеллем работы о влиянии арктических льдов на погоду в Англии<sup>1</sup>.

Для объяснения третьего вывода произведенных исследований Брукс указывает, что главные массы наковых льдов образуются на сибирском мелководье, откуда образовавшиеся в какой-либо исключительно суровый год массы льдов постепенно в течение четырех лет выносятся к Исландии в виде льдов и талой ледяной воды, вызывая, с одной стороны, ослабление исландского минимума и, с другой стороны, вызы-

<sup>1</sup> Брукс оговаривается, что влияние льдов на изменения давления изменяется от сезона к сезону так, что заставляет предполагать, что эти изменения вызываются комбинациями нескольких факторов — некоторых, действующих в одну сторону, и некоторых в другую. В результате полученные коэффициенты корреляции не высоки, но все же достаточны для подтверждения правильности подмеченных явлений.

вая его усиление в зимнее время. Таким образом Бруксом намечается некоторый цикл явлений. Для завершения этого цикла необходимо принять во внимание, что усиление исландского минимума влечет за собой увеличение юго-западной тяги в атлантическом секторе Арктики, а следовательно, и усиление приноса теплых вод в Арктику Атлантическим течением и его ответвлениями. Это усиление в свою очередь вызывает усиление циклонической деятельности в окраинных морях, создавая в летнее время уменьшение в них ледовитости. В то же время это же усиление циклонической деятельности, благодаря штормам, способствует осенью и зимой быстрому охлаждению вод, созданию на евразийских мелководьях очень мощных льдов, усилению восточной тяги по северной периферии этих мелководий и т. д.

В этом важном вопросе пока, из-за недостаточности и отрывочности наблюдений, намечены только общие и грубые схемы. Поэтому пока для суждения о ледовитости приходится довольствоваться лишь корреляциями между изменениями некоторых метеорологических и гидрологических элементов в отдельных пунктах, выбирая последние так, чтобы они не противоречили существу явлений.

За последние годы обстоятельные исследования для нахождения таких зависимостей между изменениями в атмосферном давлении и ледовитостью были произведены Международным ледовым дозором. Исследования эти имели целью предсказания числа айсбергов, появляющихся к югу от Ньюфаундленда. Сопоставления, произведенные за промежуток времени от 1880 по 1924 г., показали, что наибольшее значение для таких предсказаний имеют величины:

1. Разность давления по направлению от Ивигтута до острова Белли с ноября по апрель и

2. Разность давления по направлению от Стиккисхольма до Бергена с августа по январь

После того как были созданы соответствующие эмпирические формулы, оказалось возможным давать ледовые прогнозы.

В табл. 218 показано предсказанное и наблюденное число айсбергов к югу от Ньюфаундленда с 1926 по 1930 г.

Таблица 218

Г о д	Предсказано	Наблюдалось
1926 . . . . .	150	345
1927 . . . . .	386	390
1928 . . . . .	500	515
1929 . . . . .	350	1 300
1930 . . . . .	520	475

Анализируя эти результаты, Смит приходит к выводу, что сейчас, повидимому, имеется возможность довольно точно предсказывать малые отклонения количества айсбергов от среднего, но что ледовые извержения, подобные извержениям 1909, 1912 и 1929 гг., случаются без соответствующих метеорологических условий.

Как пример сопоставления гидрологических элементов, в частности температуры моря (а температура моря есть результат многих факторов, в том числе и метеорологических) и ледовитости, можно указать на Баренцево море, для которого была найдена следующая эмпирическая формула:

$$y = -12x,$$

где

$y$  — отклонение от средней площади льдов (средней за пять месяцев), выраженное в процентах, и

$x$  — отклонение от средней температуры Нордкапского течения по Кольскому меридиану в пределах по глубине от 0 до 200 м.



Эта формула выведена на основании ледовых карт Датского Метеорологического института и всех гидрологических разрезов (выполненных Северной Научно-Промысловой экспедицией и Океанографическим и Полярным институтами)<sup>1</sup>.

Мы уже видели, что в общем случае ледовитость данного района складывается из ледовитости, обусловленной местными льдами, и из ледовитости, обусловленной ледообменом с прилегающими морями.

Ледовитость, обусловленная местными льдами, зависит от:

1) метеорологических условий (в самом широком смысле этого слова) в период льдообразования и таяния и

2) от водообмена с соседними морями, поскольку этот водообмен оказывает влияние на температурный режим моря.

Так как метеорологические условия и водообмен изменяются от года к году в довольно широких пределах, то естественно, что и ледовый режим тоже сильно изменяется. Более того, при тех же средних за год метеорологических условиях и водообмене ледовый режим может оказаться различным, благодаря сдвигу фаз в этих условиях.

Во всяком случае ледовитость, определяемая местными льдами, является наиболее простой и легче всего поддается анализу для целей прогноза на будущее.

Действительно, здесь в первом приближении мы можем считать, что главными факторами, определяющими ледовитость, являются:

1. Ледовитость и температура бассейна к началу зимнего охлаждения. Чем меньше эта ледовитость и чем выше температура моря, тем, естественно, меньшую ледовитость мы можем ожидать на будущий год.

2. Метеорологические условия в период охлаждения и льдообразования. Решающими факторами здесь являются температуры воздуха и сила ветра. Скорость охлаждения моря прямо пропорциональна суровости погоды, зависящей от температуры воздуха и силы ветра, а толщина льда, образующегося спокойным нарастанием, прямо пропорциональна числу градусо-дней мороза. Кроме того, чем сильнее ветры, тем сильнее идет торошение льдов. Уже указывалось, что в окраинных морях советского сектора Арктики толщина образовавшегося за зиму льда нарастания только в наиболее северных районах превышает 2 м, в то время как средняя толщина льдов нагромождения в тех же районах доходит до 4 м. Отсюда понятно, что чем меньше число градусо-дней мороза и чем меньше суммарная суровость погоды в периоды охлаждения и льдообразования, тем меньшую ледовитость мы можем ожидать на будущий год.

3. Метеорологические условия в период ослабления льда. Решающими факторами здесь являются температура и влажность воздуха и сила ветра, а решающим моментом — момент вскрытия моря. Последнее происходит после того, как льды достаточно ослабляются таянием, под влиянием течений, приливо-отливных явлений и ветра. Чем раньше льды ослабляются, что достигается температурой воздуха, его

<sup>1</sup> О точности этой формулы можно судить по следующему. В ней

$$\frac{r}{E} = 8.8,$$

где  $r=0.713$  — коэффициент корреляции,  
 $E=0.081$  — вероятная ошибка.

Такой результат надо считать весьма хорошим, так как считается, что метод корреляции дает хорошие результаты, если это отношение больше 6.0.

влажностью и солнечной радиацией, и чем раньше происходит вскрытие, что всегда ускоряется ветром, тем меньшую ледовитость моря мы можем ожидать.

4. Метеорологические условия в период разрушения льда. После того как начнутся первые подвижки льда, главное значение приобретают сила ветра и его направление. Если до первой подвижки льда в каждом отдельном море можно установить наиболее выгодные направления ветра, то в период разрушения особое значение приобретает не только сила ветра, но и изменчивость его направления. Действительно, чем чаще ветер той же силы меняет свое направление, тем больше амплитуда движения отдельных льдин, тем больше весеннее торошение и тем больше при прочих равных условиях разрозненность льдов. Количество используемой на таяние льдов солнечной энергии прямо пропорционально площади открытой воды. Напомним, кроме того, что при протекании теплого воздуха над льдами, над последними образуется сравнительно тонкая<sup>1</sup> холодная воздушная подушка. Эта подушка при достаточной силе ветра уничтожается.

Таким образом, чем сильнее и чем изменчивее направление ветра в период разрушения льдов, тем меньшую ледовитость мы можем ожидать в период навигации, если последняя в данном районе вообще возможна.

5. Метеорологические условия в период навигации. При малой ледовитости данного моря в данном году метеорологические условия в течение навигации не имеют особого значения, но становятся решающими тогда, когда ледовитость велика. Опять-таки здесь главную роль играет ветер: его сила и главным образом его направление, определяющее расположение льдов, — благоприятное или неблагоприятное для использования морских путей внутри или через это море.

Уже отмечалось, что ледовитость моря, обусловленная льдами исключительно местного происхождения, помимо перечисленных условий, зависит также от водообмена с соседними морями. Чем больше этот водообмен, тем, понятно, больше влияние этого водообмена на ледовитость.

Водообмен морей испытывает, подобно другим метеорологическим и гидрологическим процессам сезонные и вековые колебания, а внутри каждого года в известных пределах смещение фаз. Эти изменения могут выражаться как в объемной, так и в тепловой мощности потоков и в совокупности отражаться на колебаниях ледовитости.

Аналогично водообмену большое влияние на ледовитость мелководных морей оказывает береговой сток. Так, например, в прибрежных районах морей Лаптевых и Восточно-Сибирском береговой сток является первостепенным фактором их ледовитости, меняя последнюю в результате мощности и момента наступления весеннего паводка.

Наиболее сложны колебания ледовитости в морях и районах, где имеет место более или менее интенсивный льдообмен с соседними морями.

В Баренцевом море преобладают льды местного происхождения. Вынос льдов из этого моря и принос льдов из Северного Ледовитого океана в Карского моря незначительны и почти уравниваются. Поэтому главным фактором, определяющим ледовитость этого моря, является тепловой режим Нордкапского течения и метеорологические условия, которые в значительной степени регулируются тепловым режимом атлантических вод.

<sup>1</sup> Известно, что во время плавания во льдах при подходе к высоким айсбергам с подветренной стороны очень часто температура воздуха резко повышается, что объясняется небольшой толщиной образующейся над льдами холодной воздушной подушки и стеканием теплого воздуха, расположенного над ней.



В Карском море, кроме метеорологических условий, для его южной части имеет большое значение режим Оби и Енисея и других рек. Ледообмен с Баренцевым морем незначителен и приход-расход льда почти равен нулю. Иначе обстоит дело с ледообменом этого моря с Северным Ледовитым океаном и морем Лаптевых. Здесь всегда преобладает вынос льдов из Карского моря. Колебания расхода льдов в отдельные годы могут быть очень значительны, и именно эти колебания, пожалуй, играют наиболее значительную роль в ледовом режиме этого моря.

Эти колебания в выносе льдов определяются не только колебаниями в гидрометеорологическом режиме самого Карского моря, но и связаны с циркуляцией воздушных масс над прилегающими частями океана над морями Баренцевым и Лаптевых и в особенности над центральной частью Северного Ледовитого океана.

Море Лаптевых делится на две части: северо-западную и юго-восточную. В первой наибольшую роль играет принос льдов из Карского моря и Северного Ледовитого океана, во второй — режим ленских вод. Принос льдов колеблется в значительно больших размерах, чем режим ленских вод и потому ледовый режим юго-восточной части этого моря подвержен значительно меньшим колебаниям от года к году, чем режим его северо-западной части.

Восточно-Сибирское море островами и мелководьями защищено от приноса с севера льдов и потому его ледовитость зависит главным образом от гидрометеорологических условий. Иначе обстоит дело с проливом Лонга и Чукотским морем. Режим ветров летнего времени определяет, будет ли оно весьма ледовитым в течение навигации или совершенно безледным.

Режим же ветров определяется общей циркуляцией атмосферы.

Помимо колебаний ледовитости в каждом отдельном море, фазы которых для некоторых морей почти совпадают, а для других даже рядом лежащих морей или районов могут быть прямо противоположны, последние годы наблюдается весьма интересное явление — потепление Арктики, сказывающееся на постепенном и повсеместном понижении как максимумов, так и минимумов ледовитости. Главнейшими из доказательств этого общего потепления Арктики являются:

1. Отступление ледников и «растайвание» островов. По свидетельству Вегенера приблизительно с начала нынешнего столетия все ледники Гренландии, впадающие в бухты Северо-Восточную и Диско, отступают. В частности, ледник Якобсхави (рис. 181) за период 1880—1902 г. отступил почти на 20 км. Между тем, как уже указывалось, ледники этих двух заливов дают главную массу гренландских айсбергов. Отступление ледников за последнее время наблюдается также на Шпицбергене, на Земле Франца-Иосифа и Новой Земле. К тому же типу явлений относится постепенное размывание Ляховских островов и исчезновение острова Семеновского.

2. Повышение температур воздуха. С 1920 г. средняя температура зимних месяцев на побережья Ваффинова залива, Гренландского моря (Якобсхави, Шпицберген, о. Медвежий), Баренцова и Карского морей неуклонно повышаются. Даже в зиму 1928—29 гг. при жестоких холодах в Европе зимняя температура на Шпицбергене и о. Медвежий была только немного ниже нормы.

Начиная с 1930 г. во всем секторе Арктики от Гренландии и до мыса Челюскина не было ни одной отрицательной аномалии средних годовых и месячных зимних температур, а положительные аномалии достигали очень высоких значений. Так, например, зимой 1934—35 гг. положительные аномалии средних месячных температур в районе от о. Диксона до м. Челюскина до-

стигали  $4^{\circ}$ — $10^{\circ}$ ; в ноябре 1935 г. положительная аномалия на Шпицбергене достигала  $+10^{\circ}$ .

3. Повышение температуры атлантических вод, поступающих в арктический бассейн. Это повышение яснее всего выявляется из имеющихся систематических наблюдений по Кольскому меридиану ( $33^{\circ} 30'$  в. д.). Если взять средние температуры этого разреза от 0 и до 200 м и от  $69^{\circ} 30'$  с. ш. до  $72^{\circ} 30'$  с. ш., то, разбивая имеющиеся наблюдения на два периода: холодный (1900—06 гг.) и теплый (начиная с 1921 г.), получаем данные для мая и августа, приведенные в табл. 219.

Таблица 219

	Май	Август
Среднее за 1900—1906 гг. . . . .	2.16	3.94
Среднее за 1921—1936 гг. . . . .	2.85	4.73
Повышение средних температур . . . . .	+0.69	+0.78

Из этого следует, что в среднем столбик воды Нордкапского течения сечением  $1 \text{ см}^2$  и высотой 200 м обладает в настоящее время запасом тепла на 14 000 г-кал большим, чем это было в начале текущего столетия.

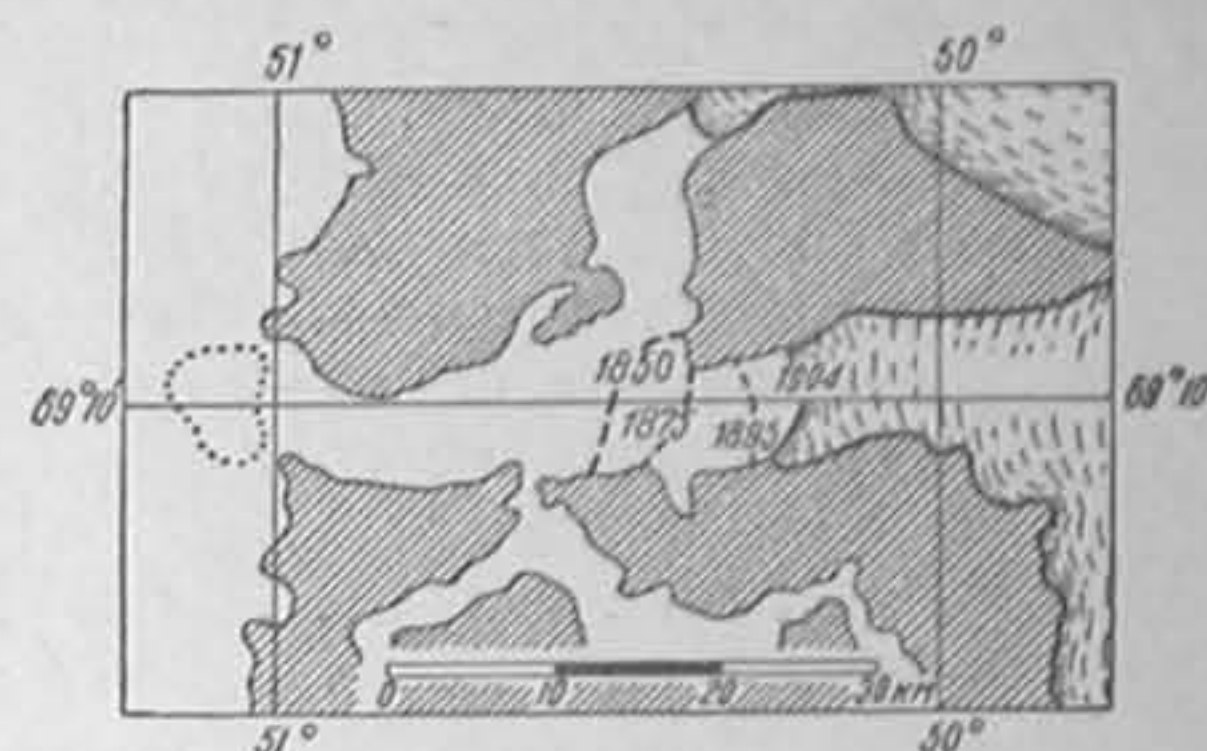
Потепление атлантических вод в Арктике сказывается также в наблюдающемся в районах, прилегающих к Шпицбергену и Земле Франца-Иосифа, за последнее время повышением нижней границы холодного промежуточного слоя приблизительно от глубины 150—200 м, как это наблюдалось в начале текущего столетия, до глубины 75—100 м в текущий период.

Еще резче потепление атлантических вод выявляется при сравнении температурных наблюдений на глубоководных станциях, сделанных Нансеном на «Фраме» в 1893—96 гг. и на «Садко» в 1935 г.

Так, считая до глубины 1200 м, на станции «Садко» № 99 ( $82^{\circ} 41' .6$  с. ш.,  $87^{\circ} 04'$  в. д.) под  $1 \text{ см}^2$  поверхности моря количество тепла оказалось на 78 300 г-кал больше, чем на станции «Фрама» № 22 ( $84^{\circ} 33' — 84^{\circ} 40'$  с. ш.,  $82^{\circ} 15' — 85^{\circ} 18'$  в. д.).

Далее ни на одной из станций «Фрама» в арктическом бассейне температура подповерхностных атлантических вод не превышала  $1^{\circ} .2'$ , в то время как на станции «Садко» максимальная температура доходила до  $2^{\circ} .64$ .

4. Уменьшение ледовитости. Об уменьшении ледовитости за последние годы, по крайней мере в Гренландском и Баренцевом морях,



181. Отступление ледника Якобсхави с 1850 по 1902 гг. по Хаммеру и Энгелю.

Таблица 220

Период \ Месяц	IV	V	VI	VII	VIII	Среднее
1898—1922 гг. . . . .	78	73	64	38	23	55%
1900—1928 » . . . . .	74	66	57	37	22	51%



мы можем судить по ледовым картам Датского Метеорологического института (рис. 170).

Эти средние месячные были вычислены Датским институтом для периода 1898—1922 гг. и затем перевычислены для периода 1900—1928 гг. Площади льдов в Баренцовом море, вычисленные по средним месячным положениям кромки льдов, показаны в табл. 220.

Из этой таблицы видно, насколько отодвинулись к северу границы льдов, если принять во внимание последние годы.

Еще разительнее получается разница в ледовитости, если вычислить площади льдов в Баренцовом море отдельно за период 1900—1920 гг. и отдельно за период 1921—1933 гг. (табл. 221).

Таблица 221

Средняя ледовитость Баренцова моря за 1900—1919 гг. . . . .	54%
» » » » » 1920—1933 » . . . . .	42%

Таким образом средняя площадь льдов в Баренцовом море в летние месяцы (апрель — сентябрь) за последнее время уменьшилась на 12%.

5. Биологические признаки потепления Арктики. Известно, что за последние годы промысловые рыбы распространяются все далее на север. Так, например, с 1929 г. треска в промысловых количествах появилась у берегов Шпицбергена и Новой Земли и в связи с этим идет более интенсивное рыболовство в северных водах.

По данным Международного совета по изучению морей, в Баренцовом море<sup>1</sup> вылов рыбы иностранными промысловыми судами, как это показано в табл. 211, составлял:

Таблица 222

Г о д . . . . .	1924	1925	1926	1927	1928	1929	1930
Лов в тыс. тонн . . . . .	30	40	39	30	44	72	97

В то же время у берегов Гренландии иностранный промысел рыбы также возрастал (табл. 223).

Таблица 223

Г о д . . . . .	1926	1929	1930
Лов в тыс. тонн . . . . .	3	21	48

В водах, омывающих Норвегию, о. Медвежий и Шпицберген, вылавливается сейчас иностранцами 20% рыбы, добываемой северной и северо-западной Европой в Атлантическом океане.

В 1924 г. общая добыча здесь была равна 544 тыс. т, а в 1930 году уже 753 тыс. т. Увеличение вылова рыбы идет главным образом за счет освоения Медвежьинских промысловых банок. Таким образом, за последние годы центр тяжести мирового рыболовства постепенно перемещается в арктические воды, и это безусловно надо в значительной степени приписать потеплению этих вод.

