

Н. Н. ЗУБОВ
ЛЪДЫ
АРКТИКИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЛАВСЕВМОРЛУТИ
МОСКВА • 1945

Н. Н. ЗУБОВ

ЛЬДЫ АРКТИКИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЛАВСЕВМОРПУТИ

МОСКВА • 1945



Редактор **С. Я. Миттельман**

ГМ 200479. 22,5 п. л. В 1 п. л. 72870 эк.

Уч.-авт. листов 41,3. Заказ № 1061.

Подписано к печати 7/IX 1945 г.

Тираж 4 000 экз.

Отпечатано в типографии

Издательства Главсевморпути,

Москва

*Русским военным морякам,
с любовью и совестью изучавшим Арктику,
писавшим, что наблюдали,
и
не писавшим, чего не наблюдали,
почтительно
посвящается эта книга.*

ОТ АВТОРА

«Льды Арктики» написаны, примерно, по тому же плану, что и моя книга «Морские воды и льды», изданная в 1938 г.

В первой части даются общие сведения о физико-химических свойствах морской воды, о процессах, изменяющих температуру и солёность океана, о процессах, формирующих водные массы, о взаимодействии океана и атмосферы. Эта первая часть в сравнении с той же частью «Морских вод и льдов» значительно сокращена, но в то же время дополнена новыми данными. Почти все примеры взяты применительно к Арктическому бассейну.

Вторая часть, посвящённая льдам, заново переработана и дополнена на основе последних работ как моих, так и других авторов, в частности, по наблюдениям и исследованиям, проведённым в зиму 1941/42 г. на Белом море.

Таким образом предлагаемую книгу ни в коем случае нельзя назвать вторым изданием «Морских вод и льдов». Книгу эту нельзя также считать учебником, научным пособием или монографией. Она излагает мои личные взгляды, в ряде случаев ещё подлежащие проверке и уточнению. В книге я пытался затронуть множество возникавших у меня вопросов, не претендуя в то же время на окончательное их разрешение. Стремясь сделать книгу доступной возможно более широкому кругу полярников, лётчиков, моряков и исследователей, я излагал все вопросы возможно проще и понятнее.

Я ясно сознаю, что взял на себя трудную и ответственную задачу создания книги о льдах Арктики. С этой задачей мне не удалось справиться так, как хотелось. Всё же я надеюсь, что даже в своём несовершенном виде эта книга окажется небесполезной для дальнейшего освоения Арктики.

Я старался возможно полнее использовать существующую литературу и боялся приписать себе то, что сделано другими, или умалить значение их работ. Если в этом отношении мною допущены невольные ошибки, я горячо прошу меня извинить.

Приношу признательность А. Д. Добровольскому, Л. А. Зенкевичу, С. Я. Миттельману и М. М. Сомову за просмотр книги и ценные указания.

Приношу также признательность контр-адмиралу И. Д. Папанину и В. Д. Новикову, своими заботами и вниманием содействовавшим завершению и изданию этой книги.

Москва, май 1943 г.

Н. ЗУБОВ
Капитан I ранга, профессор,
доктор географических наук.

ВВЕДЕНИЕ

Мировым океаном называются морские воды, непрерывной пеленой покрывающие поверхность земного шара. Мировой океан подразделяют на четыре части: Тихий, Индийский, Атлантический и Северный Ледовитый океаны. Эверлингом и мною границы между этими океанами проведены по наименьшим глубинам. Понятно, что такое проведение границ более или менее условно, но мы считали, что глубина водоразделов, т. е. подводных возвышенностей и хребтов, отделяющих друг от друга части океана, является наилучшим показателем самостоятельности их гидрологического режима.

В таком понимании морскими границами Северного Ледовитого океана с Атлантическим океаном являются:

1) проливы между Северной Америкой и Гренландией (между полуостровом Бутия и Гренландией у 82° с. ш.);

2) проливы между Гренландией, Исландией и Скандинавией.

Морской границей Северного Ледовитого океана с Тихим океаном является подводная гряда, расположенная несколько к северу от Берингова пролива.

В настоящее время, по недостатку сведений, не представляется возможным подсчитать площади поперечных сечений проливов, соединяющих Северный Ледовитый океан с Атлантическим океаном через Баффинов залив. Общая площадь сечения всех проливов между Гренландией и Скандинавским полуостровом около 370 км^2 . Поперечное сечение Берингова пролива всего около $2,5 \text{ км}^2$. Таким образом Северный Ледовитый океан с Атлантическим океаном сообщается значительно свободнее, чем с Тихим. Особенно важно ещё то обстоятельство, что, в то время как наибольшая глубина подводного порога между Гренландией и Скандинавским полуостровом около 440 м, наибольшая глубина на пороге Берингова пролива не превышает 40 м.

Рассматривая батиметрические карты Мирового океана, легко заметить, что подводные хребты и возвышенности разделяют отдельные океаны на ряд океанических бассейнов. Каждый из таких бассейнов включает в себя прилегающие к нему моря и заливы.

В соответствии с этим мы подразделили Северный Ледовитый океан на два океанических бассейна: Северо-Европейский и Арктический.

1. Северо-Европейский бассейн расположен между Гренландией, Шпицбергом, Землёй Франца-Иосифа, Новой Землёй, северным и северо-западным побережьями Европы от Югорского Шара до острова Утсире у южных берегов Скандинавии и островами Шетландскими, Фарерскими и Исландией и включает в себя моря: Гренландское и Норвежское (разделённые подводной складкой, тянущейся от Шпицбергена через острова Медвежий и Ян-Майен к Исландии), Скандинавское фиордовое море (отделённое от Норвежского моря множеством островов, рифов и банок на опушке норвежских фиордов), Баренцево и Белое моря.

Физико-географическую границу между Северо-Европейским бассейном и Баренцевым морем провести трудно, так как между Шпицбергом и Скандинавией глубины Норвежского моря плавно без порога переходят в малые глубины Баренцева моря. То же можно сказать и о проливе между Землёй Франца-Иосифа и Новой Землёй, соединяющем Баренцево море с Карским морем.