Исследования Книповича и Океанографического института показывают, кроме того, что в связи с потеплением Баренцова моря многие теплолюбивые донные организмы, в частности некоторые иглокожие, сейчас встречаются в тех районах, в которых работавшая в Баренцовом море в период 1900—1906 гг. Северная научно-промысловая экспедиция этих организмов не находила.

<sup>1</sup> Траловый советский лов в Баренцовом море вырос с 36 тыс. центнеров в 1921 г. до 1045 тыс. центнеров в 1934 г., но это увеличение надо приписать не столько потеплению Арктики, сколько увеличению числа тральщиков, лучшей организации и механизации лова, а также плановости работ.

6. Плавание судов. Проходимость судном того или иного ледового района не всегда является доказательством большей или меньшей ледовитости этого района. Надлежащий выбор курса и срока прохода может обеспечить успех операции, в то время как неправильный выбор этих условий судном того же типа может создать впечатление о большой ледовитости. Так, например, судно, которое попробовало бы во что бы то ни стало пройти Северным морским путем в августе 1936 г., получило бы впечатление о полной непроходимости этого пути из-за льдов. Наоборот, сквозной проход Северного морского пути во второй половине сентября того же года не представлял особых затруднений. Кроме того очень трудно сравнивать плаванья по Северному морскому пути, например, в начале текущего столетия и в настоящее время уже потому, что сейчас Северный морской путь гораздо лучше оснащен. Действительно, широко развитая сеть радио- и метеостанций, ледовая разведка: судовая и самолетная, гидрографическое оборудование пути, навигационные карты и, наконец, накопленные знания и опыт делают сейчас плаванья значительно более легкими. И все же можно указать на ряд примеров плаваний, которых мы не знаем в предшествующий холодный период. Сюда относятся: плавание парусно-моторного бота «Книпович» вокруг Земли Франца-Иосифа в 1932 г., огибание Северной Земли ледоколом «Сибиряков» в том же году, сквозные плаванья обыкновенных пароходов вдоль всего протяжения Северного морского пути в 1935 г., причем льдов на этом пути совершенно не было, и т. д.

Далее мы знаем, что, начиная с 1930 г., не было ни одного года, когда нельзя было бы обогнуть Новую Землю с севера даже на совершенно непригодном для плаванья во льдах судне. В то же время мы знаем, что попытка «Ермака» в 1901 г. обойти м. Желания с запада окончилась неудачей, хотя «Ермак» почти месяц потерял на борьбу со льдами и выжидание у северо-западных берегов Новой Земли.

Можно напомнить также 1912 г., когда судно экспедиции Седова «Фока» не смогло пробиться к Земле Франца-Иосифа и вынуждено было зазимовать у северо-западных берегов Новой Земли. В том же году у берегов Я-мала было зажато льдами судно экспедиции Брусилова «Св. Анна», вынесенное затем дрейфом льдов в центральную часть Северного Ледовитого океана.

Таких примеров можно было бы привести множество, но и приведенных достаточно, чтобы показать, что условия плаванья, по крайней мере в наиболее изученных в ледовом отношении морях, как Гренландское, Баренцово и Карское, за последние 10—15 лет стали несравненно легче, чем в предшествующие годы.

По недостатку сравнительных наблюдений вопрос о потеплении Арктики во всей его широте был поставлен только весьма недавно, а именно в связи с подготовкой к проведению 2 Международного полярного года, когда пришлось заранее наметать маршруты морских экспедиций. Отдельные явления, связанные с потеплением Арктики, были подмечены раньше. Так, Книпович первый обратил внимание на высокие температуры Баренцова моря в 1921 г. Это потепление было подтверждено в 1923 г. плаванием «Персея» к Земле Франца-Иосифа без встречи со льдами.

Более углубленные исследования показали, что за последние 50 лет климат Европы становится более морским, что сказывается главным образом в повышении зимних температур. За последние 50 лет температуры воздуха в Берлине, Казани и Слуцке неуклонно повышаются. По сообщению Вл. А. Березкина, средние десятилетние температуры воздуха в Слуцке, начиная с десятилетия 1880—89 гг., повысились почти на один градус.



По сообщению Сумгина, южная граница вечной мерзлоты в Сибири неуклонно отходит к северу.

Еще более замечательным является тот факт, что потепление Арктики не относится к какому-нибудь отдельному ее району, а охватывает весь земной шар. Действительно, у Берингова пролива в Тихом океане обнаруживаются такие же признаки потепления атмосферы и гидросферы, как и в Северном Атлантическом океане.

Одним из наилучших показателей является отмечающееся за последние годы продвижение на север в промысловых количествах иваси — этой сельди Тихого океана. Еще сравнительно недавно промысел иваси был почти неизвестен у берегов советского Дальнего Востока. Сейчас он является здесь одним из основных промыслов.

Замечательно также, что, повидимому, одновременно идет и потепление Антарктики, хотя данных для надежного суждения об этом пока еще нет.

При рассмотрении влияния теплового режима как водных, так и воздушных потоков в сущности надо рассматривать: температуру потока, площадь сечения потока и скорость потока. Один и тот же тепловой эффект может быть создан различными комбинациями этих элементов. Однако решающим является именно температура.

Температура атлантических вод, проникающих в Северный полярный бассейн, как уже указывалось, создается в результате сложной комбинации гидрометеорологических процессов на всем протяжении Гольфстрима, начиная от его истока из Флоридского пролива и Атлантического течения вплоть до наиболее удаленных частей Северного Ледовитого океана.

Изменчивость напряжения пассатов вызывает изменчивость циклонической циркуляции в Мексиканском заливе и тепловой мощности Флоридского потока. Воды Флоридского потока и Гольфстрима в дальнейшем своем пути на север частично вовлекаются в антициклоническую циркуляцию Саргассова моря. Далее воды собственно Гольфстрима подвергаются изменчивому действию Лабрадорского течения. Еще севернее Атлантические воды частично вовлекаются в циклонические циркуляции перед порогом Уайвилля Томсона и далее перед порогом Нансена в Гренландском море. Наконец, в самом Северном Ледовитом океане они участвуют в циклоническом движении на глубине вдоль материкового склона.

Кроме этих главных циркуляций существует множество более мелких, каждая со своим меняющимся от сезона к сезону и из года в год периодом.

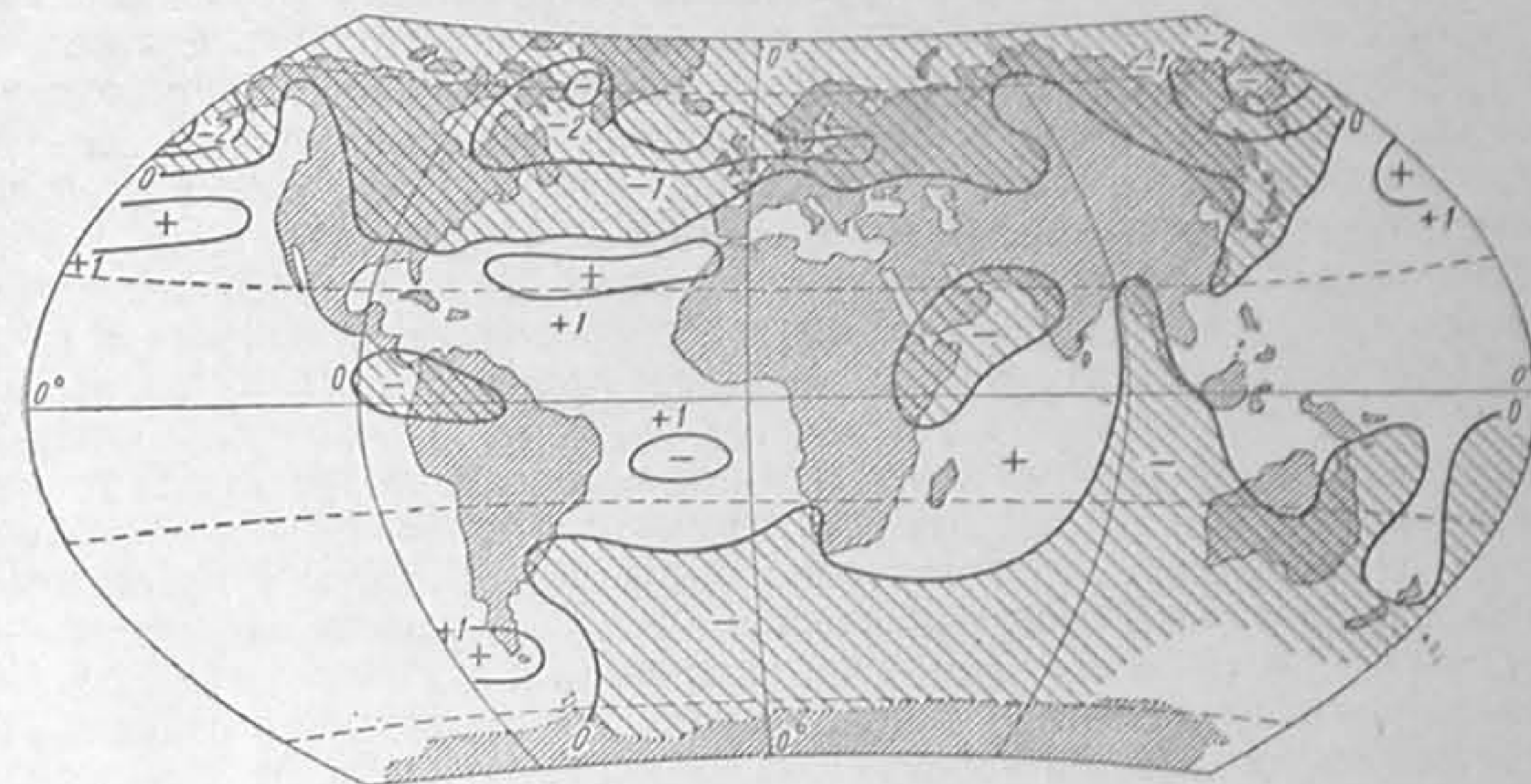
Во время этих циркуляций воды подвергаются турбулентному и конвекционному перемешиванию и соответствующей переработке солнечной радиацией и метеорологическими процессами, в свою очередь оказывая влияние на метеорологические процессы.

В конечном итоге для европейско-атлантического сектора Арктики различные комбинации взаимодействия атмосферы и гидросферы на путях атлантических вод сказываются на расположении путей циклонов, зарождающихся в районе к югу от Исландии, и на интенсивности атмосферной циркуляции. Как указывает Шерхаг, за период с 1920 по 1930 гг. исландская и алеутская депрессии в зимнее время углубились почти на 5 мб, а давление во всей субтропической зоне возросло (рис. 182). Соответственно с этим возрос и перенос морского полярного воздуха из Атлантики на Баренцево море.

С другой стороны, сами по себе более теплые атлантические воды и отсутствие льдов вызывают усиленную атмосферную циркуляцию, и пути циклонов проходят соответственно севернее. Более северные пути циклонов создают более теплые условия в европейско-атлантическом секторе Арктики.

Смещение барического рельефа, а следовательно и путей циклонов, в масштабе, достаточном для объяснения современных колебаний в ледовитости, может быть вызвано разными причинами.

Клейтон указывает на влияние количества солнечных пятен (период 11 лет) на барический рельеф и отсюда на распределение осадков. Колебания уровня некоторых озер, зависящие главным образом от количества осадков, дают удивительные совпадения с ходом солнечных пятен. Замечательно, что Ладожское озеро, например, более многоводно при минимуме пятен, чем при



182. Аномалия атмосферного давления за десятилетие 1921—1930. Отклонения в миллибарах по Шерхагу.

максимуме, в то время как озеро Виктория в Средней Африке — наоборот, что объясняется именно разным барическим рельефом, создающимся для этих озер в результате солнечной деятельности.

Несколько далее в своих исследованиях идет Мемери. Он отмечает, что так как 9 периодов солнечных пятен равны 100 годам, то, если количество солнечных пятен влияет на погоду, приблизительно через каждые 100 лет (отметим, что 100 лет почти совпадают с тремя Брюкнеровскими тридцатипятилетними периодами) погоды должны повторяться. Это положение Мемери подтверждает тринадцать резкими отклонениями погоды сезонов от нормы за период 1888—1928 гг., которым соответствовали такие же сезонные отклонения погоды за период 1788—1828 гг. Отсюда в своей работе (напечатанной в 1928 г.) Мемери предупреждал о суровых зимах, ожидаемых в 1929 и 1930 гг., что, как мы знаем, и подтвердилось особенно ярко для зимы 1929—30 гг.

С другой стороны, Мемери пытается объяснить, почему, раз мы имеем 11-летний период солнечных пятен, мы не имеем 11-летнего периода погоды. Мемери указывает, что количество солнечных пятен изменяется весьма неправильно в течение одного и того же года. Оно то уменьшается, то увеличивается, причем годовые максимумы приходятся то на лето, то на зиму. В 1928 г. максимум солнечной деятельности пришелся на август, что и вызвало положительные отклонения температур этого лета. Тогда, когда минимумы солнечных пятен приходятся на зиму, надо ожидать отрицательных отклонений температуры зимы.

Так как ледовитость морей связана с температурами воздуха, то, следовательно, и здесь можно найти некоторые зависимости.



Как указывалось, граница тропических вод летом в северном полушарии занимает более северное положение и зимой более южное, а в южном полушарии — наоборот. Это изменение границы тропических вод, с одной стороны, вызывается изменяющимися условиями нагревания и охлаждения, но, с другой стороны, также и тем, что тропические воды летом перемещаются к северу, а зимой перемещаются к югу, следуя за изменениями склонения Солнца. Эти перемещения, понятно, сказываются на сезонных колебаниях уровня моря в отдельных морях и районах океана.

При изучении векового хода уровня мы встречаемся с двумя фактами. Во-первых, средние годовые уровни отдельных частей океана и в особенности уровни отдельных полузамкнутых морей отличаются друг от друга более или менее значительно и, во-вторых, средние годовые уровни повышаются или понижаются на большом протяжении берега. Характернее всего это явление, понятно, сказывается в полузамкнутых морях.

Так, например, на всем побережье Балтийского моря, включая его заливы, средний годовой уровень был ниже среднего многолетнего в 1891, 1897, 1901, 1904, 1908 гг. и т. д. и выше среднего в 1893, 1899, 1903 и т. д. гг.

Последние американские исследования показали, что повышения или понижения среднего годового уровня происходят на всем побережье США, как на атлантическом, так и на тихоокеанском. Во всех тихоокеанских портах повышения и понижения среднего годового уровня приходятся на одни и те же годы. Во всех атлантических портах эти изменения среднего годового уровня приходятся также на одни и те же годы, но отличные от соответствующих лет на тихоокеанском побережье.

По Мармеру, например, на атлантическом побережье США наибольшие уровни приходились на 1902, 1910 и 1919 гг.

Как уже указывалось, специальные исследования Лаллемана и Прево результатов французских нивелировок показали, что вековые колебания уровня периодичны и связаны с лунными периодами. Таким образом можно считать несомненным, что вековые изменения уровня океана, во всяком случае в некоторой своей части, связаны с вековыми изменениями приливообразующей силы Луны и Солнца.

Но изменение уровня и притом одновременно на большом пространстве океана вызывается большими перемещениями соответствующих водных масс. Эти перемещения по своему характеру напоминают перемещения при ветровых стоно-нагонных явлениях. Наступающие на берег или в отдельное море поверхностные воды повышают уровень. Одновременно усиливается отток глубинных вод в противоположном направлении в открытый океан. При отступании поверхностных вод явления происходят в обратном порядке. Сходство приливных стоно-нагонных явлений с ветровыми заключается еще в том, что сравнительно малые изменения поверхностного уровня сопровождаются очень большими по амплитуде поднятиями и опусканиями глубинных вод.

Впервые на явления приливо-отливных внутренних волн большого периода обратил внимание Петтерсон при изучении сезонных вертикальных колебаний солености в датских проливах и одновременно связал период этих колебаний с периодами астрономических явлений.

Дануа назвал приливные нагоны трансгрессиями и, сопоставив выводы Петтерсона, Лаллемана, Прево и других, нашел, что основными определяющими характер трансгрессий поверхностных (нагон) и глубинных (сгон) вод периодами являются следующие: 1—4.65—9.3—18.6—111 лет и т. д. Действительно, Петтерсон, изучая вековые колебания улова рыбы в Датском

проливе, нашел период 111 лет, Дарси Томсон нашел, что максимальные уловы рыбы у Эдинбурга случаются через 18.6 лет и т. д.

Наибольший астрономический период, влияющий на ледовитость атлантического сектора Арктики, исследованный Петтерсоном, равен 1800 лет. Через каждые 1800 лет Солнце, Луна и Земля находятся в одной плоскости и на одной прямой при условии наименьшего расстояния Земли до Солнца (перигей). В такие моменты приливообразующая сила достигает своей максимальной величины и отсюда как в атмосфере, так и в гидросфере возбуждаются максимальные нарушения равновесия.

Такие взаимоположения светил имели место в 2100 и 360 гг. до нашей эры и в 1433 г. нашей эры. Исторические исследования Петтерсона показывают, что около этих лет в Северной Атлантике происходили большие климатические и гидрологические изменения.

Норвежские викинги в X и XI веках, повидимому, не встречали затруднений из-за льдов при плавании в Гренландию. Эрик Красный во время своего плавания в 984—987 гг. проходил вдоль восточного побережья Гренландии от Ангматсалика до южного мыса Гренландии. В эти времена по мнению Петтерсона, Восточно-Гренландское течение было также свободно от льдов, как Восточно-Исландское полярное течение в настоящее время, и мимо м. Фаруэлл в Баффинов залив гренландские льды не проходили. Климат Гренландии напоминал в те времена теперешний климат Норвегии в тех же широтах.

Начиная с 1261 г. появляются первые письменные указания о ледяной блокаде Исландии. Вследствие ухудшения сообщений с Европой норвежские колонии в южной Гренландии, основанные Эриком Красным и достигшие цветущего состояния<sup>1</sup> в XI—XIII веках, начали приходить в упадок и были разорены эскимосами: западная группа в 1341 г. и 1379 г., а южная, в проливах у м. Фаруэлл, в 1418 г.

Одновременно с ледяной блокадой Исландии начались очень суровые зимы в Норвегии и катастрофические наводнения на восточных берегах Северного моря.

Исследования геологов Сернандера, Фриса и других показали, что климат бронзового века (от 1700 до 600 г. до нашей эры) был благоприятнее, чем даже во времена викингов, и что резкая перемена зимних условий произошла в III и IV веках до нашей эры. Одновременно были опустошены наводнениями берега Северного моря. Суровые зимы этого периода отразились в северной мифологии под названием «фимбульвинтер» и послужили толчком к первому переселению народов.

\* \* \*

Множество факторов действует по-разному на режим гидросферы и атмосферы. Эти факторы в отдельные годы и периоды могут совпадать по направлению своего действия и создавать поразительные отклонения климатических и гидрологических условий от средних. Некоторые из этих факторов замечены и их действие изучено. Другие факторы также замечены, но их значение еще не оценено должным образом по недостатку наблюдений и по непродолжительности последних. Наконец, по мере углубления исследований и распространения их по лику Земли, выявляются все новые и новые факторы.

Одновременно с непрерывным накоплением фактического материала идет все более и более углубленная разработка теоретических вопросов, что поз-

<sup>1</sup> Раскопки, произведенные в 1936 г. Нолундом, обнаружили, что в этих колониях было развито не только скотоводство, но и земледелие, что доказывает сравнительную мягкость климата.



воляет, с одной стороны, подытоживать результаты наблюдений и, с другой стороны, проверять создаваемые гипотезы. Этот процесс ускорится в своем развитии, если будет осознано положение, что только непрерывные систематические, всесторонние и производимые одновременно во многих пунктах наблюдения над состоянием гидросферы и атмосферы ведут наиболее коротким и наиболее дешевым в окончательном результате путем к разрешению важных, и теоретически и практически, вопросов о причинах вековых и сезонных колебаний ледовитости на отдельных морях и о возможности их заблаговременного предвидения.

Значение льда для жизни Земли достаточно определяется тем, что около 2% воды на Земле находится в твердом виде. Особое значение имеет лед для жизни Океана.

Во время больших оледенений накопившийся лед своею тяжестью продавливает земную кору. При наступлении теплых периодов таяние льдов происходит быстрее обратного поднятия суши и океан заливают образовавшиеся впадины, создавая, таким образом, эпиконтинентальные моря.

Но современные льды также самым существенным образом влияют на режим океана. Благодаря льдам меняется береговая черта и рельеф дна прибрежного моря. Вместе со льдами продукты разрушения берегов не только в виде измельченного материала, но и в виде больших глыб береговых пород выносятся далеко в открытое море. Льдообразование и таяние видоизменяют солевой состав океана. Льды создают в некоторых районах благоприятные и в других неблагоприятные биологические условия, причем в некоторых районах переход от одних условий к другим носит сезонный характер. Очень велико влияние льдов на климат. Море, покрытое льдами, не только защищается от глубокого зимнего охлаждения, но и изолируется от летнего прогрева.

Большие количества тепла, выделяемые при льдообразовании, смягчают зимние температуры, а поглощаемое тепло при таянии понижает летние температуры соответствующих районов океана. Еще большее климатическое значение имеет постоянный вынос льдов из полярных областей в более низкие широты. Количество льдов, образовавшихся и растаявших на мест и вынесенных из полярных районов, меняется от года к году в значительных пределах, и с этим связаны значительные изменения мировой погоды.

Льды в море непосредственно отражаются и на практической деятельности человека, затрудняя в соответствующих районах мореплавание. Айсберги, выносимые Лабрадорским течением в Атлантический океан, в некоторые годы и месяцы являются постоянной угрозой для морских путей сообщения между главными портами Европы и Америки.

Для Советского Союза льды в море представляют особый интерес. На всех морях Советского Союза морские льды представляются обычным явлением. Финский залив замерзает ежегодно. В прибрежных районах северо-западной и северо-восточной части Черного моря льды появляются почти ежегодно. Азовское море в некоторые годы замерзает сплошь. Северная часть Каспийского моря замерзает ежегодно. У советских берегов Тихого океана вплоть до самых южных льды также встречаются ежегодно. Все окраинные моря советского сектора Арктики, включая Белое море, покрываются настолько мощными льдами, что зимой и ранним летом навигация здесь невозможна даже для наиболее сильных имеющихся сейчас ледоколов.

Морские льды приобрели для СССР особое значение в связи с открытием экспедицией Шмидта в 1932 г. Великого Северного Морского Пути и в связи с перелетами Чкалова и Громова из Москвы через Северный полюс в Америку, положившим начало Великому Северному Воздушному Пути.

В деле освоения Великого Северного Морского Пути наибольшим препятствием являются морские льды. В деле освоения Великого Северного Воздушного Пути наибольшим препятствием являются метеорологические условия над ледяными полями Арктики, сильно зависящие от состояния этих ледяных полей. Между тем наши познания о морских льдах и законах, управляющих их режимом, распространением и движением, весьма скудны, хотя и увеличиваются с каждым годом.

Чем меньше познания и чем труднее они даются,—а наблюдения над льдами даются с трудом,—тем благодарнее задача исследователя. Помочь решению этой задачи ставит своей скромной, хотя и основной, целью настоящая книга.



## ПРИЛОЖЕНИЯ

### 1. Некоторые указания о плавании во льдах

Плавание во льдах можно разделить на активное и пассивное. Под активным плаванием в строгом смысле этого слова понимается плавание по прямому курсу через лед. Понятно, что такое плавание при сколько-нибудь значительной толщине и прочности льда доступно только специальным судам — ледоколам и ледокольным пароходам<sup>1</sup>.

Под плаванием пассивным понимается плавание по разводьям между льдинами разными курсами, более или менее близкими к генеральному курсу. В общем случае плавание даже на ледоколах является комбинацией активного и пассивного плавания: корабли в целях сохранения корпуса и топлива сколь возможно дольше следуют разводьями и затем, выбирая наиболее слабые перемычки, перебивают их для того, чтобы в дальнейшем опять следовать по разводьям.

Основным требованием, предъявляемым к каждому судну, предназначенному даже для пассивного, но самостоятельного плавания во льдах, является его способность сопротивляться давлению льда при сжатиях. Эта способность достигается, во-первых, добавочным и специальным устройством корпуса судна: толщиной и качеством наружной обшивки, добавочные шпангоуты и стрингеры и, во-вторых, формой обводов корпуса.

Форма обводов судна рассчитывается таким образом, чтобы при нажатии льдов судно не сдавливалось, а или приподымалось кверху или же выжималось вперед или назад по курсу, в зависимости от того, в какой именно точке корпуса льды нажимают. Отсюда следует, что ледовые суда не должны быть простыми и их ватерлинии не должны быть на большом расстоянии параллельными диаметральной плоскости. Иными словами, ледовые суда не должны иметь больших коэффициентов полноты ватерлиний и шпангоутов<sup>2</sup>.

Наиболее опасны сжатия льдов в зимнее время, когда лед обладает большой прочностью и может давить на сравнительно небольшую площадь борта, не подвергаясь деформации. Насколько действительно влияние обводов на способность корабля переносить даже зимние сжатия, доказывается примером «Фрама», судна экспедиции Нансена, на котором требуемая форма обводов была осуществлена наиболее полно.

<sup>1</sup> Ледоколы предназначаются исключительно для проводки других, более слабых кораблей через льды. Ледокольные пароходы предназначаются для самостоятельного плавания в ледовых районах с пассажирами и грузами.

<sup>2</sup> Коэффициентом полноты ватерлинии называется отношение площади ватерлинии к произведению длины на наибольшую ширину судна по данной ватерлинии.

Выступающие части сравнительно «теплых» и потому пластичных летних льдов всегда более или менее разрушаются при нажиме на судно, и потому эффект летних сжатий льдов всегда значительно меньше. Однако и летом иногда далеко выступающие подводные тараны отдельных льдин представляют значительную опасность, так как они обычно наиболее крепки<sup>1</sup>.

Особо укреплены должны быть у ледовых судов ахтерштевень и в особенности форштевень, так как именно форштевнем кораблю приходится прокладывать себе путь через лед. Искусство ледового плавания заключается отчасти в том, что все удары о лед принимаются на форштевень, в то время как ахтерштевень и борта по возможности оберегаются. Даже летние льды при ударе о них бортом или кормой (например, во время разворачивания) представляют немалую опасность.

Удар форштевня судна о лед, даже при наличии сильных подкреплений, всегда вызывает большие сотрясения и вредные деформации корпуса. Поэтому для того, чтобы ослабить вредное действие удара форштевнем и в то же время не ослаблять его эффекта, у ледовых судов обычно делается большой дифферент на корму<sup>2</sup>.

Этот дифферент на ледоколах и на ледокольных пароходах обычно усиливается изгибом киля в носовой части градусов на 20 вверх от киля. Таким образом суда при ударе форштевнем о лед не только колют лед, но в то же время взлезают на лед и затем продавливают его своей тяжестью<sup>3</sup>.

Далее на ледоколах для того, чтобы иметь возможность по желанию утяжелить или облегчать носовую часть, устраиваются особые водяные цистерны. Такие же цистерны обеспечивают и желаемый крен ледокола на тот или другой борт. В случае тяжелого льда ледокол всползает на лед и, если при этом не удастся продавить лед собственной тяжестью, он впускает воду в носовые цистерны и, наконец, устраивает перекачкой воды в бортовых цистернах искусственный крен то на один, то на другой борт<sup>4</sup>. Возможность перекачки воды в кормовые цистерны, а также раскачивания ледокола перекачкой воды из бортовых цистерн обеспечивают ему сход со льда в случае неудачи.

В некоторых случаях ледовым судам приходится если не перебивать, то во всяком случае раздвигать льды, работая задним ходом. Это обстоятельство заставляет обращать особое внимание на укрепление ахтерштевня и защиту руля и винтов. Кроме того, специально для облегчения раздвигания льдов корме ледовых судов придают иногда так называемую крейсерскую форму, при которой линия ахтерштевня вертикальна или даже несколько наклонена верхней частью к середине корабля, напоминая отчасти таран, чем обеспечивается, во-первых, раздвигание льдов и, во-вторых, частично защита винтов.

<sup>1</sup> В 1921 г. непригодный для ледового плавания пароход «Енисей», следуя в Карском море из Оби в Баренцево море, ударился бортом о подводный таран сравнительно небольшой льдины и через 10 минут затонул. При тех же обстоятельствах в том же году затонул пароход «Обь».

<sup>2</sup> Дифферентом судна называется разность осадок кормы и носа.

<sup>3</sup> Простая идея не разбивать лед прямым ударом, а продавливать лед тяжестью корпуса принадлежит кронштадтскому купцу Бриттневу, который в 1864 г. приспособил для плавания во льдах между Кронштадтом и Ораниенбаумом принадлежавший ему пароход «Пайлот», срезав у последнего носовую часть так, чтобы она могла всходить на лед.

Ледокольная мысль в дальнейшем получила громадный толчок с постройкой в 1899 г. по идее и по чертежам С. О. Макарова ледокола «Ермак».

<sup>4</sup> На некоторых ледоколах для отсоса воды из-под льда и отброса назад ледяных обломков устраивается передний винт, чем облегчается продавливание льда.



Следующим требованием, предъявляемым к ледовому судну, является его поворотливость, обеспечивающая быстрое разворачивание между льдами.

Известно, что скорость и диаметр циркуляции тем меньше, чем больше дифферент на нос. Однако при таком уменьшении циркуляции корма действием руля сильно отбрасывается в сторону, противоположную циркуляции. Понятно, что для ледовых судов это не применимо, так как при забросе корма подвергаются опасности удара о лед наиболее уязвимые части ледового судна: его руль и винты. Кроме того, дифферент на нос лишил бы ледовые суда их свойства взлезать на лед. Поэтому особое значение для ледовых судов приобретает установка на них двух винтов. Действительно, два винта позволяют кораблю разворачиваться на месте, в то время как при одном винте судно разворачивается только с хода.

Двухвинтовые ледовые суда, помимо лучшей поворотливости, обладают еще тем преимуществом, что потеря одной или двух лопастей при ударе о лед не влечет за собой потери судном способности двигаться или управляться, как это было, например, с одновинтовым ледокольным пароходом «Сибиряков» в 1932 г.

Поворотливость ледовых судов приобретает особое значение при наиболее трудном плавании во льдах, а именно при плавании во время сильного ветра. Поэтому расположение палубных надстроек на ледовом корабле должно быть таким, чтобы его «парусность» сама собою постоянно приводила корабль носом к ветру.

Одним из основных вопросов при плавании во льдах является вопрос о том, куда денется раскалываемый или раздвигаемый судном лед.

В этом отношении надо различать плавание в сплошном и сравнительно ровном льду и плавание среди более или менее разрозненных льдов.

Плавание в сплошном и ровном льду представляется сравнительно редким. Понятно, что самая возможность такого плавания определяется толщиной и прочностью льда, а также ледовыми свойствами самого корабля, в первую очередь его прочностью и мощностью. Не менее важными являются ледоходные свойства корабля, так как при раздавливании льда сам собой решается вопрос о том, куда именно денется разбиваемый лед: обломки льда при этом уходят под оставшийся невзломанным лед<sup>1</sup>.

Более общими случаями плавания являются:

1. Плавание в сплошном льду, состоящем из тонких, сравнительно легко проходимых ледяных полей и вкрапленных в них нагромождений тяжелого трудно проходимого льда. Этот случай — активное плавание — характерен для периода льдообразования и является наиболее трудным, а иногда и невозможным.

2. Плавание между ледяными полями и торосистыми образованиями, соединенными между собою более или менее мощными ледяными перемиками, перебиваемыми судном.

Этот случай — смешанное плавание — является характерным для периода таяния льдов. Плавание в таких льдах представляется сочетанием активного и пассивного и в общем случае, при более или менее тяжелых

<sup>1</sup> Надо заметить, что регулярная работа ледоколов по одним и тем же маршрутам ведет в конце концов к утолщению льда. Таким образом сам же ледокол невольно и неизбежно постепенно затрудняет свою работу. Это обстоятельство приобретает особое значение при плавании в неподвижном льду по фарватерам и в реках. Известно, например, что между Кронштадтом и Ораниенбаумом или в Северной Двине, благодаря работе ледоколов, некоторые участки забиваются льдом до дна.

ледяных перемиках, возможно только для ледоколов и ледокольных пароходов, а для обыкновенных судов — только под проводкой последних.

3. Плавание в более или менее густом, но все же разрозненном льду. Этот случай — пассивное плавание — является также характерным для периода таяния льдов. Такое плавание возможно для судов любого типа, вплоть до парусных.

Решающей для успешности пассивного плавания является поворотливость судна, позволяющая маневрировать между льдинами. Эта поворотливость легче всего обеспечивается при малом тоннаже судна. При плавании смешанном и в особенности при плавании активном, кроме поворотливости, необходимы прочность и мощность корпуса и мощность машин, влекущие за собою большие размеры корабля. Сочетание этих двух противоречивых требований — мощности и поворотливости, понятно, является вопросом, решаемым в зависимости от задач, стоящих перед тем или иным судном.

Не останавливаясь более на типах ледовых судов, перейдем к вопросу о проходимости льдов.

Проходимость льдов определяется, во-первых, степенью разрозненности льдов<sup>1</sup> и, во-вторых, их состоянием. Действительно, как бы мощны ни были отдельные ледяные поля и льдины, если между ними имеются достаточные пространства чистой воды, они проходимы для корабля любого водоизмещения и типа. Далее, самая возможность форсирования льдов: перебивание перемишек и ледяных полей определяется в большей степени возможностью для отдельных и расколотых льдин разворачиваться и раздвигаться для образования прохода.

Возможность форсирования льдов определяется не столько их размерами и формой, сколько их прочностью, определяемой соленостью, пористостью, и, главным образом, температурой.

Как мы видели, чем ниже температура, чем меньше соленость и пористость льда, тем лед прочнее. Отсюда при прочих равных условиях лед в период таяния (высокая температура, большая пористость) легче проходит, чем в период льдообразования (низкая температура, малая пористость). То же можно распространить и на периоды оттепелей по сравнению с периодами сильных морозов.

В летнее время малые промысловые деревянные суда рискуют заходить очень глубоко во льды, рассчитывая, что даже если их затрет льдами, то через некоторое время, при продолжающемся разрушении льдов и при соответствующем изменении ветрового режима, они сумеют освободиться. В мае 1933 г. «Персей» почти на месяц был зажат льдами в северо-западной части Баренцева моря. В том же районе в 1928 г. во время поисков экипажа экспедиции Нобиле неоднократно зажимался льдами ледокольный пароход «Малыгин». Таких примеров можно было бы привести множество.

Плавание в период льдообразования можно подразделить на два случая: плавание по совершенно чистому от льда морю, начинающему покрываться молодым льдом, и плавание по морю, также начинающему покрываться молодым льдом, но среди не растаявших за истекшее лето ледяных полей и обломков льда.

<sup>1</sup> Разрозненность льдов определяется на-глаз по 10-балльной системе, причем каждый балл соответствует 10% площади моря, покрытой льдами. Понятно, что для плавания выгодно, если при одной и той же балльности льды состоят из крупных льдин. Условно считается, что парусные суда успешно плавают в 5-балльном, а обыкновенные пароходы в 7-балльном льду. Часто подразделяют льды на: сплошные, что соответствует 10 баллам, сплоченные — 8—9 баллам, разреженные — 4—7 баллам и редкие — 1—3 баллам.



В первом случае никакой опасности не грозит судну до тех пор, пока температура поверхности моря выше температуры замерзания.

Но как только в ледовых районах температура воздуха понизится на 2—3° ниже нуля, частое измерение поверхностных температур моря становится совершенно необходимым. Если при этом хотя бы изредка измеряются температуры воды на глубине приблизительно 10 м, то по полученным температурам и физико-географическим условиям района уже можно приблизительно рассчитать ближайшие возможные сроки появления льда. После того как температура воды упадет до температуры замерзания, появления нового льда при продолжающихся низких температурах воздуха можно ожидать с часу на час. Особенно это вероятно, если температура на глубине 10 м также опустилась до температуры замерзания.

После появления сала дальнейшее плавание в данном районе определяется ожидающейся синоптической обстановкой и ледокольными свойствами корабля.

Для крайних расчетов надо принимать, что рост первых сантиметров морского льда происходит быстро. Так, для случая чистой воды можно (как наиболее быстрее) считать, что за первый день образуется 5 см льда, а за первые пять дней по 3 см льда. Таким образом, за пять дней может образоваться не более 15 см льда. В дальнейшем рост льда замедляется и его в среднем можно считать равным около одного сантиметра в сутки. При низких температурах воздуха и ветре раз начавшееся образование льда проходит быстрее, так как при этом лед сбивается в полосы, нагромождается и образуются торосы, толщина которых при таких же температурах воздуха за первые пять дней может достигнуть 30 см и более.

Надо помнить, что чем мелководнее район, тем раньше при прочих равных условиях начинается льдообразование. Кроме того, чем дальше от берегов или от кромки льдов, тем больше смягчаются температуры воздуха и тем меньше разность между температурой воздуха и воды, определяющая скорость льдообразования.

Таким образом, плавание по морю, покрываемому молодым льдом, хотя и усложняется, но все же является для ледокольных пароходов возможным, особенно если льдообразование проходит при тихой погоде. При ветрах, при той же температуре воздуха, иногда могут создаться весьма благоприятные условия для плавания (образование больших прибрежных полыней при отжимных ветрах), но иногда при нажимных ветрах и при плавании узкими фарватерами плавание может очень быстро стать совершенно невозможным.

Плавание среди оставшихся нерастаявшими льдов с началом нового льдообразования представляется, как уже указывалось, очень трудным, а иногда и совершенно невозможным даже для наиболее мощных кораблей. Во-первых, при наличии льдов температуры воздуха могут спуститься сразу значительно ниже, чем при открытой поверхности моря, вследствие чего суточные скорости нарастания льда значительно повышаются. Во-вторых, при морозе разбитые до того на отдельности ледяные поля и торосы смерзаются и становятся трудно преодолимыми. В-третьих, даже тонкий, но сплошной лед уменьшает поворотливость судна и затрудняет маневрирование, необходимое для обхода мощных льдообразований. Наконец, при ветре взламывание молодого льда и его торошение в данном случае принимают более значительные размеры. Неудивительно поэтому, что китобой, например, считали, что судно, не вышедшее до начала нового льдообразования из разрозненных тяжелых льдов, обречено на зимовку.

Как уже указывалось, даже в летнее время и даже при сравнительно разреженных льдах иногда приходится форсировать льды, пробивая каналы в ледяных полях или перебивая отдельные перемычки. При этом обычно придерживаются следующих правил:

1. При пробивании канала в ледяном поле, что иногда необходимо при выводе зазимовавших судов из нескрывшегося припая или при вводе судов через неподвижный ледяной покров в защищенные бухты для зимовки, следует помнить, что эта операция всегда легче в часы образования приливо-отливных разводий и тогда, когда ветер выносит наколотый лед из канала. Проводка судов по каналу всегда легче при отсутствии ветра.

2. При пробивании канала в неподвижном льду ледокол должен одновременно очищать канал от обломков льда, загоняя их действием корпуса на края и под края невзломанного льда. Особенно это важно при пробивании канала при низких температурах воздуха.

3. Если прорубленный в неподвижном льду канал предназначается для длительного пользования, например, для сообщения на ледоколах во время зимы между отдельными портами, то начальный канал должен прорубаться по крайней мере в два-три раза шире судов, поддерживающих это сообщение.

Пробивание широкого канала надо начинать тогда, когда ледяной покров окончательно установится, и вести его так называемой «елочкой». Под последней подразумевается, что ледокол сначала проходит некоторый участок по оси канала, а затем, отходя обратно, уклоняется на необходимое расстояние то вправо, то влево от курса, расширяя канал и загоняя одновременно обломки на лед и под лед.

4. Особенно трудна проводка судов через льды, находящиеся в движении. Поэтому для проводки судов через льды по узким фарватерам и створам надо по возможности выбирать периоды отсутствия ветра и приливо-отливных течений. В крайнем случае проводимые суда должны по одиночке следовать непосредственно за ледоколом.

5. При форсировании перемычек надо помнить, что расколотый лед всегда увеличивает площадь льдов и, уменьшая таким образом пространства чистой воды, затрудняет дальнейшее форсирование. Поэтому сила удара ледокола (его разгон и ход) должны рассчитываться так, чтобы перемычка была разбита с одного или во всяком случае с наименьшего числа ударов. Если это не удастся, лучше искать новое место для форсирования.

6. При форсировании тяжелых льдов с разгона следует давать задний ход до того, как судно остановится сопротивлением льда.

7. Надо помнить, что судно, расколовшее ударом ледяное образование, в дальнейшем руля обычно не слушает, а идет вдоль образовавшейся трещины.

8. Переходя из полыни в полыню между большими ледяными полями, надо воздерживаться от перебивания перемычек, соединяющих эти поля, хотя бы и узких, тогда, когда под влиянием движения полей у этих перемычек происходит торошение. Лучше в таких случаях идти напрямик по наиболее слабым местам невзломанных полей, обходя торосы. Если это невозможно, надо следить, чтобы не попасть в полосу торошения, которая часто под влиянием вращательных и поступательных движений отдельных полей перемещается в пространстве.