2. Арктический бассейн расположен между северными берегами Азии, восточными берегами Новой Земли, северными берегами Земли Франца-Иосифа, Шпицбергена, Гренландии, западными берегами островов Элзмир, Девон, Баттерст, принца Уэльского и северным побережьем Северной Америки от полуострова Бутия до Берингова пролива.

Морскими границами этого бассейна являются:

а) морская граница между Северным Ледовитым и Тихим океанами (Берингов пролив);

б) морская граница между Северным Ледовитым океаном и Баффиновым заливом;

в) морская граница между Арктическим и Северо-Европейским бассейнами, проходящая по подводному порогу Нансена между мысом Северо-восточным (Гренландия) и островом Амстердам (Шпицберген), далее по северной опушке Шпицбергена, от мыса Ли-Смит (Шпицберген) через острова Белый и Виктория к мысу Мэри Гармсуорт (Земля Франца-Иосифа), затем от мыса Кользат к мысу Желания и далее по восточным пределам новоземельских проливов.

В состав Арктического бассейна входят моря: Карское, Лаптевых, Восточно-сибирское, Чукотское, Бофорта, Северо-Американское проливное и море Линколн.

Общая площадь Северного Ледовитого океана ($13\,100\,000\text{ км}^2$) значительно меньше площади Индийского ($74\,917\,000\text{ км}^2$), Атлантического ($93\,363\,000\text{ км}^2$) и Тихого ($179\,679\,000\text{ км}^2$) океанов.

Северный Ледовитый океан по некоторым своим особенностям весьма характерен. Так, замечательной чертой Северного Ледовитого океана является необычайное, особенно у евразийского побережья, развитие материковой отмели.

Действительно, в то время как во всём Мировом океане материковая отмель (глубины от 0 до 200 м) занимает всего около 8% его площади, материковая отмель в Северном Ледовитом океане занимает свыше 37% его площади. На меридиане Горла Белого моря она занимает 15° по широте. На меридиане Берингова пролива, если считать совместно материковую отмель Чукотского и Берингова морей, её протяжение достигает 18° по широте, причём здесь материковая отмель отличается исключительной мелководностью.

Северный Ледовитый океан и по своей наибольшей глубине отличается от других океанов. В то время как наибольшая глубина Атлантического океана составляет 8 525 м, Индийского 7 450 м и Тихого 10 830 м, наибольшая глубина Северного Ледовитого океана вряд ли превышает 5 180 м¹.

Весь Арктический бассейн площадью вместе с морями около $8\,800\,000\text{ км}^2$, а также Белое море площадью около $95\,000\text{ км}^2$ в зимнее время можно считать покрытыми льдами. В Баренцовом море, в среднем, к концу зимы площадь льдов занимает около $1\,000\,000\text{ км}^2$. В Гренландском море к апрелю-маю площадь льдов доходит до $900\,000\text{ км}^2$. Итого в зимнее время площадь льдов во всем Северном Ледовитом океане доходит до $10\,800\,000\text{ км}^2$.

К концу лета растаивает в Арктическом бассейне в среднем около $1\,500\,000\text{ км}^2$, в Белом море около $95\,000\text{ км}^2$, в Баренцовом море около $250\,000\text{ км}^2$. Кроме того ежегодно свыше $1\,250\,000\text{ км}^2$ льдов выносятся из Арктического бассейна в Гренландское море, где эти льды в основном тают. Таким образом к концу полярного лета площадь льдов в Северном Ледовитом океане уменьшается за счёт таяния до $8\,000\,000\text{ км}^2$.

Считается, что ежегодно в Норвежское море вливается около $150\,000\text{ км}^3$ тёплых и солёных атлантических вод. По подсчёту Гелланд-Гансена, если охладить эти воды только на 1° , то выделившегося тепла будет достаточно, чтобы повысить температуру 4-километрового слоя воздуха, расположенного над всей Европой, на 10° . Нетрудно видеть также, что тепла, выделяющегося при охла-

¹ Экспедиция Уилкинса измерила эхолотом в районе к северу от о. Врангеля глубину 5 440 м. После промеров, произведённых экспедицией Либина и Черевичного в 1941 г., такая глубина представляется сомнительной. Сейчас наибольшей глубиной Северного Ледовитого океана правильнее считать 5 180 м — глубину, измеренную л/п «Седов» во время его дрейфа в 1937-1940 гг.

ждении тех же $150\,000\text{ км}^3$ на 1° , почти достаточно для того, чтобы растопить весь лёд, выносимый ежегодно из Арктического бассейна в Гренландское море.

До северного побережья Шпицбергена и до восточного побережья Новой Земли атлантические воды распространяются поверхностным течением. Несколько севернее Шпицбергена они спускаются на глубину и далее следуют уже как глубинное течение.

По имеющимся наблюдениям, атлантические воды обнаруживаются на промежуточных глубинах везде в глубоких частях Арктического бассейна, а в некоторых районах заходят на материковую отмель.

Атлантические воды характерны не только высокой температурой, но и высокой солёностью. Поэтому, пока температура их высока, они удерживаются на поверхности океана. При понижении температуры они становятся тяжелее нижележащих вод и перемешиваются с последними. Благодаря этому обстоятельству при всяком понижении температуры в теплообмен с атмосферой вовлекаются громадные толщи воды.

Существование в Северо-Европейском бассейне на сравнительно небольшом расстоянии друг от друга двух столь различных потоков: тёплого Атлантического течения, проходящего вдоль западных побережий Норвегии и Шпицбергена, и холодного Гренландского, проходящего вдоль восточного побережья Гренландии и несущего с собой льды Арктического бассейна, создаёт здесь необычайно высокие разности поверхностных температур и наиболее замечательные на земном шаре тепловые аномалии.

Достаточно указать, что в восточной части Северо-Европейского бассейна температура воздуха в январе в среднем на 20° выше, чем она должна была бы быть в соответствии с высокой географической широтой этого района.