9. Не следует злоупотреблять перебиванием с удара перемычек, образовавшихся не из спаянных льдин, а состоящих из скопления отдельных льдин. Лучше в таких случаях применять «способ парусников», а именно — упереться с малого хода в перемычку, а затем постепенно прибавлять ход. При отсутствии ветра и наличии достаточных пространств чистой воды этот



способ всегда увенчивается успехом, тем более, что работой винтов отдельные льдины уносятся из-под носа судна за корму.

10. Давая задний ход, необходимо руль ставить прямо и следить за тем, чтобы большие куски льда не попадали под винты, действием которых на заднем ходу эти куски засасывают к винтам.

В открытом море плавание происходит преимущественно в движущихся льдах и в большинстве случаев является плаванием смешанным. Здесь кораблям приходится проходить большие расстояния, и потому приходится заботиться о том, чтобы как можно полнее использовать трещины, разводья и полыньи, памятуя, что самый короткий путь через лед может оказаться продолжительнее по времени, чем самый длинный путь по чистой воде. Поэтому при плавании во льдах открытого моря надо широко пользоваться всякого рода указаниями, характеризующими расположение льдов при различных условиях.

Мы видели, что лед в открытых, сравнительно глубоких частях моря никогда не покрывает все море сплошь. Зимние штормы, приливо-отливные течения постоянно его взламывают и переносят с места на место, чем открываются чистые пространства воды, во время штилей и сильных морозов затягивающиеся молодым льдом. Таким образом, лед открытого моря не бывает однородным по возрасту и по температуре. Чем моложе лед, тем меньше его толщина и выше температура, тем легче он поддается разрушению как естественному, так и при прохождении судна. Поэтому при форсировании ледяного поля следует определять положение и направление в нем полос более молодого льда, включенных между полосами льда более старого.

С другой стороны, в тех случаях, когда разрозненные льды ветром или течением нагонит на берег, на неподвижные льды или на ледяное поле больших размеров идвигающиеся медленно, то по линии соприкосновения образуются нагромождения льдин на льдины, почти не поддающиеся форсированию.

Как направление полос более молодого льда, так и направление торосов и разводий, если лед достаточно разрежен, представляется, как мы видели, более или менее закономерным и определяется: 1) направлением предшествовавшего и дующего в данный момент ветра, а также положением близлежащего берега или неподвижного льда по отношению к ветру, 2) направлением распространения приливной волны и фазы прилива в данный момент и 3) направлением и характером постоянных течений данного моря. Эти закономерности вытекают из законов движения льдов, которые вкратце могут быть сформулированы следующим образом:

Торосы, полосы разнородного льда и разводья вытягиваются приблизительно перпендикулярно направлению ветра, их образующему, и параллельно приливо-отливным котидальным линиям. В точках и по линиям схождения постоянных и временных течений образуются скопления и сжатия льдов, в точках и по линиям расхождения течений, наоборот, создаются разрежения и разжатия льдов. Из этих общих положений вытекают следующие указания, рекомендуемые при плавании в разрозненном льду.

1. Если генеральный курс судна не совпадает с направлением вытянутости разводий, рекомендуется все же идти по разводьям в направлении, наиболее близком к генеральному курсу, вдоль кромки, ближайшей к этому курсу, с тем, чтобы, отыскивая наиболее слабые места полос льда, форсировать их и таким образом постепенно переходить из одной полосы разводий в другую.

2. Промежутки времени расползания льдов в связи с прекращением ветра следует использовать для возможно большего продвижения по генеральному курсу.

3. Если расползающийся лед все же представляет затруднения для движения, следует или выждать первого ветра, который должен произвести перегруппировку льдов, или же пользоваться разжатиями льдов, вызываемыми приливо-отливными и постоянными течениями данного района.

4. Опасно даже для сильных кораблей оставаться вблизи берега или неподвижного льда при нажимных ветрах. Лучшее, что можно сделать в данном случае, — это пробиваться против ветра до ближайшего разводья и затем выходить на ветер, переходя из одной полосы разводий в другую по общим правилам.

5. При отжимных ветрах не следует торопиться и тратить топливо на преодоление перемычек, так как последние через несколько часов могут оказаться легко преодолимыми.

6. Суммируя предыдущее, получаем, что при плавании во льдах всегда полезно, помимо пользования разводьями, сильно придерживаться на ветер. Плавание под ветер, даже если оно с первого взгляда и представляется выгодным, возможно только при полной уверенности в наличии под ветром больших пространств чистой воды или же при очень слабых для мощности данного корабля льдах.

7. При плавании среди равномерно распределенных льдов иногда замечаются полосы льдин, состоящие из более молодого, а потому более легко проходимо льда. В этом случае следует, определив направление вытянутости полос молодого льда, использовать их возможно полнее для продвижения по генеральному курсу.

8. Кромка с наветра относительно корабля всегда представляется разрозненной и вход в лед не представляет затруднений. Кромка с подветра всегда более или менее сбита и представляется отчетливо-выраженной. Вход в такую кромку при сильной волне и ветре опасен и может быть произведен только при выборе более или менее защищенного естественного входа, образованного соответствующим расположением ледяных полей.

Как уже отмечалось, искусство плавания во льдах заключается в возможно более полном использовании разводий и полыней и учете их расположения в связи с постоянно изменяющимися метеорологическими условиями, а также в связи с гидрологическими условиями данного района. При этом очень важно пользоваться разного рода признаками приближения ко льду или к пространствам чистой воды. Эти признаки различны для разных районов, но все же можно наметить главные из них.

1. При плавании во льдах наличие зыби всегда доказывает близость больших пространств чистой воды, где эта зыбь могла образоваться.

2. Теплый ветер, проносящийся над холодной поверхностью, влечет за собою увеличение относительной влажности, образование облаков, пасмурности и тумана. Наоборот, холодный ветер над теплой поверхностью вызывает прояснение. Отсюда ясное небо в зените и у горизонта при холодном ветре и плавании по чистой воде доказывает наличие больших количеств льда на наветренной стороне. Наоборот, туман, постепенно поднимающийся со всех сторон и заволакивающий все небо, доказывает подход к ледяной полосе, за которой на ветре имеются большие пространства чистой воды.

3. При ясном небе и ветре с моря (с большого его протяжения) близость льда очень часто доказывается наличием на горизонте рваных по верхнему краю туч свинцово-черного цвета, представляющих собою не что иное, как туман, висящий над ледяными полями.

При ясном небе и ветре со льда наветренный горизонт отликает особым серебряным блеском. В этом случае рефракция особенно сильна и отдельные



льдины представляются светлыми вертикальными полосами попеременно с темными — признаками воды.

4. При хорошей видимости и небе, покрытом ровными облаками, близость льдов указывается светлыми пятнами на облаках — л е д я н ы м и н е б о м, а больших пространств воды — темными пятнами — в о д я н ы м и н е б о м. Иногда грязный лед, отражаясь на облаках, создает впечатление водяного неба и вводит в заблуждение мореплавателей.

При сплошном ледяном небе его меньшая интенсивность в той или иной части горизонта доказывает большую разрозненность льдов.

5. При плавании в тумане светлые и темные пятна на горизонте также соответственно показывают наличие ледяных полей и чистой воды. При очень густом тумане ледяные поля и льдины как бы окружены особым опаловым отблеском и выплывают из тумана значительно искаженными по форме и увеличенными по размерам.

6. Понижение температуры воды летом почти до температуры замерзания доказывает или непосредственную близость или недавнее отступление льдов (льды растаяли или унесены ветром). Однако при наступании льдов (перенос под влиянием ветра) температуры у самых льдов могут быть весьма высоки.

7. Появление маленьких льдинок обычно указывает на приближение к большим скоплениям льда.

8. В тихую погоду при наличии крупной зыби приближение к кромке льда в туман иногда указывается своеобразным шорохом, получающимся при трении льдин друг о друга.

9. Появление птиц, например чистиков, луриков и кайр, живущих и отдыхающих на льду (за исключением времени перелетов), является в некоторых районах вернейшим признаком близости (миль 10—15) льда. Таким же признаком является появление тюленей и моржей. Появление на льду белых медведей, и в особенности белых медведей с медвежатами, доказывает наличие больших и крепких ледяных полей или способных выдержать полярное лето, или простирающихся вплоть до земли. Появление птиц и морского зверя при плавании среди больших пространств льда всегда доказывает приближение к наружной кромке льдов, где идет интенсивное таяние.

10. Эхо в ответ на корабельный свисток очень часто доказывает близость айсберга или большого несяка. К сожалению, отсутствие эхо не всегда означает отсутствие льдов поблизости, так как эхо создается только при известном расположении судна относительно айсберга или несяка и только при известной форме последних.

11. Приближение в южных широтах к одинокому айсбергу в тихую погоду при отсутствии видимости иногда указывается шумом, вызываемым отпаданием от айсберга кусков льда и напоминающим отдаленную канонаду.

Ниже приводятся некоторые выборки из указаний для зимующих судов, составленных Гидрографическим Управлением Главсевморпути на основании опыта зимовки судна «Темп» в заливе Булункан в море Лаптевых в 1933—34 гг.

1. Не следует становиться на зимовку вплотную к берегу или соседнему судну, а также на линии предполагаемой приливной трещины у берега, отмели или горла залива или бухты.

2. Следует помнить, что приливо-отливная трещина у берега по мере утолщения льда и примерзания ледяной подошвы к грунту с течением зимы отходит от берега все дальше и дальше.

3. Становясь на зимовку, надо иметь под килем запас глубины, рассчитанный не только на приливо-отливные, но и на стогно-нагонные колебания уровня.

4. Судно следует устанавливать на зимовку кормой против ветров, господствующих в данном месте. Это необходимо для того, чтобы из кормовой «чашки», устраиваемой для предохранения винтов и руля от деформации вследствие подвижек льда, выдувало весь снег. При таком положении судна относительно ветров сугроб будет только по носу в виде длинного вала.

5. Следует иметь в виду, что в течение зимы лед постоянно деформируется и, неравномерно сжимая судно, то кренит его, то дифференцирует. Весной лед начинает как бы выпирать судно, поднимая его нос или корму или все судно сразу. Поэтому перед зимовкой следует разместить запасы так, чтобы в дальнейшем не создавалось ощутительной разницы в нагрузке на различные части судна.

6. Перед началом таяния снега следует разбросать по льду образовавшиеся около судна сугробы. Когда на льду появится вода, то вблизи судна следует пробить 2—3 лунки, чтобы вода сразу же сбегала под лед; лед в таком случае не будет гнуться и давить на судно.

7. Когда (перед вскрытием) лед всплывет и обсохнет, надлежит приступить к освобождению судна, опилке его, околке и взрыванию льда по линии наиболее слабых мест во льду. Надо стремиться к тому, чтобы судно своевременно и легко всплыло.

Что касается зимовок судов среди дрейфующих льдов, то они всегда — даже для специально приспособленных судов — сопряжены с известным риском быть раздавленным. Сложность и разнообразие ледовой обстановки, создающейся в связи с местными условиями вокруг зимующего во льдах корабля, заставляют ограничиваться для этого случая только самыми общими указаниями:

1. Среди дрейфующих льдов кораблю приходится встречаться с двумя видами усилий, разрушающих корабль, а именно: с усилиями на сдавливание и с усилиями на срез. Первые направлены перпендикулярно диаметральной плоскости и вторые ей параллельно.

2. Усилия на сдавливание наиболее опасны, когда они направлены строго перпендикулярно диаметральной плоскости корабля. Лучшей защитой от этих усилий является яйцеобразная форма обводов корабля, при которой сжатие выпирает корабль на поверхность льдов.

3. Если борта корабля прямостенны, то опасность раздавливания в некоторой степени можно уменьшить искусственным креном корабля градусов на 10—15. Понятно, что при этом давление льдов будет направлено под некоторым углом к борту, и льды у наклоненного борта будут частично уходить под корабль и тем самым выпирать корабль на свою поверхность. Кроме того, надо считаться с тем, что давление, перпендикулярное прямостенным бортам корабля, при отсутствии крена встречает жесткое сопротивление системы крепления корпуса, а при крене и том же давлении корпус корабля отчасти пружинит, чем действие давления несколько ослабляется.

4. Усилия на срез, наиболее опасные для судов, лишенных ледовой обшивки, создаются в результате подвижек льдов, среди которых зимует корабль, друг относительно друга в направлении, параллельном диаметральной плоскости корабля. Защитой от этих усилий может отчасти служить соответствующий выбор места зимовки и соответствующая подготовка этого места.

5. Выбор места зимовки имеет большое значение для защиты от усилий на сдавливание и от усилий на срез. Поэтому судно, намеренно или случайно



остающееся на зимовку во льдах открытого моря, должно до того, как оно окончательно потеряет способность двигаться, найти среди льдов бухту, более или менее защищенную от сжатий старыми торосистыми льдами. Понятно, что при выборе такой бухты надо считаться с наиболее вероятным направлением сжатий, что определяется направлением господствующих ветров и расположением близлежащей суши.

6. Помимо естественной защиты от сжатий, образуемой окружающими место зимовки торосами, весьма желательно некоторое искусственное усиление этой защиты, что достигается применением взрывчатых веществ для разрушения острых углов соприкасающихся с кораблем льдов, устройства вокруг корабля ледяной подушки и искусственного намораживания и укрепления ледяных глыб и торосов вокруг корабля.

7. Все перечисленные меры не могут, однако, гарантировать безопасность зимовки, и поэтому команда судна должна быть подготовлена к переходу на лед с соответствующими запасами и средствами передвижения.

## 2. Применение химических, инертных и взрывчатых веществ для разрушения льдов

В некоторых случаях при плавании во льдах, и особенно во время зимовок, намеренных или вынужденных, бывает необходимо разрушить ледяную перемычку, непосильную для работы корпуса корабля, предохранить судно от сжатий льда, очистить от льдов район для работы корабля и приобретения соответствующей инерции или же ускорить таяние и разлом льда вокруг замерзшего корабля к началу полярного лета. С этой целью применяются вещества химические, инертные и взрывчатые.

Действие химических веществ основано на низких эвтектических температурах водных растворов некоторых солей. Так, при смеси поваренной соли с чистым льдом мы получаем температуру до  $-21^{\circ}.9$ , при смеси со льдом хлористого кальция до  $-55^{\circ}$ .

Отсюда, если насыпать на лед соль, то при постепенном ее растворении лед будет постепенно разъедаться и ослабляться. Этот прием неоднократно применялся в Арктике для плавления тяжелого льда вокруг кораблей. Как указывает Барнес, применение, в частности, хлористого кальция, помимо его более низкой эвтектической температуры, имеет еще то преимущество, что хлористый кальций при растворении выделяет большое количество тепла<sup>1</sup>.

Для сравнения действия хлористого кальция и поваренной соли Барнес произвел ряд опытов. Так, на очищенные поверхности льда площадью около  $200 \text{ см}^2$  при температуре воздуха  $-16^{\circ}$  было насыпано для сравнения по 2 кг хлористого кальция и поваренной соли. Через пять часов хлористый кальций проник в лед на 15 см, а соль на 1 см. На следующий день при температуре воздуха  $-19^{\circ}$  весь хлористый кальций растворился и лед стал сотообразным на глубину до 20 см, соль же вся растворилась и проникла на глубину около 12 см. Еще через два дня хлористый кальций образовал соты до глубины 30 см, а соль вся растворилась и проникла на глубину до 21 см.

При другом опыте около 800 г хлористого кальция было положено на площадь  $15 \times 30 \text{ см}^2$  льдины толщиной 20 см. При температуре воздуха  $-16^{\circ}$  весь кальций прошел через льдину за 40 минут.

Другие опыты Барнеса заключались в укладывании полос хлористого кальция на ледяном поле по различным направлениям.

Опыты эти показали, что такой способ применения хлористого кальция и соли приносит хорошие результаты. Когда наступает процесс распада льда, лед взламывается по направлениям полос. Таким образом можно готовить лед к его разрушению, как естественному (действие приливов, течений, волны), так и искусственному (работа корабля).

<sup>1</sup> Теплота растворения хлористого кальция равна  $17.4 \text{ ккал}$ .

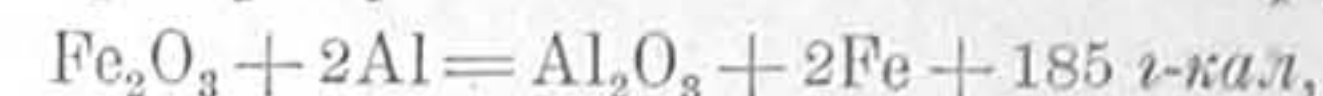
Применение инертных сыпучих материалов, как-то: песка, гальки, шлака, угля и т. п., для разрушения льда основано на большем поглощении этими телами лучистой энергии и также испытано на практике.

Песок или шлак насыпается на лед между кораблем и открытой водой, и усиленное таким образом действие солнечной энергии ускоряет разрушение льда. Понятно, что интенсивность действия инертных веществ зависит от широты и сезона и во всяком случае оно значительно меньше действия химических веществ. Для последующего эффекта необходим довольно значительный промежуток времени: от нескольких дней до двух-трех недель, в зависимости от местных условий. Поэтому для ускорения процесса иногда пользуются смесями химических и инертных веществ в различных пропорциях.

Взрывчатые вещества для борьбы со льдами применяются двух типов: термит и амонал.

Как показали опыты Барнеса, термит оказывает большее разрушительное действие на лед речной и озерный, чем другие взрывчатые вещества.

Если термит, т. е. смесь порошка алюминия и окиси железа, нагреть в одном месте запалом из магниевой ленты и порошка магния с перекисью бария, то реакция распространяется во всей массе по формуле



причем получается расплавленное железо, нагретое до  $3000^{\circ}$ . Как только расплавленное железо приходит в соприкосновение со льдом или водой, возникает разложение воды на кислород и водород, причем последний сгорает с кислородом воздуха. Благодаря этому, по Барнесу, возникает развитие газов, вызывающее медленный взрыв, разрыхляющий и расщепляющий ледяные массы. Барнес не придает значения количеству льда, фактически расплавленному термитом, и приписывает разрушающее действие термита главным образом энергии проникающих тепловых лучей.

Описывая свои опыты, Барнес говорит, что при зажигании заряда термита внутри глыбы льда последняя сверкает белым светом несколько секунд до момента взрыва, что показывает, с какою мощностью лучи проходят сквозь лед: вся глыба кажется как бы накаленной добела.

Барнес применял термит как для разрушения заторов на реках, так и для разрушения айсбергов и указывает, что действие термита основано на возникающих во льду температурных напряжениях, объясняя последними сильный треск, замечаемый в айсберге в продолжение нескольких часов после применения термита.

Повидимому, надо приложить еще некоторое добавочное усилие для того, чтобы лед, ослабленный действием термита, окончательно разрушить. Таким усилием при заторах является напор речных вод, в айсбергах — давление вышележащих слоев и в морском льду — действие корабля.

Амонал применяется главным образом потому, что при достаточной силе взрыва он является наиболее безопасным при хранении на корабле и сравнительно экономичен.

Подмечено, что наименьший эффект взрывов получается во льду, сильно разъеденном летним таянием, а также во льду очень холодном и потому очень хрупком. В первом случае энергия взрыва гасится вязкостью льда, а во втором от льда откалываются лишь небольшие куски. Наибольший эффект получается при взрывных работах в ровных полях осеннего и зимнего происхождения, которые летним таянием ослаблены, но не разъедены и в которых взрывы вызывают многочисленные и длинные трещины.

Искусство применения взрывчатых веществ заключается в правильном расположении зарядов по пространству и по глубине. Наибольший эффект



получается, когда предварительной рекогносцировкой удастся нащупать ледовые узлы, взрыв которых нарушает статическое равновесие отдельных глыб и перемычек. То же относится и к линиям соприкосновения отдельных ледяных полей.

Следующим необходимым условием успешности и безопасности взрывных работ являются быстрота их проведения и достаточная энергия. Слабые взрывы, растянутые друг от друга на большие промежутки времени, могут оказаться не только полезными, но даже вредными. Действительно, при взрывах льды раздробляются, трещины заполняются мелкими осколками и таким образом площадь свободной воды несколько уменьшается. Особенно опасны слабые, недостаточные для намеченного разрушения взрывы при ветре и напоре льдов. Действительно, при этом льды могут недостаточно открыться и передвинуться так, что положение после взрыва ухудшится, а не улучшится.

Взрывные работы при ветре и сжатиях в общем случае представляются наиболее трудными, за исключением отдельных случаев, когда ветер работает в ту же сторону, что и желаемый эффект взрыва.

Взрывные работы во время плавания приходится проводить как вдали, так и особенно часто вблизи судна. Поэтому, чтобы не повредить судна, величину заряда надо выбирать в зависимости от расстояния взрывающегося льда до борта корабля.

Опытами при работах с аммонитом в летних условиях и в средних по крепости льдах установлены следующие расстояния взрыва от борта корабля, безопасные для его корпуса.

Одновременно теми же опытами установлены расстояния от центра взрыва, дальше которых осколки, всегда получающиеся при взрыве, не разлетаются.

Величина заряда в кг . . . . .	0.1	0.5—0.9	3—5	8—10	23
Расстояние от борта в м. . . . .	1—1.5	8—10	20—25	30—35	30—40
Расстояние от центра взрыва в м. . . . .	—	20—30	50	80—100	100—150

Действие заряда зависит при прочих равных условиях от его величины и от глубины его заложения в лед. Как показала практика, эффект взрыва зарядов весом более 20 кг увеличивается очень незначительно и потому заряды весом более 20 кг применяются только в исключительных случаях. Расстояния между зарядами обычно не делают больше 40—50 м.

Практика также показала, что при толщине льда до 1.5 м заряд выгодно помещать в воде непосредственно подо льдом. При большей толщине льда заряды помещают на 3/4 толщины льда, считая от его поверхности.

Наиболее характерными подрывными работами в условиях ледового плавания являются:

1. Освобождение застрявшего во льду судна (взрывная околка судна).

Эти работы лучше всего производить при маловетрии и во время приливных разжатий. Вес и расположение зарядов должны быть рассчитаны на образование трещин, а не на создание мелких осколков, могущих забить уже имевшиеся трещины.

2. Взрывание ледяных перемычек, преграждающих путь кораблю.

Эта работа требует предварительного обследования узлов перемычки и немедленного после взрыва форсирования ее кораблем.

3. Образование проходов в сплошных полях.

Такие работы, как показала практика, при длине прохода свыше 500 м невыгодны, так как требуют слишком большого расхода взрывчатых веществ.

Для уширения взломанной полосы заряды располагаются в несколько рядов в шахматном порядке.

4. Охрана судна от сжатия.

При сжатиях льдов необходимо обеспечить судно от продавливания его бортов острыми углами отдельных ледяных образований и распределить давление напирания льдов более или менее равномерно на весь корпус корабля. Для этой цели с обоих бортов судна, в первую очередь со стороны сжатия, взрывают лед зарядами весом 8—10 кг, расположенными в расстоянии 10—12 м друг от друга, по возможности на более мелкие куски. Таким образом вокруг корпуса судна создается «ледяная подушка» (шириной не менее 50 м) из мелко-битого льда и воды, играющая при напоре льдов роль буфера.

В связи с тем, что айсберги, выносимые Лабрадорским течением в район Ньюфаундленда, являются постоянной угрозой для мореплавания на одном из наиболее оживленных путей между Европой и Америкой, неоднократно высказывалась мысль о применении взрывчатых средств для разрушения айсбергов.

Весной 1926 г. Барнес применил термит для разрушения нескольких айсбергов у восточных берегов Ньюфаундленда. Первый айсберг был длиной и шириной около 170 м и, свободно плавая, возвышался над поверхностью моря на 25 м.

Первая мина термита весом около 45 кг вызвала мощный взрыв, разрушивший большую часть уступа. Непосредственно после этого, по Барнесу, послышался треск, продолжавшийся в течение всего вечера, а около двух часов утра очень громкий треск разбудил обитателей близлежащей деревни. В следующие два дня разрушение айсберга продолжалось, айсберг распадался и переворачивался. Дальнейшие опыты над остатками этого айсберга производить было небезопасно.

Следующий опыт был сделан над айсбергом, стоявшим на мели в Твислингетской гавани. На этот раз был применен заряд весом 225 кг. Взрыв разрушил большое количество льда, а мощная тепловая волна вызвала трещины и сделала лед сотоподобным.

Ночью и в течение всего следующего дня айсберг продолжал распадаться на части, переваливаясь с одной стороны на другую по мере того, как куски льда отпадали от общей массы и нарушали равновесие.

Третий опыт был произведен также с айсбергом среднего размера, сидевшим на мели. Лед айсберга был очень крепкий и не проявлял признаков распада. Было заложено два заряда — один в 30 и другой в 45 кг. Оба взорвали айсберг, но отломившиеся части силой взрыва отброшены не были. На следующее утро айсберга не оказалось. Как удалось установить, айсберг не уплыл, а растаял. Три соседних айсберга оказались в прежнем состоянии.

Как заключает Барнес, «более не может быть сомнений в изумительной эффективности применения термита для разрушения наиболее прочного и крепкого льда». Далее Барнес отмечает, что его опыты по применению сильновзрывчатых веществ подтвердили результаты опытов Международного ледового дозора о том, что эти вещества на солидные массы льда оказывают либо слабое действие или не оказывают никакого.

Во время экспедиции на «Садко» 1935 г. также пробовали применять аммониты для разрушения столбчатого айсберга у северо-восточных берегов Шпицбергена. Действие заряда весом 40 кг оказалось совершенно ничтожным.

Надо отметить, что термит, столь рекомендуемый Барнесом для разрушения айсбергов, до сих пор не применяется Международным ледовым дозором.

Главная трудность, как справедливо отмечает Смит, заключается в трудности заложения мин в айсберге, особенно в свежую погоду или даже во время зыби. Кроме того, количество айсбергов, выносимых на охраняемые Ледовым дозором пути, иногда настолько велико, что вряд ли хватит времени на разрушение айсбергов не в ущерб другим обязанностям Дозора. Поэтому в настоящее время Ледовый дозор ограничивает свои функции следующими:

1. Изучение гидрологического режима в районах выноса льдов для суждения о путях айсбергов.
2. Изучение гидрометеорологических условий Баффина залива и Лабрадорского течения для предсказания общего количества айсбергов.
3. Рекомендация наиболее безопасных и в то же время достаточно коротких путей в зависимости от сезона и ледовитости данного года.
4. Оповещение мореплавателей о замеченных на торговых путях айсбергах.



### 3. Номенклатура арктических льдов<sup>1</sup>

#### Первичные формы льда

**Ледяные иглы** — мелкие ледяные кристаллы, трудно различимые глазом. Присутствие их вызывает изменение обычного цвета и прозрачности воды.

**Сало** — скопление несмерзшихся ледяных игл, сливающихся с поверхностью воды и покрывающих море пятнами, напоминающими масляные, в виде тонкого налета и блесток сероватого или серо-свинцового цвета. Сало представляет очень тонкий слой, колеблющийся от волнения при ветре. Поверхность, покрытая салом, не образует ряби, и море кажется гладким.

**Ледяная корка** — образуется на спокойной поверхности моря путем смерзания сала и представляет собой тонкую, эластичную, блестящую корку; образуется преимущественно в бухтах и между полями старого льда. Толщина обычно менее 5 см. Во время прохождения судна через ледяную корку слышен шум, тогда как при прохождении через сало шума почти не бывает.

**Снежура** — вязкая, кашеобразная масса, образующаяся при обильном выпадении снега на достаточно охлажденную воду.

**Шуга** — рыхлые, белесоватого цвета куски льда смешанного характера; образуется из сала, иногда из снегуры, уплотняется под действием волн и течений, под влиянием сжатий может достигать значительной толщины; иногда шуга образуется из всплывшего донного льда, возникающего из переохлажденной воды на дне моря.

**Блинчатый лед** — ледяные отдельности округлой формы с диаметром обычно не менее 30 см, достигающим иногда до 2 м, толщиной, редко превышающей 5 см. По краям блинов большей частью возвышается закрапка белого цвета, которая, однако, может отсутствовать, если блины образовались в тихую погоду на совершенно спокойном море. Блинчатый лед может образоваться из смерзшихся ледяных игл, сала, шуги и снегуры, а также из разбитой ледяной корки путем механического окатывания.

**Молодой лед (молодик)** — тонкий лед с шероховатой влажной поверхностью, преимущественно светлосерого цвета. Молодой лед образуется из ледяной корки или блинчатого льда.

**Ровный лед** — образуется из ледяной корки и молодого льда путем нарастания. В некоторых случаях может увеличиваться по толщине путем наслоения при сжатиях. Толщина ровного льда колеблется от 20 см до предела естественного нарастания.

#### Вторичные формы льда

**Крупное ледяное поле** — пловучая льдина протяжением более 2 км. Ледяные поля образуются как из смерзания различных видов льда, так и путем раздробления больших площадей ровного льда, в том числе и припая. Различают ледяные поля гладкие и торосистые.

<sup>1</sup> Принята совещанием Межведомственного бюро ледовых прогнозов при ГУСМП 26 мая 1938 г.

**Малое ледяное поле** — пловучая льдина протяжением от 200 м до 2 км. Малые ледяные поля образуются из разлома крупных ледяных полей.

**Крупная льдина** — кусок льда протяжением от 20 до 200 м.

**Малая льдина** — кусок льда протяжением менее 20 м.

**Ледяная каша** — смесь измельченного льда, иногда с шугой; наблюдается у кромки льда между подвижными льдами или у берегов плотным слоем, достигающим толщины в несколько метров. При сжатиях ледяная каша отличается большой плотностью, при разрежениях же она рыхлая.

**Несаяк** — отдельное глубокоосидающее торосистое образование льда, находящееся на плаву.

**Стамуха** — торосистая льдина, сидящая на грунте.

**Пак** — скопление многолетнего льда, преимущественно торосистого и слоистого.

**Айсберг** — встречающийся в море лед глетчерного происхождения, крупных размеров (обычно возвышается над водой более, чем на 5 м).

**Обломок айсберга (щенок)** — образование глетчерного льда малых размеров (обычно возвышается над водой менее, чем на 5 м).

#### Лед берегового припая

**Ледяной забор** — неподвижный тонкий лед, распространяющийся от берега на расстояние нескольких десятков метров; состоит из смерзшихся сала, шуги, снегуры и ледяной корки.

**Припай** — примерзший к берегу неподвижный лед, образующийся, главным образом, в бухтах, проливах и на мелководных пространствах моря; образуется путем развития ледяных заберегов и примерзания к ним пловучих льдов; иногда распространяется на весьма значительное расстояние от берега.

**Подшва льда** — ближайшая к берегу часть припая, не подвергающаяся колебаниям при приливах и отливах.

**Сикозак** — многолетний большой мощности припай, образующийся в бухтах и заливах в высоких полярных широтах. Вследствие ежегодного накопления и таяния снежного покрова лед имеет слоистый характер.

#### Термины для характеристики состояния льда

**Торосы** — нагромождение льдин, в большинстве случаев смерзшихся вместе; располагаются либо в виде отдельных нагромождений, либо грядами; образуются в результате сжатия льда.

**Ропак** — отдельные торчащие ребром льдины на относительно ровной поверхности льда.

**Водяной забор** — полоса воды на льду под берегом, образовавшаяся в результате таяния снега на берегу и льду и таяния самого льда.

**Сквозной водяной забор** — полоса воды между берегом и льдом, получающаяся, главным образом, в результате весеннего таяния льда у берега.

**Снежница** — пресная вода от таяния снега на льду.

**Наслуд** — лед, образовавшийся на озерах и лужах на льду.

**Наст** — оледенелая корка снега на поверхности льда.



- Проталина** — отверстие округлой формы, образующееся во льду под влиянием теплового и механического действия воды, стекающей под лед по трещинам с его поверхности.
- Промойна** — узкая полоса воды в сплошном льду, образовавшаяся под влиянием ветров, приливо-отливных явлений, температурных изменений и др. причин. Трещина, образовавшаяся между припаем и подошвой льда под влиянием приливо-отливов, называется приливо-отливной трещиной.
- Разводье** — пространство чистой воды между льдами, образующееся в процессе их разрежения.
- Полынья** — пространство чистой воды среди льдов всех видов как движущихся, так неподвижных. Полынья обычно существует в течение сравнительно продолжительного промежутка времени (не менее нескольких суток).
- Полоса льда** — вытянутое скопление битого льда на чистой воде.
- Береговой гребень льда** — лед, выдвинутый приливами или сжатиями на берег, иногда перемешанный с песком и галькой.
- Водяное небо** — характерные темные пятна и полосы на облаках над чистой водой, скрытой за льдами.
- Ледяное небо** — характерное белесоватое отсвечивание на облаках над скоплением льдов, когда сами льды не видны.
- Кромка льда** — граница между чистой водой и льдом всякого вида, как движущимся, так и неподвижным. Различают кромку сплоченного льда и разреженного.
- Редкий лед** — различного вида битый лед, покрывающий значительно меньшее пространство, чем свободная вода (лед 1—3 баллов, распределенный по всей видимой поверхности).
- Разреженный лед** — различного вида битый лед, покрывающий около половины видимой поверхности (лед 4—5 баллов, распределенный по всей видимой поверхности).
- Густой лед** — различного вида лед, покрывающий более половины видимой поверхности (лед 8 и более баллов).
- Сплошной лед** — лед, смерзшийся в одну неразрывную массу, покрывающую бухту, пролив и в открытом море значительное пространство.

## ЛИТЕРАТУРА

## § 1

1. Барнес Ховард, Ледотехника, пер. с англ., 1934.
2. Виноградов А. П., Тяжелая вода и нахождение ее в природе, Сорена, № 8, 1935.
3. Менделеев Ив. Дм., Тяжелая вода в природе, Наука и Жизнь, № 20, 1934.
4. Френкель Я. И., Теория твердых и жидких тел, 1934.
5. Фрицман Э. Х., Природа воды. Тяжелая вода, 1935.
6. Щукарев С. А., Современное представление о составе и строении воды, Изв. Г. Г. И., № 64, 1934.

1. Barnes H. T., Ice Engineering, 1928.
2. Barnes H. T. and Barnes K., Nature, May 1932.
3. Barnes F., Proc. Roy. Soc., 125, A, 670, 1929.
4. Bernal J. D., Fowler R. H., J. Chem. Phys., I, 515, 1933, Trans. Farad. Soc., 29, 1049, 1933.
5. Harvey H. W., Journ. Mar. Biol. Assoc., N. S., v. XIX, N 1933.
6. Lewis G. N., Macdonald R., J. Chem. Phys. I, 341, 1933.
7. Raman Rao J., Nature 128, 480, 1933.
8. Röntgen, Wied. Ann., 45, 91, 1892.
9. Tammann G., Chem. Soc. A., 2, 935, 1913, A, 2, 495, 1910, A, 2, 633, 1914; Zeitschr. Phys. Chem.: 84, 257, 1913, 88, 57—62, 1914.

## § 2

1. Виноградов А. П., Химический элементарный состав организмов моря, ч. 1, Изд. А. Н. СССР.
2. Гендерсон Л. Ж., Среда жизни, пер. с нем., 1924.
3. Глинка Н. Л., Неорганическая химия, 1933.
4. Зернов С. А., Общая гидробиология, 1934.

1. Forch C., Knudsen M. und Sørensen S. P. L., Konstantenbestimmung zur Aufstellung der hydrographischen Tabellen, Mem. Acad. Roy. Sci. Lettres, Danmark, (6) part 12, no. 1.
2. Helland-Hansen B., The Ocean Waters, Int. Rev. d. Ges. Hydrob. u. Hydrogr., Hydrogr. Suppl., I Ser., 2 Heft, 1912.
3. Knudsen M., Hydrographical Tables, 1901.
4. Knudsen, Forch und Sørensen, Bericht über die chemische und physikalische Untersuchung des Seewassers und die Aufstellung der neuen Hydrographischen Tabellen, Wissensch. Meeresunters., Kiel, N. F., VI, 1902.
5. Thompson Th. G. and Robinson R. J., Chemistry of the Sea, Oceanography, Physics of the Earth — V, 1932.

## § 3

1. Данильченко П. Т. и Чигирин Н. И., К вопросу о происхождении сероводорода в Черном море, Тр. Сев. Биол. Ст. и Особ. Зоол. Лаб. Акад. Наук, № 10, 1926.
2. Харвей Х. В., Биохимия и физика моря, пер. с англ., 1933.
3. Чигирин Н. И., Химия Черного моря, рукопись.



1. Fox Ch. I. I., On the Determination of the Atmospheric Gases Dissolved in Sea Water, Publ. de Circonst., N 21, 1905.
2. Fox Ch. I. I., On the Coefficients of Absorption of the Atmospheric Gases in Distilled Water and Sea - Water, Part I, Nitrogen and Oxygen, Publ. de Circonst., N 41, 1907.
3. Roberts C. H., Oil Pollution, Journ. du Cons. Intern., I, 1926.
4. Schmidt Johannes, On the Contents of Oxygen in the Ocean on both Sides of Panama. Science, N. S. vol. 61, 1925.

## § 4

1. Гидрологические наблюдения морских экспедиций 2 МПГ 1932—33 гг., вып. VI—VII.
2. Данильченко П. Т. и Чигирин Н. И., К вопросу о происхождении сероводорода в Черном море, Тр. Сев. Биол. Ст. и Особ. Зоол. Лаб. Акад. Наук, № 10, 1926.
3. Добрянская М. А., Щелочность воды Черного моря, Изв. Акад. Наук СССР, 1930.
4. Тиховская З. П., Некоторые данные о величине pH в тканях водорослей Черного моря, Тр. Сев. Биол. Ст. Акад. Наук, т. III.
5. Харвей Х. В., Биохимия и физика моря, пер. с англ., 1933.
6. Чигирин Н. И., Химия Черного моря, рукопись, 1935.
1. Atkins W. R. and Harvey H. W., The Variation with Depth of Certain Salts utilized in Plant Growth in the Sea, Nature, 116, 1926.
2. Henderson L. L. and Cohn E. I., Proc. Nat. Acad. Sci., 2, 1916.
3. Kreps E. and Verjbinskaja N., Seasonal Changes in Phosphate, Nitrate Content and pH in the Barents Sea, J. du Cons. Intern. 5, 1930.
4. Krogh A., Meddelelser om Grønland, 26 and 31, 1904.

## § 5

1. Гидрологические наблюдения морских экспедиций 2 МПГ 1932—33 гг., вып. VI—VII.
2. Харвей Х. В., Биохимия и физика моря, пер. с англ., 1933.
3. Чигирин Н. И. и Данильченко П. Т., Азот и его соединения в Черном море, Тр. Сев. Биол. Ст. Акад. Наук, т. II, 1928.
4. Чигирин Н. И., Фосфор в воде Черного моря, Тр. Сев. Биол. Ст. Акад. Наук, т. II, 1929.
5. Чигирин Н. И., Химия Черного моря, рукопись, 1935.

1. Seiwel H. R., The Cycle of Phosphorus in the Western Basin of the North Atlantic, Pap. in Phys. Ocean. and Meteor., v. III, N 4, 1935.
2. Thompson Th. G. and Robinson R. J., Chemistry of the Sea, Phys. of the Earth — V, Oceanography, Bull. Nat. Res. Couns. 1932.
3. Wattenberg H., Eine einfache Methode zur direkten Bestimmung von Ammoniak im Seewasser, Rapp. et Proc. Verb. Cons. Intern., 53, 1929.

## § 6

1. Думанский А. В., Учение о коллоидах, 1935.
2. Меррей Дж., Океан, пер. с англ., 1923.
3. Млодзиевский А. Б., Краткий курс молекулярной физики, 1934.

1. Rouch I. Manuel d'Océanographie Physique, 1922.

## § 7

1. Буткевич В. С., Бактериальное население арктических морей. Труды экспедиции 1935 г. на «Садко» (печатается).
2. Крог А., Жизнь в океанических глубинах, пер. с англ., Усп. совр. биологии, т. IV, вып. 6, 1935.
3. Худяков Н. И., Общая микробиология, 1934.

## § 8

1. Барнес Ховард, Ледотехника, пер. с англ., 1934.

1. Forch C., Knudsen M. und Sørensen S. P. S., Konstantenbestimmung zur Aufstellung der hydrographischen Tabellen, Mem. Acad. Roy. Sci. Lettres, Danmark (6), p. 12, no. I.
2. Helland-Hansen B., The Ocean Waters, Int. Rev. d. Ges. Hydrob. u. Hydrogr., Hydrogr. Suppl., I Ser., 2 Heft, 1912.
3. Helland-Hansen B., Einige Hydrographische Methode, Versh. 16 Kongr. Scand. Naturf. 1916, Oslo, 1918.
4. Knudsen M., Hydrographical Tables, 1902.

## § 9

1. Хвольсон О. Д., Краткий курс физики, ч. 1., 1923.