Море у западных берегов Шпицбергена никогда не замерзает вплоть до 80° с. ш. У южных пределов Гренландского моря и вдоль восточного побережья Гренландии всегда можно встретить льды. Влияние этих льдов и льдов, выносимых из Баффина залива, сказывается гораздо южнее, вплоть до $40\text{--}50^\circ\text{ с. ш.}$ Нигде на земном шаре мы не встречаем одновременного существования подобных условий.

Благодаря этим обстоятельствам над Северо-Европейским бассейном и несколько южнее создаются сильные возмущения в атмосфере. Здесь располагается Исландский минимум давления с его отрогами, образующий своеобразный центр действия атмосферы. Здесь же в Северо-Европейском бассейне, как увидим ниже, создаются основные водные массы Северного Ледовитого океана. Таким образом здесь расположен также и своеобразный океанический центр действия.

Значение атлантических вод, поступающих в Северный Ледовитый океан, заключается в том, что они приносят с собой огромное количество тепла, вследствие чего к началу лета обширные площади Норвежского, Гренландского и Баренцова морей оказываются свободными от льда. За лето эти воды поглощают здесь количества тепла солнечной радиации, значительно превышающие количества тепла, приносимые ими из Атлантики. Затем все эти огромные количества тепла отдаются атмосфере, которая, в свою очередь, переносит их в основном на север и северо-восток — на материк и на арктические льды. Таким образом в Северном Ледовитом океане осуществляется в грандиозном размере взаимодействие трёх сред: воздух-вода-льды.

Известно, что основные свойства атмосферы определяются содержанием в ней водяных паров. Следовательно, можно сказать, что в Северном Ледовитом океане проявляется в грандиозном, нигде больше на земном шаре неповторимом масштабе взаимодействие трёх фаз воды: газообразной, жидкой и твёрдой.

Вода здесь непрерывно переходит из одной фазы в другую, при этом освобождаются или поглощаются огромные количества тепла. Поэтому, не учитывая взаимодействия атмосферы и океана, нельзя приступать к изучению столь важного объекта Арктики, каким являются её льды.

Л и т е р а т у р а: 71, 77, 143, 153.

ГЛАВА I

НЕКОТОРЫЕ СВОЙСТВА МОРСКОЙ ВОДЫ

§ 1. Понятие о строении воды

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

Прежде всего вода отличается своей исключительной подвижностью: механической — перемещения и колебания — и термической — переход из одной фазы в другую, причём переход пар-вода-лёд (или даже минуя промежуточную фазу: пар-лёд) и обратно совершается при обычных на Земле температурах и сопровождается соответственно выделением или поглощением громадного количества тепла.

Согласно кинетической теории теплового движения, молекулы постоянно и хаотически равномерно переносятся с места на место (молекулы газа) или находятся в постоянном колебательном движении (молекулы твёрдого тела). Молекулы жидкости при низких температурах приближаются по своим свойствам к молекулам твёрдых тел, а при высоких температурах — к молекулам газов. Интенсивность молекулярного движения определяет собою тепловое состояние тела.

При повышении температуры расстояние между молекулами увеличивается. Поэтому плотность вещества с повышением температуры должна уменьшаться, а теплоёмкость — увеличиваться.

Вода представляет в этом отношении одно из немногих исключений. Так, температура наибольшей плотности чистой воды равна приблизительно 4° . При понижении температуры плотность уменьшается медленно, а при замерзании резко. Действительно, плотность чистого льда при 0° приблизительно на 9% меньше плотности чистой воды при той же температуре.

Теплоёмкость воды выше, чем у всех веществ на Земле, за исключением водорода и жидкого аммиака. Теплоёмкость воды, начиная от 0° и примерно до 30° , постепенно уменьшается и затем только начинает увеличиваться.

Теплота плавления чистой воды также больше теплоты плавления всех веществ на земле, за исключением аммиака.

Теплота испарения воды значительно больше, чем у любого другого вещества на Земле.

Для объяснения всех этих и других аномалий воды выдвинуто несколько теорий, в которых принимается, что вода представляет смесь молекул пара, воды и льда, различных по структуре и плотности. Чем выше температура воды, тем больше в ней содержится молекул пара, чем ниже, — тем больше молекул льда. Молекулы льда имеют меньшую плотность, чем молекулы воды.

Рассматривая воду как совокупность различных по структуре и плотности молекул, получаем, что при охлаждении воды идут параллельно два процесса: первый — нормальное уменьшение объёма и второй — увеличение объёма благодаря образованию больших, менее плотных ледяных молекул. При охлаждении пресной воды до 4° интенсивнее проходит первый из этих процессов, при дальнейшем охлаждении — второй. При 4° — в момент сравнения интенсивности этих процессов — получаем наибольшую плотность. При образовании льда

происходит резкое увеличение количества ледяных молекул, чем вызывается резкое уменьшение плотности.

При повышении температуры получаемая извне теплота расходуется: 1) на увеличение кинетической энергии движения и на увеличение потенциальной энергии (раздвиганием молекул) и 2) на уменьшение числа ледяных молекул. Чем выше температура, тем меньше влияние второго процесса, и мы наблюдаем уменьшение теплоёмкости. При повышении температуры выше 30° начинает сказываться обычное увеличение теплоёмкости.

Таким образом преобразованием при каждом изменении температуры молекул одной структуры в молекулы другой структуры (на что требуется добавочная затрата энергии) объясняются большие теплоёмкость, теплота плавления и теплота испарения воды.

Л и т е р а т у р а: 62, 132.

§ 2. Состав морской воды

Одним из замечательных свойств воды является её способность растворять различные вещества; в этом отношении ни одна жидкость не может с ней сравняться. Строго говоря, совсем не растворимых в воде веществ в природе не существует. Сама же вода в химические соединения — в прямом смысле этого слова — вступает сравнительно трудно.

Морская вода является разбавленным (в ней растворено по весу не более 4% твёрдых веществ) раствором. Повидимому, в морской воде находятся все известные элементы; если некоторые из них до сих пор не обнаружены, то это надо приписать скорее неточности методов определения, чем действительному их отсутствию.

Главными элементами, определяющими состав морской воды, являются (в порядке их веса): хлор, натрий, магний, сера, кальций и калий.

Кроме твёрдых веществ, в морской воде растворены газы: кислород, азот, углекислота (а в некоторых застойных зонах и сероводород). Кроме того, качественно в морской воде установлено присутствие и инертных газов.

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

В морской воде происходят непрерывные физико-химические, биологические и геологические процессы, вызывающие изменение её общего солевого состава (концентрации) и соотношений между растворёнными веществами. Эти процессы по их действию можно разделить на две группы:

процессы, изменяющие главным образом общую концентрацию раствора; к этой группе относятся: приток береговых вод, испарение, выпадение осадков, образование и таяние морских льдов;

процессы, изменяющие содержание растворённых в морской воде газов и отдельных твёрдых веществ и соотношения между ними; к этой группе относятся: жизнедеятельность морских организмов, созидание и распад донных отложений.

Изменения общей концентрации морского раствора в отдельных районах океана могут быть весьма велики и легко обнаруживаются простейшими наблюдениями, например измерениями плотности. Что касается процессов второй группы, то относительные изменения, вызываемые ими, также велики, но они касаются главным образом веществ, находящихся в морской воде в минимальных количествах, и потому эти изменения практически заметного влияния на физические свойства морской воды не оказывают.

Отсюда возникло очень удобное представление о постоянстве солевого состава океанических вод, под которым понимается следующее: общая концентрация растворённых твёрдых веществ в океане в зависимости от местных условий колеблется в пределах от 0 до 4% по весу растворённых веществ; количество рас-

творённых в морской воде газов, а также содержание находящихся в морской воде в незначительных количествах других элементов также могут значительно колебаться, но соотношения между главными ионами, определяющими физические свойства морской воды, остаются в основном постоянными как во времени, так и в пространстве.

Л и т е р а т у р а: 62, 153.

§ 3. Солёность

Концентрация растворённых в морской воде твёрдых веществ характеризуется солёностью морской воды, под которой понимается полный вес всех солей в граммах, содержащихся в 1 000 г морской воды. Таким образом солёность есть концентрация раствора, выраженная в десятых долях процента (промилли).

При исследованиях многих образцов морской воды (значительно отличающихся друг от друга по солёности и собранных в различных частях Мирового океана), произведённых рядом специалистов под руководством Кнудсена, постоянство солевого состава океанических вод подтвердилось с полной очевидностью, по крайней мере, в отношении главных элементов. Таким образом можно считать, что океанические воды различных районов при одних и тех же давлении и температуре отличаются друг от друга только по общей концентрации растворённых в них солей.

После того как было установлено и проверено постоянство соотношений между главными элементами морской воды, явилась возможность, определив в данной воде содержание одного из главных элементов, простым пересчётом получить её общую солёность.

Таким определяющим элементом выбран, благодаря его большому процентному содержанию в морской воде и лёгкости, с которой он точно определяется химическим путём, хлор. Кнудсен, Форх и Сёренсен в результате своих исследований получили следующую эмпирическую формулу:

$$S = 0,030 + 1,8050 Cl,$$

где S — солёность в промиллях, т. е. полный вес солей в граммах в 1 000 г морской воды;

Cl — содержание хлора в промиллях, т. е. вес хлора в граммах в 1 000 г морской воды. (Под хлором здесь понимается число граммов хлора, эквивалентное общему количеству галоидов, т. е. хлора, брома и иода, содержащихся в 1 000 г морской воды.)

Понятно, что, считая солевой состав морской воды постоянным, мы получаем не только постоянство соотношения между содержанием хлора и солёностью, но и постоянство соотношений между содержанием хлора и других главных элементов морской воды.

Рассматривая формулу солёности, видим, что при условии, если содержание хлора равно нулю, солёность всё же будет равна 0,03. Это объясняется тем, что, хотя около устьев рек содержание хлора и может быть равным нулю, общая солёность будет определяться известковыми солями, содержащимися в речной воде.

Таким образом, содержание хлора есть величина, непосредственно определяемая, а солёность — величина, получаемая в результате умножения содержания хлора на некоторый условный коэффициент.

В океанологии приходится иметь дело не только с содержанием хлора или солёностью, но и с зависящими от них и от температуры плотностями. Физические методы определения плотности или неточны, или слишком сложны, в то время как химическое определение содержания хлора весьма просто и не требует особых химических познаний. Принимая, что состав солей морской воды постоянен, нетрудно по содержанию хлора подсчитать и плотность, и удельный объём.

При океанологических исследованиях изучаются, главным образом, разности в солёности и плотности морских вод как во времени, так и в пространстве, а не

абсолютные их величины. Поэтому имеет значение не то, насколько точно по содержанию хлора вычислены солёность 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 и отличался от солевого состава океанических вод. Следовательно, представляется возможным при исследованиях динамики морских вод пользоваться формулой Кнудсена и вытекающими из неё соотношениями не только для океана, но и для большинства внутренних морей.

Литература: 62, 73, 157.

§ 4. Удельный вес, плотность и удельный объём

Плотность морской воды при постоянном давлении зависит и от солёности, и от температуры. При той же температуре она зависит исключительно от солёности и в океанологии называется удельным весом. Выражается удельный вес практически двояко:

1) удельный вес морской воды при 0° , отнесённый к дистиллированной воде при 4° $\left(s \frac{0}{4}\right)$,

2) удельный вес морской воды при $17,5^\circ$, отнесённый к дистиллированной воде при той же температуре $\left(s \frac{17,5}{17,5}\right)$.

В океанологии о плотности, в отличие от удельного веса, говорится, когда принимается во внимание температура. Другими словами, плотность есть удельный вес морской воды данной температуры (t), отнесённый к дистиллированной воде при 4° $\left(s \frac{t}{4}\right)$.