1. Bjerknes V. and Sandström J. W., Dynamic Meteorology and Hydrography, P. I, Statics, Carn. Inst. Publ. 88, 1910.
2. Bjerknes V., Dynamic Meteorology and Hydrography, Tables for Compressibility of Sea - Water, Carn. Inst. Publ. 88, 1910.
3. Ekman V. W., On the Use of Insulated Water - Bottles and Reversing Thermometers, Publ. de Circ., No. 23, 1905.
4. Ekman V. Walfrid, Die Zusammendrückbarkeit des Meereswassers usw., Publ. de Circ. N 49, 1908.
5. Ekman V. W., Tabellen für Meerwasser unter Druck, Publ. de Circonst., N 43, 1908, N 49, 1910.
6. Ekman V. Walfrid, Der adiabatische Temperaturgradient im Meere, Ann. d. Hydrogr., VI, 1914.
7. Helland-Hansen B., The Ocean Waters, Int. Rev. d. Ges. Hydrob. u. Hydrogr., Hydrogr. Suppl., I Ser., Heft 2, 1912.
8. Hesselberg Th. und Sverdrup H. U., Beitrag zur Berechnung der Druck und Massenverteilung im Meere, Bergens Museums Aarbok, N 14, 1915.
9. Hesselberg Th. und Sverdrup H. U., Die Stabilitätsverhältnisse des Seewassers bei vertikalen Verschiebungen, Bergens Museums Aarbok, N 15, 1914—1915.
10. Thompson Th. G. and Robinson R. J., Chemistry of the Sea, Oceanogr., Physics of the Earth — V, 1932.
11. Thompson Th. G., The Physical Properties of Sea Water, Oceanogr., Physics of the Earth — V, 1932.
12. Schott G., Adiabatische Temperaturänderung in grosse Meerestiefen, Ann. d. Hydrogr. u. Marit. Meteor., T. 42, 1914.

## § 10

1. Верещагин Г. Ю., О вертикальном распределении водных масс на Байкале, Сб. Акад. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности, 1937.

1. Hansen H. J., Öfversigt af Finska Vetensk. Societ. Förhandl., Bd. 4, 1904.
2. Knudsen Martin., Gefrierpunkt-Tabelle für Meerwasser, Publ. de Circonst., N 4—5, 1903.
3. Krümmel O., Handbuch der Ozeanographie, T. I, 1907.

## § 11

1. Nernst W., Theoretische Chemie, 1900.
2. Ringer W. E., Ueber die Veraenderungen in der Zusammensetzung des Meereswassersalzes beim Ausfrieren, Verh. u. n. Rijksinst. v. h. onderzoek d. zee., E. D., III—V, 1906.

## § 12

1. Барнес Х., Ледотехника, пер. с англ., 1934.
2. Гендерсон Л. Ж., Среда жизни, пер. с нем., 1924.
3. Фрицман Э. Х., Природа воды. Тяжелая вода, 1935.



1. Ekman V. W., On the Use of Insulated Water - bottles and Reversing Thermometers, Publ. de Circ., No. 23, 1905.
2. Ekman V. Walfrid, Der adiabatische Temperaturgradient im Meere, Ann. d. Hydrogr. u. Mar. Meteor., 1914.
3. Krümmel O., Handbuch der Ozeanographie, 1907.
4. Landolt und Börnstein, Phys. Chem. Tabellen, 1923.

## § 13

1. Зернов С. А., Общая гидробиология, 1934.
2. Оболенский В. Н., Основы метеорологии, 1933.
3. Фрицман Э. Х., Природа воды. Тяжелая вода, 1935.
4. Krümmel O., Handbuch der Ozeanographie, 1907.
2. Landolt und Börnstein, Phys. Chem. Tabellen, 1923.
3. Nernst, Theoretische Chemie, 1903.
4. Stenius S., Öfversigt af Finska Vet. Soc. Förhandl. Bd. 46, Nr. 6, Z 1904.

## § 14

1. Думанский А. В., Учение о коллоидах, 1935.
2. Хвольсон О. Д., Краткий курс физики, ч. 1, 1923.

1. Krümmel O., Handbuch der Ozeanographie, 1907.

## § 15

1. Гендерсон Л. Ж., Среда жизни, пер. с нем., 1924.
2. Эйкен А., Курс химической физики, пер. с нем., ч. II и III, 1933.

1. Krümmel O., Handbuch der Ozeanographie, 1907.

## § 16

1. Курбатов Л. М., Радиоактивность донных отложений морей и озер СССР, Арктика, № 4, 1936.

1. Kurbatow L. M., Age of Ferro - Manganese Concretions, Nature, 136, 871, Nov. 30, 1935, 137, 949, June 6, 1936.
2. Piggot C. S., Radium - content of Ocean - bottom Sediments, Tr. of Amer. Geoph. Union, 1932.

## § 17

1. Калитин Н. Н., Основы физики атмосферы в применении к медицине, 1935.
2. Оболенский В. Н., Основы метеорологии, 1933.
3. Шулейкин В. В., Физика моря, т. 1, 1933.

## § 18

1. Калитин Н. Н., Об изучении спектрального альbedo водной поверхности, Метеорол. и Гидрол., № 7, 1937.
2. Оболенский В. Н., Основы метеорологии, 1933.
3. Трофимов А., Подледная и подводная освещенность в верхних горизонтах моря, Журн. Геоф., т. V, вып. 4, 1935.

1. Krümmel O., Handbuch der Ozeanographie, 1907.
2. Schmidt, Ueber Reflexion der Sonnenstrahlung an Wasserflächen, Aus d. Sitzungsber. d. Kais. Akad. d. Wissensch. in Wien, Math. Naturw. Kl., Bd. CXVII, Abt. II a.
3. Vaurabourg, Comptes Rendus, No. 14, 1921.

## § 19

1. Думанский А. В., Учение о коллоидах, 1935.
2. Шмаус А. и Виганд А., Атмосфера, как коллоид, пер. с нем., 1933.
3. Калитин Н. Н., Основы физики атмосферы в применении к медицине, 1935.
4. Худяков Н. Н., Общая микробиология, 1934.
5. Шпиндлер И. Б., Гидрология моря, ч. 1, 1911.
6. Шулейкин В. В., Физика моря, т. 1, 1933.

1. Aufsess O., Die Physikalischen Eigenschaften der Seen, 1905.
2. Collins, Phys. Review, v. 26, 1925.
3. Gorczynski L., Sur les instruments solarimétriques et spectropyrhéliométriques pour les mesures totales, normales et partielles du rayonnement solaire, Ann. du Serv. Botan., Tunis, 1928.
4. Hulburt E., Transparency of Ocean Waters, Journ. Opt. Soc. Amer., 13, 533, 1926.
5. Hulburt E. O., On the Penetration of Day - light into the Sea, Trans. Amer. Geophys. Union, 1932.
6. Kreusler A., Ann. D. Phys., (4)6, 412, 1906.
7. Poole H. and Atkins W., Journ. Mar. Biol. As., 1928, 1929.
8. Raman C., On the Molecular Scattering of Light in Water and the Colour of the Sea, Proc. Roy. Soc., A, 101, 64, 1922.
9. Rayleigh Lord, On the Transmission of Light through an Atmosphere, Phil. Mag., 1899.
10. Smoluchowsky, Ann. d. Phys., 1908.

## § 20

1. Шпиндлер И. Б., Гидрология моря, ч. 1, 1911.
2. Шокальский Ю. М., Океанография, 1917.
3. Шулейкин В. В., Физика моря, т. 1, 1933.

1. Raman C., On the Molecular Scattering of Light in Water and the Colour of the Sea, Proc. Roy. Soc., A., 101, 64, 1922.
2. Ramanathan K. K., On the Colour of the Sea, Phil. Mag., 1923.
3. Regnard, La vie dans les eaux, La Biologie Physique, 1891.

## § 21

1. Биб Вильям, В глубинах океана, пер. с англ., 1936.
2. Зернов С. А., Общая гидробиология, 1934.
3. Калитин Н. Н., Об изучении спектрального альbedo водной поверхности, Метеор. и Гидрол., № 9, 1937.
4. Трофимов А., Подледная и подводная освещенность в верхних горизонтах моря, Журн. Геофиз., т. V, вып. 4, 1935.
5. Шокальский Ю. М., Океанография, 1917.
6. Шокальский Ю. М., Физическая океанография, 1933.
7. Шулейкин В. В., Физика моря, т. 1, 1933.

1. Helland - Hansen, Michael Sars, North Atlantic Deep Sea Expedition, 1910, 1931.
2. Hulburt E., Transparency of Ocean Waters, Journ. Opt. Soc. Amer., 13, 533, 1926.
3. Hulburt E., The Penetration of U. V. Light into Pure and Sea Water, Journ. Opt. Soc. Amer., 1928, 1932.
4. Hulburt E. O., On the Penetration of Daylight into the Sea, Trans. Amer. Geophys. Union, 1932.
5. Poole H. and Atkins W., Journ. Mar. Biol. As. 1928, 1929.
6. Rouch J., Manuel d'Océanographie Physique, 1922.
7. Shelford V. and Gail F., Publ. Pudget Sound Biol. Stat., 3, 1922.

## § 22

1. Зернов С. А., Общая гидробиология, 1934.
2. Харвей Х. В., Биохимия и физика моря, пер. с англ., 1933.



## § 23

1. Биб Вильям, В глубинах океана, пер. с англ., 1933.
2. Зернов С. А., Общая гидробиология, 1934.
3. Харвей Х. В., Биохимия и физика моря, пер. с англ., 1933.
4. Шокальский Ю. М., Океанография, 1917.
1. Regnard, La vie dans les eaux, La Biologie Physique, 1801.

## § 24

1. Леднев Вс. Ал. и Штокман Вл. Б., К карте скорости звука Баренцова моря (рукопись).
2. Мессер П., Гидрографические работы и морские навигационные карты, 1933.
3. Ухов К. С., Звуковое измерение глубин, 1929.

1. Report of Coast and Geodetic Service 1930—1931, Trans. Amer. Geoph. Union, 1931.
2. Tables of the Velocity of Sound in Pure Water and Sea Water for Use in Echo Sounding and Sound Ranging., Hydr. Dep. Admiralty, 1927.

## § 26

1. Березкин Вл. А., Солнечная радиация над океанами (рукопись).
2. Бернштейн Р. и Брюкман В., Введение в метеорологию, пер. с нем., 1935.
3. Калитин Н. Н., Суммы тепла солнечной радиации для Слунка, Прил. к Бюлл. Пост. Актином. Ком., 1932.
4. Калитин Н. Н., Солнечная радиация, Природа № 7, 1935.
5. Калитин Н. Н., Основы физики атмосферы в применении к медицине, 1935.
6. Калитин Н. Н., Об изучении рассеянной радиации атмосферы (рукопись).
7. Оболенский В. Н., Основы метеорологии, 1933.
8. Шулейкин В. В., Физика моря, т. 1, 1933.

1. Fowle F. E. Jr., Water Vapor Transparency to Low Temperature Radiation, Smithsonian Misc. Coll., vol. 68, No. 8, 1917.
2. Kimball Helbert H., Amount of Solar Radiation that reaches the Surface of the Earth on the Land and on the Sea, and methods by which it is measured, Monthly Weath. Rev., 1928.
3. Linke Franz und Boda Karl, Vorschläge zur Berechnung des Trübungsgrades der Atmosphäre aus den Messungen der Intensität der Sonnenstrahlung, Met. Zeit., 1922.
4. Rayleigh Lord, On the Transmission of Light through an Atmosphere containing Small Particles in Suspension and on the Origin of the Blue of the Sky, Phil. Mag., 1899.

## § 27

1. Гребер Г. и Эрк С., Основы учения о теплообмене, пер. с нем., 1936.
2. Калитин Н. Н., Основы физики атмосферы в применении к медицине, 1935.
3. Оболенский В. Н., Основы метеорологии, 1933.

1. Dubois P., Nächtliche effective Strahlung, Gerl. Beitr. Geoph., 1929.
2. Stefan J., Wiener Berichte, 1879.

## § 28

1. Аполлов Б. А., Труды Центр. ин-та экспер. гидр. и метеор., вып. II (44).
2. Мизинев П. И., Испарение льда, Дипл. раб. в МГМИ, 1938.
3. Михалевский А. И., Зап. по гидр., тт. 48, 49, 50.
4. Оболенский В. Н., Основы метеорологии, 1933.
5. Рудовиц Л. Ф., Испарение со снега, Мет. Вестн., т. XXXIV, 1924.
6. Шмаус А. и Виганд А., Атмосфера, как коллоид, пер. с нем., 1933.
7. Шулейкин В. В., Физика моря, т. 1, 1933.

1. Bigelow, Studies of the Evaporation of Water in Lakes and Reservoirs, Monthly Weath. Rev., vol. 38, N 7, 1910.

2. Harvey H. W., Evaporation and Sea Temperatures, Journ. Mar. Biol. Ass., 1925.
3. Lütgens R., Die Verdunstung auf dem Meere, Ann. d. Hydrogr., 1911.
4. McEwen, Scripps. Inst. Oceanogr. Bull., Tech. Ser., Vol. 2, No 6, 1929.
5. Schmidt W., Strahlung und Verdunstung u. s. w., Ann. d. Hydrogr., H. III, 1915.
6. Stelling Ed., Ueber die Bestimmung der absoluten Grösse der Verdunstung von freien Wasserfläche, St. Petersburg.
7. Sverdrup H. U., On the evaporation from the oceans, Journ. Mar. Research, vol. 1, 1937—38, № 1.
8. Wüst G., Die Verdunstung auf dem Meere, Veröff. d. Inst. f. Meereskunde, H. 6, 1920.

## § 29

1. Оболенский В. Н., Основы метеорологии, 1933.

## § 30

1. Антонов Н. Д., Количество тепла, выносимое реками в Каспское море, Труды ВАН, т. XXXV, 1936.
2. Калитин Н. Н., Основы физики атмосферы в применении к медицине, 1935.
3. Кузьмин П. П., Теплоотдача моря в воздух путем конвекции, Мет. и Гидр., № 2, 1938.
4. Пономаренко Г. П., К вопросу об испарении и теплообмене в Каспийском море. Рукопись ВНИРО.
5. Советов С. А., Общая гидрология, 1935.
6. Сомов М. М., К тепловому режиму Нордкапского течения, Мет. и Гидр., № 2, 1938.
7. Шулейкин В. В., Физика моря, т. 1, 1933.

1. Möller F., Energetische Klimatologie. Zum Warmehaushalt der Atmosphäre Gerl. Beitr. Geophys., 42, 1934.
2. Schmidt W., Strahlung und Verdunstung an freien Wasserflächen u. s. w., Ann. d. Hydrogr., H. III, 1915.

## § 31

1. Берг В. А., Об опреснении Балтийского моря, IV Гидрол. конф. Балт. стран 1933 г., № 59.
2. Самойленко В. С., Материалы ВНИРО, 1935.
3. Советов С. А., Общая гидрология, 1935.

## § 32

1. Schmidt W., Wirkungen der ungeordneten Bewegung im Wasser der Meere und Seen, Ann. d. Hydr. u. Mar. Met., XXXV, Heft I, 1917.

## § 33

1. Hesselberg Th. u. Sverdrup H. U., Die Stabilitätsverhältnisse des Seewassers bei vertikalen Verschiebungen, Bergens Mus. Aarbok, N 15, 1914—15.
2. Schott G., Adiab. Temperaturänderung in grosse Meerestiefen, Ann. d. Hydr., 1914, p. 321.
3. Schulz Bruno, Ann. d. Hydr. u. Mar. Met., H. III, 1917.

## § 34

1. Гаттек Э., Вязкость жидкостей, пер. с нем., 1932.
2. Шокальский Ю. М., Океанография, 1917.
1. Jakob M., Ann. d. Phys. (4) 63, 537, 1920.
2. Krümmel O., Handbuch der Ozeanographie, 1907.
3. Landolt und Börnstein, Phys. Chem. Tabellen, 1923.
4. Wegemann G., Die vertikale Temperaturverteilung durch Wärmeleitung. Wiss. Meeresunt. der Kgl. Komm. z. Unters. der Meere. Abt. Kiel, N. F., Vol. 8, 1905.



## § 35

1. Великанов М. А., проф., Гидрология суши, 1937.
2. Пиотровский, К теории морских течений, Зап. по гидрогр., т. XXXIX, 1915.
3. Шокальский Ю. М., Физическая океанография, 1933.
4. Штокман В. Б., Турбулентный обмен в районе Аграханского полуострова и т. д., Журн. Геофиз., т. VI, вып. 4, 1936.

4. Ekman V. W., Beiträge zur Theorie der Meeresströmungen, Ann. d. Hydrogr., 34, 1906.

## § 37

1. Гидрологические наблюдения морских экспедиций 2 МПГ 1932—1933, вып. VI—VII.
2. Глубоководные гидрологические наблюдения за 1925 год. Изд. Гидр. Упр-ния, 1927.

## § 38

1. Дерюгин К. М., Фауна Кольского залива и условия ее существования, 1915.
2. Зенкевич Л. А., К вопросу о вентиляции придонного слоя при помощи вертикальной циркуляции, Бюлл. Гос. Океан. ин-та, вып. 5, 1932.

1. Krümmel O., Ozeanographie, 1911.
2. Nansen F., The Northern Waters, 1906.
3. Nansen F., Spitzbergen Waters, 1915.

## § 39

1. Максимов Г. С., О мертвой воде, Изв. Р. Г. И., № 7, 1923.
2. Шокальский Ю. М., Океанография, 1933.

1. Ekman W., On Dead Waters, 1904.
2. Helland-Hansen B., The Ocean Waters, Int. Rev. d. ges. Hydrobiol. u. Hydrogr., Hydr. Suppl., 1911/12.

## § 40

1. Бруевич С. В., Химизм Баренцева моря (рукопись).
2. Книпович Н. М., Основы гидрологии Северного Ледовитого океана, 1906.
3. Харвей Х. В., Биохимия и физика моря, пер. с англ., 1933.
4. Шокальский Ю. М., Физическая Океанография, 1933.

1. Verjbinskaja N., Nitrite Changes in the Barents Sea, Journ. du Cons., 7, 1932.

## § 41

1. Bjerknes V. und Sandström J. W., Dynamic Meteorology and Hydrography, P. I., Carn. Inst. Publ., 88, 1910.
2. Bjerknes V., Hesselberg Th. and Davik O., Dynamic Meteorology and Hydrography, P. II., Kinem., Carn. Inst. Publ., 88, 1911.
3. Ekman V. Walfrid, Beiträge zur Theorie der Meeresströmungen, Ann. d. Hydr. u. Mar. Met., 34, 1906.
4. Ekman V. Walfrid, Ueber Horizontalzirkulation bei winderzeugten Meeresströmungen, Handbuch Phys., Tech. Mechanik, 5, 1927.
5. Ekman V. Walfrid, Note on the Theoretical Courses of Ocean currents, Journ. Cons. Intern., 3, 1928.
6. Ekman V. Walfrid, Eddy-viscosity and Skin Friction in the Dynamics of Winds and Ocean Currents, Mem. Roy. Met. Soc. 2, 1928.
7. Nansen Fridtjof, The Deviation of the Wind Drift caused by the Deflecting Force arising from the Earth's Rotation, Norw. North Polar Expedition, 1893—1896, Scient. Res., 1902.
8. Sandström I. W. und Helland-Hansen B., Ueber die Berechnung von Meeresströmungen, Rep. on Norw.-Fish. and Mar. Invest., 1903.
9. Schott G., Die Wasserbewegungen in dem Gebiete der Gibraltarsstrasse, Ann. d. Hydr. u. Mar. Met., 1928, H. III.
10. Wüst G., Florida- und Antillenstrom, Eine hydrodynamische Untersuchung, Inst. f. Meeresk., Berlin, N. F. Geogr., 12, 1924.

## § 42

1. Разумовский Н., Поверка формулы Кольдинга при нагонно-сгонном ветре в Карабур. заливе, Гидр. и Метеор., № 4—5, 1937.
2. Харвей Х. В., Биохимия и физика моря, пер. с англ., 1933.

1. Colding, Kgl Danske Vedensk. Selsk. Skrifter, 5 Reihe 1880—1885, Bd. 1, N 4.
2. Defant A., Stabile Lagerung ozeanischer Wasserkörper und dazugehörige Stromsysteme, Veröff. d. Inst. für Meeresk., 1929.
3. Margules M., Ueber Temperaturschichtung in stationär bewegter und ruhender Luft, Met. Zeitschr., Hannband, 1906.

## § 43

1. Оболенский В. Н., Основы метеорологии, 1933.
2. Ратманов Г. Е., Гидрологические работы ледокола «Красин» в 1935 г., Сборн. статей сотрудников экспедиции, 1936.

1. Brooks Ch. F., Varying Trade Winds Change Gulfstream Temperatures, Gerl. Beitr. Köppen - Band III, 34, 1931.
2. Clayton H. H., World Weather, 1923.
3. Deacon G. E. R., A General Account of the Hydrology of the South Atlantic Ocean, Discovery Reports, vol. VII, 1933.
4. Meyer H. H. F., Die Oberflächenströmungen des Atlantischen Ozeans im Februar, Veröff. Inst. Meeresk., n. F. R. A., H. II, 1923.
5. Molberg E. G., The Distribution of Oxygen in the Pacific, Contr. Mar. Biol. Stanford Univ. Press, 1930.
6. Seiwel H. R., The Distribution of Oxygen in the Western Basin of the North Atlantic, Pap. in Phys. Oceanogr. and Meteor., Woods Hole Oceanogr. Inst., v. III N 1, August 1934.
7. Wattenberg Herman, Dritter Bericht über die chemischen Arbeiten, Ber. d. Deutschen Atlantischen Exped. «Meteor», 1927.
8. Willimsik M., Die Strömungen im subtropischen Konvergenzgebiet des Indischen Ozeans, Veröff. Inst. Meeresk. n. f., R. h. 14, 1929.
9. Wüst G. O., Der Ursprung der atlantischen Tiefenwasser, Z. Ges. Erdk., Sonderband zur 100-Jahrfeier, 1928.

## § 44

1. Вернадский В. И., Об областях охлаждения в земной коре, Зап. ГГИ 1933.
2. Чигирин Н. И., Система угольной кислоты в водах Северного Полярного бассейна и Гренландского моря, Тр. эксп. «Садко», 1935 (печатается).
3. Шокальский Ю. М., Физическая океанография, 1933.

1. Defant A., Dynamische Ozeanographie, 1929.
2. Iselin CO'D, A study of the circulation of the western north Atlantic, Pap. Phys. Ocean. and Meteor., Woods Hole Oceanogr. Instit., vol. IV, No 4, 1936.
3. Helland-Hansen B. and Nansen F., The Eastern North Atlantic, 1926.
4. Humphreys W. L., Ocean Temperatures across the Equator, Monthly Weather Rev., 53, 1925.
5. Möller L., Die Zirkulation des Indischen Ozeans, Veröff. Inst. Meeresk., 1929.
6. Wüst G. O., Der Ursprung der atlantischen Tiefenwasser, Z. ges. Erdk., Sonderband zur 100-Jahrfeier, 1928.

## § 45

1. Альтберг В. Я., Донный лед, 1931.
2. Альтберг В. Я., Альтберг В. К. и Якоби Н. О., О некоторых результатах применения электрического термометра при наблюдениях над зародышевым льдом.
3. Арнольд-Алябьев В. И., О некоторых особенностях ледяного покрова Финского залива по данным наблюдений с ледоколов и Вейнберг Б. П. и статье В. И. Арнольда-Алябьева, Зап. по гидрограф., т. XIX, 1925.
4. Барнес Ховард, Ледотехника, пер. с англ., 1934.
5. Головкин М. П., К петрографии льдов Карского моря, Труды Арктического института, т. X, 1936.
6. Селяков Н. Я., Природа обыкновенного льда, Докл. Акад. Наук СССР, 14, № 14, 1937.



7. Черныш В., О кристаллизации переохлажденной воды, Метеор. и Гидрол., № 4—5, 1937.
8. Шенрок А. М., К вопросу об образовании донного льда, Изв. Г. Г. И., № 64, 1934 г.

1. Rodman H., Reports on Ice and Ice Movements in the North Atlantic Ocean, U. S. Hydr. Off. N 93, 1890.
2. Smith E. H., Arctic Ice, with Espec. Ref. etc., The Marion Exp., 1928, Sci. Res., P. 3, 1931.
3. Wright C. S. and Priestley R. E., Glaciology, Sci. Rep. Brit. (Terra Nova) Antarct. Exp. 1910—13, 1922.

## § 46

1. Дерюгин Ю. и Брунс Б., Состав и прочность льда у м. Желания (рукопись), 1937.
2. Мальмгрен Финн, О свойствах морского льда, пер. с англ., 1930.

1. Nansen F., The Oceanography of the North Polar Basin, Norw. N. P. Exp. 1893—96, Sci. Res., v. 3, 1902.
2. Nordenskiöld A., Vega-expeditionens vetenskapliga jakttagelser, 1883.
3. Rouch I., Manuel d'Océanographie Physique, 1922.
4. Weyprecht K., Metamorphosen des Polareises, 1897.
5. Whitman W. G., Elimination of salt from Sea Water Ice, Am. Journ. of Sci., 1926.

## § 47

1. Блинов В. К., Конспект по гидрохимии для Гидрометеор. инст., 1933.
2. Краснова, Свойства морской воды высокой солености, рукопись, 1934.
3. Лактионов А. Ф., О свойствах морского льда, Тр. Инст. из. Сев., вып. 49, 1931.
4. Мальмгрен Финн, О свойствах морского льда, пер. с англ., 1930.

1. Hamberg Axel, Studien über Meereis und Gletschereis, Rih. till. K. Vet. Akad. Handl., B. 21, N 2.
2. Nansen F., Oceanography of the North Polar Basin, Sci. Res., v. V. III. 1901.
3. Wiese W., Zur Kenntnis der Salze des Meereises, Ann. Hydr. u. mar. Met., 1930.
4. Wiese W., Zur Kenntnis der Alkalinität des Meerwassers, Ann. Hydr. u. mar. Met., N. 8—9, 1933.

## § 48

1. Арнольд-Алябьев В. И., Льды Финского залива по данным исследований с советских ледоколов за период 1922—32 гг., Тр. IV Гидр. конф. Балт. стран, 1933.
2. Барнес Ховард, Ледотехника, пер. с англ., 1934 г. и Тимонов В. Е., Примечания к русскому переводу «Ледотехники» Барнеса, 1934.
3. Брунс Б. П., Наблюдения над процессами образования и таяния льда, Тр. Аркт. ин-та, т. 83, 1937.
4. Макаров С., «Ермак» во льдах, 1901.
5. Мацейно А. И., Стационарные и экскурсионные наблюдения над ледяным покровом Финского залива, IV Гидрол. конф. Балт. стран, 1933.
6. Пиотрович В. Б., Краткие результаты гидрофизических наблюдений, Научн. раб. экп. на лед. «Красин» в 1935 г., 1936.
7. Фрицман Э. Х., Природа воды. Тяжелая вода, 1935.

1. Maurstad Alf., Atlas of Sea Ice, 1935.
2. Smith E. H., Arctic Ice, with Especial Reference etc. The Marion Exp. 1928, Sci. Res., Part 3, 1931.

## § 49

1. Абельс, Суточный ход температуры в снегу, Мет. сб., IV, Набл. в Екатерин. обсерв., 1891.
2. Барабанов Г. В. и Рихтер А. И., Действие льда на гидротехнические сооружения в Невской губе, IV Гидрол. конф. Балт. стран, 1933.
3. Барнес Ховард, Ледотехника, пер. с англ., 1934.
4. Мальмгрен Финн, О свойствах морского льда, пер. с англ., 1930.

1. Krümmel O., Handbuch der Ozeanographie, 1911.
2. Malmgren Finn, On the Properties of Sea-ice. The Norw. N. P. Exp. 1918—1928, Sci. Res., vol. I, N 5, 1927.
3. Pettersson O., On the Properties of Water and Ice, Vegaexpeditionens Vet. iakttagelser, B. 2, 1883.

## § 50

1. Барнес Ховард, Ледотехника, пер. с англ., 1934.
2. Березкин Вс. А., Гренландское море и Северный полярный бассейн, Тр. экп. «Садко» 1935 (печатается).
3. Калитин Н. Н., Альbedo земной поверхности, Метеор. вестн., № 9—12, 1929.
4. Калитин Н. Н., Опыт изучения радиационных свойств снежного покрова, Изв. Гл. геоф. обс., № 1—2, 1931.
5. Калитин Н. Н., Несколько опытов над радиационными свойствами льда, Изв. Гл. геоф. обс., № 1—2, 1932.
6. Пиотрович В. Б., Краткие результаты гидрофизических наблюдений, Научн. раб. экп. на лед. «Красин» в 1935 г., 1936.
7. Трофимов А. В., Подледная и подводная освещенность в верхних горизонтах моря, Журн. Геофиз., т. V, вып. 4, 1935.

## § 51

1. Арнольд-Алябьев В. И., Исследование прочности льда Финского залива в 1923, 1927 и 1928 гг., Изв. Гл. геофиз. обс., № 2, 1929.
2. Арнольд-Алябьев В. И., Льды Финского залива по наблюдениям с ледоколов, Тр. IV Гидр. конф. Балт. стран, 1933.
3. Барнес Ховард, Ледотехника, пер. с англ., 1934.
4. Брунс Б. П., Наблюдения над процессами образования и таяния льда, Тр. Аркт. ин-та, т. 83, 1937.
5. Вейнберг Б. П., Влияние температуры на механическое сопротивление речного льда, Изв. Гл. геоф. обс., 2, 1929.
6. Вейнберг Б. П., Изучение свойства льда в свете освоения трассы Северного морского пути, Бюлл. Аркт. ин-та, № 8—9, 1936.
7. Дерюгин Ю. и Брунс Б., Состав и прочность льда у м. Желания (рукопись), 1937.
8. Комаровский А. Н., Структура и физические свойства ледяного покрова пресных вод, 1932.
9. Макаров С. О., «Ермак» во льдах, 1901.
10. Пинегин В. А., Предварительное сообщение об исследовании прочности речного льда в связи с температурными изменениями, Сообщ. о н.-исслед. раб. в республике, 1924.
11. Пинегин В. А., Об изменении модуля упругости и коэффициента Пуассона у речного льда при сжатии, Наука и Техн., № 3—4, 1927.

1. Ewing M., Crary A. P. and Thorne A. M., Propagation of Elastic Waves in Ice, Physics, June and July, 1934.
2. Royen N., Jstryck vid temperatur högnigar, Hyllningsskrift. tillägnad Vilh. Hansen, 1922.
3. Weinberg B., Ann. d. Phys., 1907.
4. Weyprecht K., Metamorphosen des Polareises, 1897.

## § 52

1. Богоров В. Г., Результаты планктонных исследований во время экспедиции на ледорезе «Литке» в 1934 г.
2. Буткевич В. С., Бактериальная жизнь арктических морей, Труды экспедиции на «Садко» в 1935 г. (печатается).
3. Зернов С. А., Общая гидробиология, 1934.
4. Лангваген А. В., Некоторые данные о гидрохимических работах, Научн. раб. экп. на лед. «Красин» в 1935 г., 1936.
5. Палибин И. В., Микроорганизмы, как разрушители морских льдов, Изв. Цегимебюро, вып. 5, 1925.
6. Ширшов П. П., Планктон, как индикатор ледового режима моря, Научн. раб. экп. на лед. «Красин» в 1935 г., 1936.



1. Gran H. H., Diatomaceae from the icefloes and Plancton of the Arctic Ocean, Norw. N. Pol. Exped., Sci. Res., № 11.
2. Nansen F., Farthest North, The Voyage and Expedition of the Fram 1893—1896, vol. II, 1897.
3. Nansen F., The Oceanographie problems of the still unknown Arctic regions, Problems of polar research, A ser. of papers, 1928.

## § 53

1. Альбом ледовых образований, Изд. Гидр. упр., 1930.
2. Морозов Н., Руководство для плавания во льдах Белого моря, 1921.
3. Неупокоев К., Материалы по лоции Сибирского моря, Зап. по гидр., т. 46 (прил.), 1923.

1. Koch L., Ice Cap and Sea Ice in North Greenland. Geogr. Rev., vol. 16, 1926.
2. Maurstad Alf., Atlas of Sea Ice, Geof. Public., v. 10, N 11, 1934.
3. Nansen F., The Oceanography of the North Polar Basin, The Norw. N. P. Exped. 1893—96, Sci. Res., vol. III, N. 9, 1902.
4. Smith E. H., Arctic Ice, with Especial Reference etc. The Marion Expedition 1928, Sci. Res., P. 3, 1931.
5. Transehe N. A., The Ice Cover of the Arctic Sea, with a Genetic Classification of Sea Ice, Problems of Polar Research, Amer. Geogr. Soc. Sp. Rubl. N 7, 1928.

## § 54

1. Барнес Ховард, Ледотехника, пер. с англ., 1933.
2. Визе В., Экспедиция на л/п «Малыгин» к восточному Свальбарду в 1928 г., Тр. ин-та по из. Севера, в. 45, 1929.
3. Калесник С. В., Ледники, их роль и значение в жизни земли, 1936.
4. Ор Э., Геология, пер. с франц., т. 1, 1933.
6. Шокальский Ю. М., Океанография, 1933.

1. Brooks C. F., The Ice Sheet of Central Greenland, Geogr. Rev., v. 13, 1923.
2. Drygalski E., Grönlands Gletscher und Inlandeis, Zeit. d. Gesellsch. f. Erdkunde, v. 27, 1892.
3. Hjort J., Lie J., and Rund J. T., Pelagic Whaling in the Antarctic, Hvalr. skrift N 9, 1934.
4. Rouch J., Manuel d'Océanographie Physique, 1922.
5. Smith E. H., Arctic Ice, with Especial Reference to its Distribution to the North Atlantic Ocean. The Marion Exp., Sci. Res., P. 3, 1931.

## § 55

1. Барнес Ховард, Ледотехника, пер. с англ., 1934.
2. Визе В. Ю., Новоземельская бора, Изв. Цегимебюро, в. 5, 1925.
3. Дралкин, Применение методов математической статистики к исследованию скорости роста морского льда, Дипл. раб. в МГМИ, 1938.
4. Карелин Д. В., Ледовые наблюдения полярных станций, Сов. Арктика № 2, 1938.
5. Львов, Ледовитость сев.-вост. части Карского моря. Дипл. раб. в МГМИ, 1937.
6. Макаров С. О., «Ермак» во льдах, 1901.
7. Мальмгрен Финн, О свойствах морского льда, пер. с англ., 1930.
8. Метеорологические наблюдения Втор. Межд. Пол. Года 1932-33 г., вып. 1, 1936.
9. Цуриков В. А., Несколько замечаний относительно формул нарастания льда (рукопись), 1938.

1. Tamura S. T., Rate of Growth of Ice, Mont. Weath. Rev., 33, 55, 1905.
2. Tamura Tetsu S., Mathematical theorie of ice theformation. Mont. Weath. Rev., Febr., 1905.
3. Stefan Julius, Ueber die Theorie d. Eisbildung insbesondere über die Eisbildung im Polarmeere, Wiedem. Annalen d. Phys. u. Chemie, Bd. XLII, 1891.
4. Weyprecht K., Metamorphosen des Polareises, 1897.

## § 56

1. Георгиевский, Отчет о работе г.-м. станции на м. Шмидта за 1936-37 г.
2. Мальмгрен Финн, О свойствах морского льда, пер. с англ., 1930.

1. Krümmel O., Handbuch der Ozeanographie, 1911.
2. Sverdrup H. U., The North - Polar Cover of Cold Air, Monthly Weath. Review, 1926.
3. Weyprecht K., Metamorphosen des Polareises, 1897.

## § 57

1. Бурке А., Несколько замечаний к «Руководству для плавания во льдах Белого моря, Зап. по гидр. XVIII, 1924.
2. Лесгафт Э., Льды С. Ледовитого океана и доступность его для сообщений с Сибирью, Зап. по гидр., XXXVII, 1913.
3. Макаров С. О., «Ермак» во льдах, 1901.
4. Морозов Н. В., Руководство для плавания во льдах Белого моря, 1921.
5. Неупокоев К., Материалы по лоции Сибирского моря, Зап. по гидр., т. 46 (прил.), 1923.
6. Шокальский Ю. М., Океанография Карского и Сибирского морей, 1918.

1. Nansen F., The Oceanography of the North Polar Basin, The Norw. N. P. Exp. 1893—96, Sci. Res., vol. III, N 9, 1902.
2. Peary R. E., Field Work of the Peary Arctic Club, 1898—1902.
3. Simpson E., Rep. of Ice and Ice Movements in Bering Sea and the Arctic Basin, U. S. Hydr. Serv., 1890.
4. Smith E. H., Arctic Ice, with Especial Reference etc., The Marion Expedition 1928, Sci. Res., P. 3, 1931.

## § 58

1. Алексеев Н. Н., К островам Врангеля и Геральд на п/х «Совет», Севморпуть № 5, 1936.
2. Ариольд-Алябьев, Длины пути во льдах Финского залива от Ленинграда до кромки в 1921—31 гг.
3. Карелин Д. В., Ледовый покров побережья Советской Арктики, Мет. и Гидр., № 2, 1937.
4. Мальмгрен Финн, О свойствах морского льда, пер. с англ., 1930.
5. Палибин И. В., Микроорганизмы, как разрушители морских льдов, Изв. Цегимебюро, вып. 5, 1925.
6. Пиотровиц В. В., Краткие результаты гидрофизических наблюдений, Научн. раб. экп. на лед. «Красин» в 1935 г., 1936.

## § 59

1. Бурке А., Материалы для составления атласа льдов Белого моря, Зап. по гидр., № 1, 1932.
2. Визе В. Ю., О поверхностных течениях в Карском море, Изв. Цегимебюро, вып. III, 1924.
3. Визе В. Ю., К вопросу об островах в северной части Карского моря, Исслед. морей СССР, вып. 14, 1931.
4. Лавров А. М., Состояние льдов у восточных берегов Свальбарда, Научн. раб. экп. на ледок. «Малыгин» в Баренцовом море летом 1928 г., Тр. Института по из. Сев., вып. 45, 1929.
5. Папанин И., Кренкель Э., Ширшов П., Федоров Е., Научные работы на дрейфующей льдине, Сов. Арктика, № 12, 1937.

1. Nansen F., The Oceanography of the North Polar Basin, The Norw. N. P. Exp. 1893—96, Sci. Res., vol. 3, No. 9—10, 1902.
2. Sverdrup H. U., The Wind - Drift of the Ice on the North - Siberian Shelf, The Norw. NP. Exped. with the Maud, 1918—25.
3. Sverdrup H. U., Die Eistrift im Weddellmeer, Ann. d. Hydr. u. Met., B. 56, N. 9, 1928.

## § 60

1. Берг Л. С., Недавние климатические колебания и их влияние на миграции рыб. Пробл. Физич. Географии, 11, 1935.
2. Березкин Вс. А., Гренландское море и Сев. полярный бассейн, Тр. экп. «Садко» 1935 (печатается).



3. Броунов П. И., О происхождении ледниковых эпох на земле, Природа, № 7—12, 1924.
4. Бурке А., О периодичности в ледовом режиме, Сов. Арктика, № 5, 1936.
5. Визе В. Ю., О возможности предсказания состояния льдов в Баренцовом море, Изв. Цегимебюро, вып. 1, 1923.
6. Визе В. Ю., Льды в Баренцовом море и температура воздуха в Европе, Изв. Цегимебюро, вып. III, 1924.
7. Визе В. Ю., К вопросу об уменьшении ледовитости арктических морей, Мет. вестн., № 1, 1932.
8. Визе В. Ю., Причина потепления Арктики, Сов. Арктика, № 1, 1937.
9. Визе В. Ю., Современное состояние вопроса о ледовых прогнозах, Пробл. Арктики, № 1, 1937.
10. Врангель Ф., Путешествие по северным берегам Сибири и Ледовитому морю, 1844.
11. Итин В., Колебания ледовитости арктических морей СССР, 1936.
12. Калесник С. В., Ледники, их роль и значение в жизни земли, 1935.
13. Лесгафт Э., Льды Карского моря и доступность его для сообщений с Сибирью, Зап. по Гидр., Вып. XXXVII, ч. II, 1913.
14. Мультановский Б. П., Загадка Арктики, Мет. Вестник, № 4, 1926.
15. Святский Д. С., Колебания климата Ленинграда, Миров., № 4, 1926.
16. Сибирцев Н. и Итин В., Северный морской путь и Карские экспедиции, 1936.