Так как плотность морской воды колеблется в малых пределах, то в целях сокращения числа знаков Кнудсенom введены следующие обозначения:

$\sigma_0 = \left(s \frac{0}{4} - 1\right) 1000$ — условный удельный вес при 0° ;

$\rho_{17,5} = \left(s \frac{17,5}{17,5} - 1\right) 1000$ — условный удельный вес при $17,5^\circ$;

$\sigma_t = \left(s \frac{t}{4} - 1\right) 1000$ — условная плотность.

Величины S , Cl , σ_0 , $\rho_{17,5}$ суть различные выражения того же количества хлоридов или содержания хлора. Поэтому, определив одну из этих четырёх величин, мы тем самым определяем и все остальные величины.

Зависимость между условной плотностью и условным удельным весом при 0° определяется формулой

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

где D — поправка на температуру и солёность.

Все эти величины находятся по Гидрографическим таблицам Кнудсена, являющимся основными при всякого рода океанологических работах.

Удельный объём есть величина, обратная плотности, т. е.

$$\alpha \frac{t}{4} = \frac{1}{s \frac{t}{4}},$$

а условным удельным объёмом по аналогии с условной плотностью я назвал величину

$$v_t = \left(\alpha \frac{t}{4} - 0,9\right) 1000.$$

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

На рис. 1 вверху показана *TS*-диаграмма удельного объёма для солёностей от 3,0 до 7,5‰ и для температур от -2 до $+10^{\circ}$, на том же рисунке внизу — для солёностей от 31 до 35,5‰ и для тех же температур.

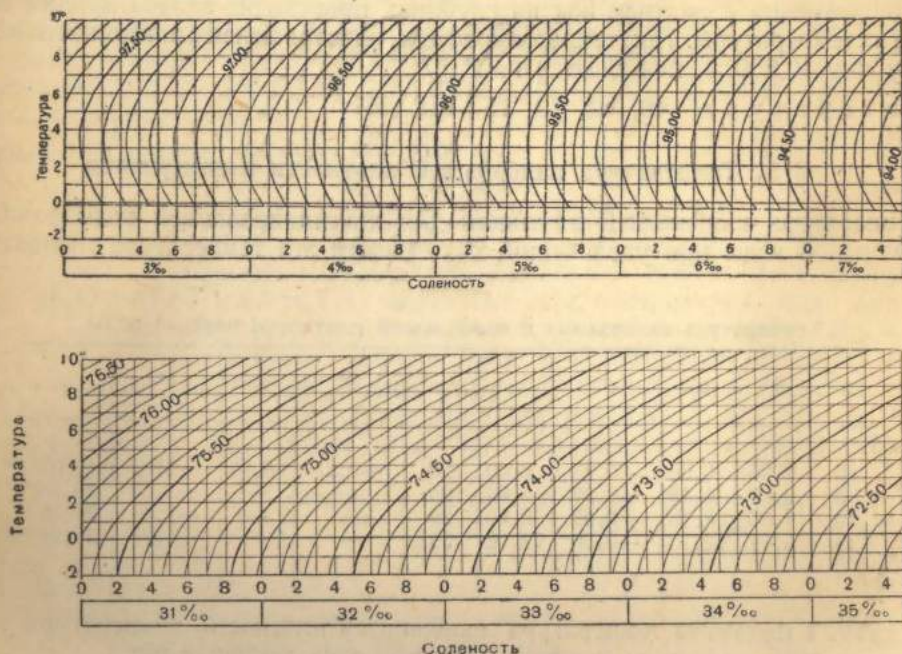


Рис. 1. График для вычисления условного удельного объёма по температуре и солёности (*TS*-диаграмма).

Из рассмотрения *TS*-диаграмм видно, что при всех значениях температур и солёностей условная плотность возрастает, а условный удельный объём уменьшается приблизительно на 0,007-0,008 своих величин при увеличении солёности на 0,01‰.

Зависимость изменения плотности от изменения температуры значительно сложнее. Так, нагревание воды только в пределах выше температуры наибольшей плотности, соответствующей данной солёности, уменьшает плотность. При высоких температурах это сказывается больше, чем при низких. Из приведённой *TS*-диаграммы видно, что для морской воды солёностью от 31‰ и выше в пределах температур от 0 до 8° повышение температуры на $0,1^{\circ}$ оказывает то же влияние на плотность и удельный объём, что и уменьшение солёности на 0,01‰.

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

На больших глубинах океана повсеместно наблюдаются весьма низкие температуры — порядка $2-3^{\circ}$ при солёности от 34,5 до 35‰. В Гренландском море придонные температуры колеблются в пределах от $-1,0$ до $-1,6^{\circ}$, а в Арктическом бассейне от $-0,7$ до $-0,9^{\circ}$ при той же солёности. Таким образом, мы видим, что в поверхностных слоях Мирового океана плотность определяется

их солёностью и температурой, а в глубинных слоях Мирового океана только их солёностью. Особо в этом отношении стоит Центральный Арктический бассейн, где максимальная наблюдаемая температура равна $+2^{\circ},68$ и где, следовательно, даже плотность поверхностных вод зависит почти исключительно от солёности.

Плотность воды увеличивается при повышении давления. Так, плотность воды, солёность которой равна 35‰ и температура 0° , на поверхности океана равная 1,02813, на глубине 10 000 м под давлением вышележащих слоёв повышается до 1,07105. Таким образом, сжимаемость воды невелика. Однако если бы вода была абсолютно не сжимаема, то уровень океана повысился бы на 30 м.

Одновременно с сжатием вод на глубинах происходит адиабатическое повышение их температуры. Так, температура воды, опустившейся с поверхности океана на глубину 10 000 м, повышается на $1^{\circ},37$.

Литература: 48, 62, 73, 75, 154, 157.

§ 5. Температура наибольшей плотности и замерзания

Температура наибольшей плотности для дистиллированной воды равна 4° . Для морской воды при увеличении её солёности эта температура понижается.

Таблица 1

Температура замерзания и наибольшей плотности морской воды

S	θ°	σ_{θ}	τ°	σ_{τ}	S	θ°	σ_{θ}	τ°	σ_{τ}
0	3,95	0,00	-0,13	0,00	20	-0,31	16,07	-1,07	16,07
5	2,93	4,15	-0,27	3,96	25	—	—	-1,35	20,10
10	1,86	8,18	-0,53	8,00	30	—	—	-1,63	24,15
15	0,77	12,13	-0,80	12,02	35	—	—	-1,91	28,21

В табл. 1 показаны температура наибольшей плотности, температура замерзания и условные плотности морской воды при этих температурах.

Для вычисления температуры замерзания морской воды по её солёности я считаю возможным пользоваться следующей формулой

$$\tau = -0,054 S.$$

Из приводимого графика (рис. 2) видно, что обе температуры с увеличением солёности понижаются почти линейно, причём температура наибольшей плотности понижается быстрее, чем температура замерзания. В результате при некоторой солёности обе кривые пересекаются.

В точке пересечения обе температуры, очевидно, равны. Определяя при последнем условии соответствующую солёность, получаем:

$$\theta = \tau = -1^{\circ},332;$$

$$S_{\theta} = S_{\tau} = 24,695\text{‰};$$

$$\sigma_{\theta} = \sigma_{\tau} = 19,852\text{‰}.$$

Из этого следует, что солёность, равная $24,695\text{‰}$, является переходной в том отношении, что при меньших солёностях температура наибольшей плотности лежит выше температуры замерзания, т. е. мы имеем здесь те же явления, что и для пресной воды. Такие воды называются солоноватыми. Только при солёностях, больших $24,695\text{‰}$, вода приобретает характерный

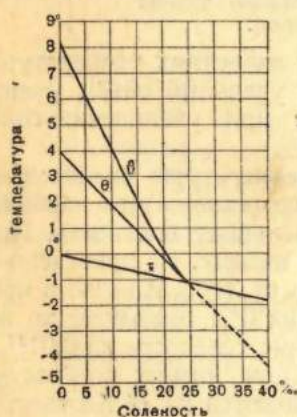


Рис. 2. Температура замерзания морской воды, температура наибольшей плотности, равной плотности при температуре замерзания.

Только при солёностях, больших $24,695\text{‰}$, вода приобретает характерный

признак морской воды: температура замерзания (если исключить явления переохлаждения) в море, т. е. в естественных условиях, является в то же время и температурой наибольшей плотности.

Температура замерзания понижается с увеличением давления, другими словами, образовавшийся лёд при увеличении давления тает. Этим, в частности, объясняется сплавление льдин при сжатиях.

Теоретически температура замерзания понижается на 1° при увеличении давления на 134,4 бара.

Температура наибольшей плотности воды, по Амага, понижается на 1° при увеличении давления на 40,5 бара. При давлении 146,6 бара она равна $0^{\circ},6$.

Надо отметить, что всякий лёд, и в особенности морской лёд, пронизан капиллярами. В капиллярах же температура замерзания понижается. Так, Ланге показал, что для замерзания пресной воды в капилляре диаметром 0,1 мм необходима температура -18° .

Литература: 62, 73, 97, 154.

§ 6. Уплотнение при смешивании

Вследствие несовпадения температур наибольшей плотности и замерзания, около температуры наибольшей плотности для солоноватых вод создаётся область температур, где вода одной и той же солёности может иметь одну и ту же плотность при двух различных температурах. Так, например, плотность дистиллированной воды при $0^{\circ},0$ и $8^{\circ},2$ одна и та же. Кривая ϑ на рис. 2 является кривой температур, лежащих выше температуры наибольшей плотности, но при которых плотность воды равна плотности при температуре замерзания воды той же солёности.

Это свойство воды обуславливает «уплотнение при смешивании».

Смешаем две равные части пресной воды: одну с температурой $8^{\circ},2$ и другую — с температурой 0° . Плотность как той, так и другой равна 0,99987. После смешения температура смеси будет $4^{\circ},1$, а плотность — около 1,00000, т. е. на 0,00013 больше, чем плотность каждой из смешиваемых частей в отдельности. Уплотнение при смешивании вод той же солёности возможно для морской воды солёностью, меньшей $24,695^{\circ}/_{\text{‰}}$, в пределах между температурой замерзания и температурой, определяемой кривой ϑ рис. 2.

Но, кроме того, как это видно из TS-диаграмм, для морских вод любой солёности и температуры, но той же плотности, плотность после смешения всегда, и особенно при низких температурах и низких солёностях, больше плотности, вычисленной по формулам смешения. Это явление вполне объясняется выпуклостью кривых равной плотности.

В табл. 2 показаны температуры и солёности вод одной и той же плотности и общие температуры, солёности и условные плотности после смешения равных масс рассматриваемых вод. Как видно из таблицы, при смешении равных масс воды, температура которой равна $-1^{\circ},6$ и солёность $27,38^{\circ}/_{\text{‰}}$ (что приблизительно соответствует водам Лабрадорского течения), и воды, температура которой равна $30^{\circ},0$ и солёность $35,36^{\circ}/_{\text{‰}}$ (что приблизительно соответствует водам Гольфстрима), при условной плотности

Таблица 2

Уплотнение при смешении равных масс вод одинаковой плотности

σ_t	1-я вода		2-я вода		Смесь		
	t°	S	t°	S	t°	S	σ_t
2,00	-0,1	2,58	30	8,45	15,0	5,51	3,38
4,00	-0,3	5,06	30	11,15	14,9	8,10	5,41
6,00	-0,4	7,53	30	13,84	14,8	10,68	7,40
8,00	-0,5	10,00	30	16,56	14,7	13,28	9,40
10,00	-0,6	12,48	30	19,24	14,7	15,86	11,39
12,00	-0,8	14,96	30	21,93	14,6	18,45	13,36
14,00	-0,9	17,44	30	24,62	14,5	21,03	15,38
16,00	-1,1	19,93	30	27,30	14,4	23,13	17,38
18,00	-1,2	22,42	30	29,99	14,4	26,20	19,38
20,00	-1,4	24,89	30	32,68	14,3	28,78	21,35
22,00	-1,6	27,38	30	35,36	14,2	31,37	23,39
24,00	-1,7	29,84	30	38,02	14,2	33,93	25,33

обеих вод до смешения, равной 22,00, мы получаем общие: температуру 14°,2, солёность 31,37‰ и условную плотность 23,39. Таким образом, в рассмотренном случае в результате смешения условная плотность повышается на 1,39, что является величиной весьма ощутимой. Действительно, такой же эффект получается для второй воды или повышением солёности на 1,82‰, или же понижением температуры на 4°,2.