1. Brooks C. E. and Quennell W. A., The Influence of Arctic Ice on the Subsequent Distribution of Pressure over the Eastern North Atlantic and Western Europe. Met. Comm. Geoph. Mem., N 41, 1928.
2. Brooks G. E. P., Arctic ice and British Weather, Monthly Weath. Rev., oct. 1928.
3. Clayton H. H., World Weather, Smiths. Misc. Coll., v. 77, N 6, 1925.
4. Det Danske Meteor. Inst., The State of the Ice in the Arctic Seas.
5. Hansen H. E., Limits of the Pack-ice in the Antarctic in the Area between 40°W and 110°E, Hvalradets Skrifter, N 9, 1934.
6. Lallemand Ch. et Prévot E., Variations lentes du niveau moyen de la mer sur le littoral français, C. R. Ac. Sc., t. 188, 1929.
7. Le Danois Ed., Les transgressions océaniques, Rev. Trav. de l'Office d. Pêches Mar., T. VII, F. 4, 1934.
8. Marmer H. A., Mean Sea Level as a Geophysical Datum, Amer. Journ. of Science, vol. XXIV, 1932.
9. Mecking L., Die Eisdraft aus dem Bereich der Baffin Bai beherrscht von Strom und Wetter, Feröff. d. Inst. Meeresk., H. 7, 1906.
10. Mecking L., Die Treibeiserscheinungen bei Newfoundland in ihrer Abhängigkeit von Witterungsverhältnissen, Ann. d. Hydr., v. 35, 1907.
11. Meinardus W., Ueber Schwankungen der Nordatlantischen Zirkulation und damit zusammenhängende Erscheinungen, Meteor. Zeitschr., v. 22, 1905.
12. Meinardus W., Periodische Schwankungen der Eistrift bei Island, Ann. d. Hydr., vol. 34, 1906.
13. Memery H., Les Variations Solaires font prévoir des Hivers Froids en 1929 et en 1930, Bull. de l'observ. de Talence (Gironde), 2 ser., no 4, oct 15, 1928.
14. Nansen F., The Oceanography of the North Polar Basin, The Norw. N. P. Exp. 1893—96, Sci. Res., vol. 3, 1902.
15. Pettersson O., On the Influence of Ice Melting upon Oceanic Circulation, Geograph. Journ., vol. 24, 1904, vol 30, No 3, 1907, vol. 30, No. 6, 1907.
16. Pettersson O., Studien in der Geophysik und der kosmischen Physik. Ann. d. Hydr. 1914.
17. Scherhag R., Die Zunahme der atmosphärischen Zirkulation in den letzten 25 Jahren, Ann. d. Hydr., H. IX, 1936.
18. Smith E. H., Arctic Ice, with Espec. Ref. etc. The Marion Expedition, Sci. Res., P. 3, 1931.
19. Speerschneider C. J. H., The state of the ice in Davis - Strait, Publ. d. Danske Meteor. Inst., Meddelelser, N 8, 1931.
20. Sverdrup H., Scientific results of the Nautilus expedition, 1931.
21. Transehe N. A., The Ice Cover of the Arctic Sea, with a General Classification of Sea Ice, Problems of Polar Research, Amer. Geogr. Soc. Sp. Publ. N 7, 1928.
22. Weyprecht K., Die Metamorphosen des Polareises (Oest. Ungar. Arkt. Exp. 1872—74), 1897.

## ПРИЛОЖЕНИЕ 1

1. Ануфриев И., Ледокольная практика и полярные ледовитые плаванья в С. Ледовитом океане, Зап. по Гидр., т. 4, 1925.
2. Бурке А., Несколько замечаний к «Руководству для плаванья во льдах Белого моря», Зап. по Гидр., т. XI, VIII, 1924.
3. Макаров С. О., «Ермак» во льдах, 1901.
4. Морозов Н., Руководство для плаванья во льдах Белого моря, 1921.
5. Неупокоев К. К., Плавание и управление судном во льду, Прил. к Зап. по Гидр., XVI, 1922.

## ПРИЛОЖЕНИЕ 2

1. Барнес Ховард, Ледотехника, пер. с англ., 1934.
2. Черногубов Н. Г., Технический отчет по взрывным работам во льдах Арктики, Сборник «Садко» под «Советским флагом», 1935.



## Именной указатель

Абельс — 288, 289.  
 Авогадро — 11.  
 Алексеев — 312.  
 Альберс — 119.  
 Альтберг — 257, 258, 260, 261, 264.  
 Амага — 47, 53.  
 Анго — 108.  
 Анжу — 323, 390.  
 Антонов — 137.  
 Аполлов — 122.  
 Арнольд-Алябьев — 262, 263, 280, 301, 371.  
 Аррениус — 11, 158.  
 Арцибашев — 202.  
 Архимед — 164, 192.  
 Аткинс — 29, 79, 85, 92, 93, 94.  
 Ауфгесс — 81.  
 Балл — 10.  
 Барабанов — 292.  
 Барнес — 8, 10, 42, 57, 59, 60, 260, 279, 280, 285, 304, 334, 426, 427, 429.  
 Бекер — 123, 334.  
 Бергер — 103.  
 Березкин — 110, 111, 118, 131, 409.  
 Берналь — 7.  
 Бертелло — 41.  
 Бержерон — 231, 232.  
 Биб — 93, 98, 104.  
 Бигелоу — 36, 121.  
 Бингем — 10.  
 Бируля — 363.  
 Блинов — 274.  
 Блунк — 240.  
 Богоров — 96, 307.  
 Бодман — 330, 342.  
 Бойль-Мариотт — 11, 99.  
 Бойль — 94, 298.  
 Больцман — 114, 115.  
 Бор — 20, 24.  
 Бреннеке — 378, 379.  
 Бриджмен — 276, 277.  
 Бритнев — 417.  
 Брукс — 236, 325, 395, 397, 402, 403.  
 Брунс — 268, 278, 279, 302.  
 Бруснев — 354, 390.  
 Брюкнер — 138.  
 Бугер — 74, 107, 108.

Бунзен — 85.  
 Бурке — 400.  
 Буткевич — 33, 39, 71, 306.  
 Бух — 19.  
 Бьеркнес — 46, 48, 210.  
 Быдин — 334.  
 Вайпрехт — 267, 270, 332, 333, 334, 336, 338, 390.  
 Валло — 321.  
 Вальдбауэр — 285.  
 Вант-Гофф — 11, 62, 240.  
 Ваттенберг — 28, 31, 34, 238, 239, 240, 241.  
 Вебер — 158.  
 Вегенер — 118, 120, 257, 279, 298, 304, 325, 406.  
 Вейнберг — 296, 300, 301.  
 Верещагин — 11, 53, 202.  
 Вернадский — 12, 250, 266.  
 Визе — 275, 327, 328, 380, 396, 397, 400, 402.  
 Виллимзик — 233, 234.  
 Вильямс — 95.  
 Виноградов — 10, 12, 13.  
 Випонд — 60.  
 Воробург — 76.  
 Вошбэри — 10.  
 Врангель — 352, 380.  
 Вюст — 50, 122, 124, 125, 138, 210, 239, 248.  
 Гаген-Пуазейль — 159.  
 Ганзен — 50, 55.  
 Гансен — 393, 394.  
 Гарвей — 98.  
 Гаузер — 5, 53.  
 Гебель — 90.  
 Геденштром — 390.  
 Гейль — 92.  
 Гей-Люссак — 11.  
 Гелланд — 194.  
 Гелланд-Гансен — 44, 48, 49, 92, 105, 134, 144, 194, 211, 226, 252.  
 Гемфрис — 221.  
 Гендерсон — 15, 60, 68.  
 Гентшель — 40.  
 Георгиевский — 346.

Гран — 41, 308.  
 Грейн — 94.  
 Гриффиц — 59.  
 Головков — 259, 261, 266.  
 Громов — 414.  
 Горчинский — 83, 110, 111.  
 Гюлет — 70.

Дайнс — 127.  
 Данилко — 370.  
 Данильченко — 22, 23, 32, 33, 34.  
 Дануа — 412.  
 Де-Карвэн — 325.  
 Дерюгин — 268, 279, 302.  
 Дефант — 235, 246, 248.  
 Дженкинс — 329.  
 Джилфиллан — 10.  
 Джоли — 59, 69, 70, 72.  
 Джонсон — 69.  
 Дикан — 241.  
 Дикинсон — 285.  
 Дитмар — 14.  
 Диттерици — 59.  
 Добжанская — 32.  
 Добровольский — 266.  
 Дралкин — 334.  
 Дригальский — 325, 327.  
 Дюбуа — 61.  
 Дюлонг — 60.

Заварицкий — 266.  
 Зенкевич — 185.  
 Зернов — 15, 61, 97.  
 Зубов — 163.

Ив — 70.  
 Иогансен — 380.  
 Иорген — 94.  
 Иселин — 249.  
 Итин — 400.

Калитин — 75, 78, 79, 109, 111, 112, 115, 129, 295.  
 Каллендер — 57.  
 Кантор — 39, 66.  
 Карелин — 334, 371.  
 Квинке — 39.  
 Келлер — 120, 298.  
 Кельвин — 48, 57.  
 Кеннелль — 395, 397, 402.  
 Кимбелл — 107, 108, 113.  
 Кириленко — 275.  
 Клари — 14, 92.  
 Кларке — 94.  
 Клаузиус — 60.  
 Клейтон — 411.  
 Книпович — 96, 408, 409.  
 Кнох — 70.  
 Кнудсен — 16, 17, 20, 42, 43, 50, 57, 69, 94, 140.  
 Кузьмин — 130.  
 Кольдинг — 228.  
 Коллинс — 81.  
 Комаровский — 299.  
 Кокс — 277.

Кон — 27.  
 Конрад — 109.  
 Кориолис — 225, 150, 208, 210, 211, 212, 213, 214, 217, 218, 224, 227, 228, 231, 232, 234, 375.  
 Кох — 279, 304, 311, 325.  
 Краснова — 274.  
 Кренкель — 380.  
 Круг — 20, 24, 25, 41.  
 Крари — 298.  
 Крюммель — 50, 57, 64, 65, 69, 117, 158, 159, 163, 187, 283, 327.  
 Кузнецов — 113.  
 Курбатов — 71, 72.

Лактионов — 273, 274.  
 Лаллеман — 217, 412.  
 Ламберг — 109.  
 Лангваген — 305.  
 Ланге — 41.  
 Лаплас — 66.  
 Лау — 70.  
 Левинсон-Лессинг — 266.  
 Леднев — 101, 108, 141.  
 Лежандр — 204.  
 Лесгафт — 398, 401.  
 Лесли — 36.  
 Лизеганг — 39.  
 Лиллиенталь — 257.  
 Линке — 109.  
 Лис — 287.  
 Ломанн — 95.  
 Льюис — 9.  
 Лютгенс — 124.

Маас — 285.  
 Майер — 122.  
 Майкельсон — 76.  
 Макаров — 281, 301, 417.  
 Макдональд — 9.  
 Мак Ивен — 163.  
 Мак-Клендон — 26.  
 Максе — 69.  
 Мальмгрен — 269, 270, 271, 272, 275, 283, 284, 285, 286, 287, 288, 289, 290, 342, 343, 344, 345, 346, 347, 360.  
 Мамонтова — 109.  
 Маргулес — 220, 225.  
 Мармер — 217, 412.  
 Мартин — 298.  
 Матисен — 390.  
 Матьюс — 59.  
 Мейер — 234, 235, 251.  
 Мейнардус — 397, 401.  
 Мейсер — 298.  
 Мекнинг — 395, 401.  
 Мекленбург — 82.  
 Меландр — 120.  
 Меллони — 296.  
 Мемери — 411.  
 Менделеев — 11.  
 Меррей — 28.  
 Мерц — 124.  
 Миалон — 70.  
 Мизинов — 123.  
 Митчелль — 119.



- Моллер — 251, 254.  
 Моллер Фриц — 135.  
 Мосби — 122.  
 Мотес — 298.  
 Мультановский — 231.  
 Муранов — 122.
- Надежин — 89.  
 Наливайко — 320.  
 Нансен — 134, 187, 193, 213, 226, 252, 253, 263, 272, 275, 304, 308, 317, 325, 337, 338, 364, 377, 378, 401, 407.  
 Нерист — 54, 62.  
 Никитин — 17, 202.  
 Норденшельд — 262, 292, 326.  
 Нолунд — 413.  
 Ньютон-Лаплас — 99.  
 Ньютон — 330.  
 Нэрс — 326.
- Окада — 121, 289.  
 Онгстрем — 115.  
 Осборн — 285.  
 Оствальд — 158.  
 Оотер — 94.
- Пайер — 390.  
 Палибин — 308.  
 Палич — 29.  
 Папанин — 380.  
 Паррен — 38.  
 Персон — 285.  
 Петерсон — 95.  
 Петтерсон — 70, 275, 285, 319, 365, 412, 413.  
 Пигго — 70.  
 Пинегин — 299, 300.  
 Пиотрович — 280, 366.  
 Пильсбери — 210.  
 Пири — 304, 313, 352, 354.  
 Пономаренко — 130.  
 Порнен — 98.  
 Пратт — 283.  
 Прево — 217.  
 Прислей — 264.  
 Пти — 60.  
 Пфеффер — 62.  
 Пуавейль — 159.  
 Пуассон — 297, 298, 299.  
 Пуль — 79, 85, 92, 93, 94.  
 Пюттер — 42.
- Рабен — 41.  
 Райт — 264.  
 Разумовский — 229.  
 Раман-Рао — 6, 86.  
 Раманатхан — 88.  
 Расмуссен — 325.  
 Ратманов — 244.  
 Ребук — 53.  
 Рейнганум — 38.  
 Релей — 81, 82, 83.  
 Рейнольдс — 160.  
 Реньяр — 84.  
 Рентген — 5.
- Рике — 196.  
 Рингер — 54, 55, 269, 278, 275, 284, 285.  
 Рихтер — 292.  
 Ричар — 59.  
 Роберте — 20.  
 Робертсон — 10.  
 Родман — 263.  
 Ройен — 299, 300, 301.  
 Рот Юстус — 14.  
 Рот — 59.  
 Руд — 41.  
 Рудовиц — 123.  
 Рузбум — 118.  
 Рунпин — 69, 159.  
 Руш — 90, 328.
- Самойленко — 111, 142, 270.  
 Сандстрем — 211, 229, 365.  
 Санников — 390.  
 Сарасин — 76.  
 Саундерс — 26.  
 Свордруп — 43, 49, 122, 128, 124, 130, 153, 156, 163, 264, 271, 275, 342, 347, 378, 379.  
 Сейбольд — 94.  
 Сейвелл — 35, 36, 239, 240, 241, 242, 243.  
 Сенки — 78, 83, 89, 94.  
 Селяков — 259.  
 Серенсен — 16, 26.  
 Сернандер — 413.  
 Сеттерли — 70.  
 Симсон — 352.  
 Скоресби — 262.  
 Скот Руссель — 193.  
 Смит — 59, 280, 281, 326, 328, 329, 373, 384, 385, 390, 396, 403, 429.  
 Смолуховский — 81, 82.  
 Снежинский — 263.  
 Сомов — 135.  
 Соре — 76.  
 Спруль — 298.  
 Стеннус — 62.  
 Стефан — 114, 115, 158, 832, 833, 834, 835.  
 Стефансон — 312.  
 Стокс — 38, 39, 88.  
 Струйский — 385.  
 Струтт — 70.  
 Стюарт — 7.  
 Сумгин — 410.
- Тамманн — 5, 257, 276.  
 Тейлор — 10, 146.  
 Теорель — 82.  
 Тиндаль — 81, 85.  
 Тиховская — 32.  
 Толль — 315, 322.  
 Томпсон — 47.  
 Томсон — 52.  
 Томсон д'Арси — 413.  
 Торн — 298.  
 Траутон — 287.  
 Трофимов — 79, 92, 93, 94, 95, 102, 103, 205.

- Уитман 271.  
 Уттербах — 94.  
 Ушаков — 390.
- Фаулер — 7.  
 Фауль — 107.  
 Федоров — 349, 350, 380, 381.  
 Фокс — 18, 23.  
 Форель-Уле — 89, 95.  
 Форх — 16.  
 Форхгаммер — 13.  
 Френель — 77, 78, 79, 87.  
 Френкель — 8.  
 Фридрих — 70.  
 Фрис — 413.  
 Фрицман — 8, 277.  
 Фриче — 138.  
 Фруд — 192.  
 Фурье — 195, 196, 197, 198, 199, 344, 345.
- Хагенбах-Биппоф — 320.  
 Хамберг — 25, 274.  
 Хаммер — 407.  
 Харвей — 8, 204.  
 Хейм — 304.  
 Хельберг — 81, 92.  
 Хендерсон — 27.  
 Хеннинг — 59.  
 Хесс — 259.  
 Хессельберг — 43, 49, 153, 156.  
 Хромов — 109.
- Цепприц — 159.
- Чернымш — 258.  
 Чигирин — 22, 23, 30, 32, 33, 34, 35, 57, 247, 276.  
 Чкалов — 414.
- Чолноки — 120.
- Шалович — 102.  
 Шаппюи — 42.  
 Шевалье — 57.  
 Шелфорд — 92, 94.  
 Шенрок — 257.  
 Шерхар — 410, 411.  
 Шестиперов — 308, 342, 382.  
 Ширшов — 349, 380, 381, 382.  
 Шмидт — 78, 124, 128, 146, 148, 149, 151, 152, 163, 242, 313.  
 Шмидт О. Ю. — 313, 414.  
 Шокальский — 202.  
 Шотт — 90, 124, 209.  
 Шоу — 277.  
 Шпринг — 85.  
 Штеллинг — 121.  
 Штокман — 101, 108, 163.  
 Шулейкин — 75, 82, 83, 86, 87, 121, 123, 129, 130, 131, 132, 288.
- Эвинг — 298.  
 Экман — 43, 47, 48, 49, 58, 198, 194, 213, 214, 215, 226, 378, 385.
- Эмден — 115.  
 Эмелеус — 10.  
 Энгель — 407.  
 Эндрыс — 299, 300, 301.  
 Эри — 283.  
 Эрик Красный — 413.
- Юнг — 297, 298, 299.  
 Ягер — 64, 65.  
 Якобсен — 163, 204.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие . . . . .	3
Глава I. НЕКОТОРЫЕ СВОЙСТВА МОРСКОЙ ВОДЫ	
1. Понятие о строении воды . . . . .	5
2. Состав и соленость морской воды . . . . .	11
3. Кислород, азот и сероводород . . . . .	18
4. Углекислота и ее соединения . . . . .	23
5. Соединения азота, фосфора и кремния . . . . .	33
6. Коллоиды и взвеси . . . . .	36
7. Органическое вещество . . . . .	40
8. Удельный вес, плотность и удельный объем . . . . .	41
9. Давление и сжимаемость . . . . .	46
10. Температура наибольшей плотности и замерзания . . . . .	50
11. Свойства морской воды высокой солености . . . . .	53
12. Теплоемкость, теплота плавления и теплота испарения . . . . .	56
13. Осмотическое давление и температура кипения . . . . .	62
14. Поверхностное натяжение . . . . .	64
15. Электропроводность . . . . .	68
16. Радиоактивность . . . . .	69
Глава II. СВЕТОВЫЕ И ЗВУКОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ В МОРЕ	
17. Освещенность поверхности моря . . . . .	73
18. Отражение и преломление . . . . .	76
19. Поглощение и рассеяние лучистой энергии . . . . .	80
20. Цвет моря . . . . .	85
21. Прозрачность и цвет моря по непосредственным определениям . . . . .	89
22. Освещенность морских глубин и вертикальное распределение организмов . . . . .	95
23. Свечение моря . . . . .	97
24. Звуковые явления в море . . . . .	99
Глава III. ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕННОСТИ ОКЕАНА	
25. Процессы, изменяющие температуру и соленость океана . . . . .	105
26. Солнечная радиация . . . . .	106
27. Излучение . . . . .	114
28. Испарение и конденсация . . . . .	116
29. Осадки и береговой сток . . . . .	124
30. Приход-расход тепла . . . . .	127
31. Приход-расход влаги . . . . .	138
Глава IV. ПЕРЕМЕШИВАНИЕ ВОД ОКЕАНА	
32. Понятие о перемешивании . . . . .	145
33. Устойчивость . . . . .	152
34. Молекулярное перемешивание . . . . .	156
35. Турбулентное перемешивание . . . . .	160
36. Конвекционное перемешивание . . . . .	167
37. Вертикальная винная циркуляция . . . . .	171

	Стр.
38. Вентиляция придонных вод . . . . .	180
39. Слой скачка . . . . .	189
40. Периодические изменения гидрологических элементов . . . . .	195

## Глава V. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВОД ОКЕАНА

41. Подразделение морских течений . . . . .	207
42. Наклон изобар и изостер . . . . .	217
43. Понятие об общей циркуляции океана . . . . .	230
44. Понятие о водных массах . . . . .	244

## Глава VI. НЕКОТОРЫЕ СВОЙСТВА МОРСКИХ ЛЬДОВ

45. Понятие о льдообразовании . . . . .	257
46. Соленость морских льдов . . . . .	266
47. Состав солей морских льдов . . . . .	273
48. Плотность и пористость . . . . .	276
49. Термические свойства . . . . .	283
50. Оптические и радиационные свойства . . . . .	292
51. Механические свойства . . . . .	296
52. Биология моря и льды . . . . .	304

## Глава VII. ЛЬДЫ В МОРЕ

53. Классификация льдов . . . . .	310
54. Глетчерные льды . . . . .	320
55. Скорость льдообразования . . . . .	330
56. Температуры льдов . . . . .	342
57. Деформации ледяного покрова . . . . .	348
58. Таяние льдов . . . . .	359
59. Движение льдов . . . . .	373
60. Сезонные и вековые колебания ледовитости . . . . .	391

## ПРИЛОЖЕНИЯ

1. Некоторые указания о плавании во льдах . . . . .	416
2. Применение химических, инертных и взрывчатых веществ для разрушения льдов . . . . .	425
3. Номенклатура арктических льдов . . . . .	430
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ . . . . .	433
ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ . . . . .	448



ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК



Песа. 15 руб.