Таблица 3

Температура, солёность, условная плотность и уплотнение после смешения вод в разных пропорциях

n_1	n_2	t°	$S^\circ_{\text{‰}}$	σ_t	$\Delta\sigma_t$
0	10	10	10,0	7,56	0
1	9	9	9,8	7,59	0,07
2	8	8	9,8	7,60	0,12
3	7	7	9,7	7,61	0,16
4	6	6	9,6	7,60	0,19
5	5	5	9,5	7,57	0,20
6	4	4	9,4	7,52	0,18
7	3	3	9,3	7,46	0,15
8	2	2	9,2	7,39	0,12
9	1	1	9,1	7,31	0,07
10	0	0	9,0	7,21	0

плотность смеси оказывается выше плотности каждой из вод до смешения. Не трудно видеть, что такое — практически наиболее интересное — уплотнение возможно только, если прямая смешения пересекает изостеру более плотной из смешиваемых вод и только при пропорциях смешения, лежащих на «хорде» этой изостеры.

В табл. 3 приводятся результаты смешения в разных пропорциях двух вод: 1. $t_1=0^\circ$, $S_1=9,0^\circ_{\text{‰}}$ и 2. $t_2=10^\circ$, $S_2=10,0^\circ_{\text{‰}}$. В последнем столбце этой таблицы приводится увеличение плотности относительно плотностей, вычисляемых по формуле смешения. Как видно из таблицы, при массах более плотной воды, больших масс менее плотной воды, плотность смеси выше плотности более плотной воды. При других пропорциях уплотнение хотя и имеет место, но плотность смеси является промежуточной между плотностями смешиваемых вод.

Понятно, что свойство вод уплотняться при смешении оказывает самое существенное влияние на динамику океана и имеет наибольшее значение в полярных районах.

Литература: 77.

§ 7. Свойства морской воды высокой солёности

Солёность океанической воды в среднем равна 35‰, но в морях, где испарение превышает осадки и приток береговых вод, солёность несколько повышается.

Осолонение при испарении объясняется тем, что при этом только весьма незначительная часть растворённых в морской воде солей улетучивается в атмосферу. Другой возможной причиной осолонения морской воды является льдообразование, так как солёность льда всегда значительно меньше солёности морской воды, из которой лёд образовался.

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

После того как температура воды при охлаждении достигнет температуры замерзания, из неё начнет выделяться лёд, что вызовет осолонение остального объёма морской воды. Для дальнейшего льдообразования понадобится новое понижение температуры. Таким образом понятие о температуре замерзания

морской воды отличается от привычного понятия о температуре замерзания пресной воды. Действительно, если какой угодно по величине объём пресной воды мы в течение достаточного промежутка времени будем держать при постоянной температуре несколько ниже 0° , то в конце концов эта вода замёрзнет вся без остатка. Если же мы возьмём морскую воду, то можем выдерживать её при постоянной температуре ниже температуры замерзания сколько угодно времени. При этом из неё выделится лишь вполне определённое количество чистого льда, что повысит солёность остального её объёма как раз настолько, чтобы дальнейшее льдообразование было при данной температуре невозможным. Понижая температуру, мы будем только повышать выделение льда и солёность оставшегося объёма раствора. В результате длительного охлаждения и льдообразования солёность 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° (в зависимости от концентрации раствора) начнётся образование чистого льда, и от этого концентрация раствора начнёт постепенно повышаться, причём каждой температуре будет соответствовать вполне определённая концентрация раствора. Образование чистого льда будет продолжаться 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 поваренной соли при высокой температуре была больше $22,4\%$, то при охлаждении соль начнёт выпадать из раствора опять-таки таким образом, что каждой температуре будет соответствовать вполне определённое количество соли, насыщающее раствор при данной температуре. Это явление будет продолжаться до тех пор, пока концентрация раствора не станет равной $22,4\%$ и температура $-21^{\circ},9$, когда весь раствор затвердеет как криогидрат. Концентрация раствора $22,4\%$ и температура $-21^{\circ},9$ для поваренной соли являются эвтектическими.

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 солёностью $35,05\%$, температура замерзания которой равна $-1^{\circ},91$. Уже при этой температуре из морской воды выпала углекислая известь.

При дальнейшем охлаждении вплоть до температуры $-8^{\circ},2$, когда начала выпадать глауберова соль, выделялся лишь чистый лёд. Выпадение глауберовой соли при дальнейшем понижении температуры шло так быстро, что уже при -20° только $0,1$ начального количества сульфатов осталось в растворе. При -23° начала выпадать поваренная соль, при -36° выпали хлористый магний и хлористый калий. При -55° начал выпадать хлористый кальций, а при более низких температурах застыла вся масса.

При дальнейшем охлаждении вплоть до температуры $-8^{\circ},2$, когда начала выпадать глауберова соль, выделялся лишь чистый лёд. Выпадение глауберовой соли при дальнейшем понижении температуры шло так быстро, что уже при -20° только $0,1$ начального количества сульфатов осталось в растворе. При -23° начала выпадать поваренная соль, при -36° выпали хлористый магний и хлористый калий. При -55° начал выпадать хлористый кальций, а при более низких температурах застыла вся масса.

В табл. 4 показан, по Рингеру, ход процесса льдообразования и выпадения солей в граммах на 1000 г раствора при охлаждении до -30° морской воды начальной солёности $35,05\%$.

Таблица 4

Результаты вымораживания морской воды (в промиллях по весу)

t°	Жидкая фаза	Твёрдая фаза	Сульфат натрия в твёрдой фазе	Поваренная соль в твёрдой фазе	Чистый лёд
-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

¹ Насыщенный раствор поваренной соли при 0° около 27 г на 100 г воды.

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.

По формуле Гансена (для температуры замерзания морской воды) и по данным опытов Рингера, я вычислил температуры замерзания морских вод высокой солёности, приводимые в табл. 5¹.

Таблица 5
Температура замерзания морских вод высокой солёности

S‰	τ°	S‰	τ°	S‰	τ°
0	0,0	90	— 5,6	180	—13,6
10	—0,5	100	— 6,4	190	—14,7
20	—1,1	110	— 7,1	200	—15,8
30	—1,7	120	— 8,0	210	—16,9
40	—2,2	130	— 8,8	220	—18,0
50	—2,8	140	— 9,7	230	—19,1
60	—3,4	150	—10,5	240	—20,3
70	—4,1	160	—11,5	250	—21,6
80	—4,8	170	—12,5	260	—23,0

Зная солёность раствора, мы можем по этой таблице определить температуру начала льдообразования. Наоборот, задаваясь некоторой температурой ниже 0°, мы получим солёность, до которой (путём выделения чистого льда) повысится солёность любого раствора морской воды.

Сложные явления, аналогичные льдообразованию, 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. Оказывается, при выпаривании в первую очередь также выпадает углекислая известь, затем осаждается глауберова соль и очень трудно выпадает хлористый калий.

Л и т е р а т у р а : 62, 73, 77, 168.

§ 8. Теплоёмкость, теплота плавления и теплота испарения

Теплоёмкость морской воды уменьшается от 1,009 до 0,925 г-кал/г при повышении температуры и солёности. Теплоёмкость 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 г-кал/г.

Теплота плавления дистиллированной воды, как наиболее вероятное из определений многих исследователей, равна 79,67 г-кал/г при 0°. Теплота плавления за исключением аммиака, у которого она равна 108 г-кал/г, больше, чем у всех других веществ на Земле.

Теплота испарения воды при температурах от 0° до 100° уменьшается от 596 до 540 г-кал/г. Теплота испарения воды больше, чем какого-либо другого вещества на Земле. Теплота испарения льда или снега обычно считается как сумма теплоты плавления льда и теплоты испарения воды.

Значения высокой теплоёмкости, теплоты плавления и теплоты испарения воды для теплового режима земного шара легко выясняются из следующих подсчётов.

При охлаждении одного объёма воды на 1° выделяется количество тепла, достаточное для нагревания на 1° около 3 100 объёмов воздуха; при образовании льда из одного объёма воды выделяется количество тепла, достаточное для нагревания на 1° около 250 000 объёмов воздуха; при конденсации одного объёма воды выделяется количество тепла, достаточное для нагревания на 1° около 1 800 000 объёмов воздуха.

Л и т е р а т у р а : 62, 73.

¹ Вычисления для более низких температур надо считать весьма ненадёжными.

§ 9. Упругость водяного пара

Если поместить небольшое количество воды в Торричеллиеву 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 в миллиметрах служит мерой упругости водяных паров.

Упругость насыщающего пара морской воды, как и всякого раствора, несколько меньше, чем чистой воды. Действительно, в морской воде молекулам, вылетающим при испарении из жидкости, приходится преодолевать не только притяжение молекул воды, но и притяжение молекул растворённых веществ, которые при испарении остаются в растворе.

Понятно, что скорость испарения вообще тем больше, чем дальше отстоит от состояния насыщения прилегающая к водной поверхности атмосфера. Последнее определяется или влажным дефицитом (Δ), или же относительной влажностью (r), определяемыми формулами

$$\Delta = E - e \text{ и } r = 100 \frac{e}{E},$$

где E — упругость пара, насыщающего воздух при данной температуре,
 e — упругость пара, находящегося в воздухе при той же температуре.

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.

В табл. 6 приведены: E_w — давление насыщающего пара над водой в миллибарах, E_i — давление насыщающего пара над льдом в миллибарах, q_w — плотность водяного пара над водой в граммах на куб. метр, q_i — плотность водяного пара над льдом также в граммах на куб. метр.

Из таблицы видно, что давление насыщающего пара над льдом меньше давления пара над переохлаждённой водой той же температуры. Следовательно, над водой и льдом одинаковой температуры равновесия быть не может: в атмосфере водяной пар над льдом будет уплотняться до тех пор, пока вся жидкость не испарится или весь лёд не растает. Равновесия в присутствии воды и льда разной температуры тем более не может быть.

Литература: 62, 73.

§ 10. Отражение и преломление лучистой энергии

Солнечный луч, падая на поверхность моря, частью отражается и уходит в атмосферу, частью, преломляясь, уходит в воду.

Коэффициенты преломления в воде для всех волн видимого спектра приблизительно равны 1,34. Они несколько увеличиваются при понижении температуры и повышении солёности.

В табл. 7 приведены углы падения (i) и преломления (r) отдельного светового луча, а также отношение отражённой (I_i) и падающей (I_0) энергий (показатель отражения).

Но поверхность моря освещается не только прямыми солнечными лучами, но и рассеянной радиацией, т. е. лучами, падающими на неё со всевозможных направлений и частично отражающимися также по всевозможным направлениям.

Для учёта отражаемой таким образом энергии введено понятие об «альбедо», под которым понимается отношение отражённой энергии к рассеянной энергии, падающей на данную поверхность, выраженное в процентах, или, иначе, — коэффициент отражения.

Таблица 7

Показатель отражения

i°	90	80	70	60	50	40	30	20	10	0
r°	48,3	47,3	44,5	40,3	34,9	28,7	21,9	14,8	7,4	0
I_i/I_0	100,0	35,0	13,5	6,0	3,5	2,5	2,2	2,1	2,1	0

Понятие об альбедо для таких полупрозрачных сред, какими являются вода и лёд, должно быть дополнено. Действительно, как указывает Калитин, в альбедо моря, например, входят, во-первых, солнечная радиация, отражённая и рассеянная поверхностью моря, и, во-вторых, радиация, излучаемая морем в атмосферу и обусловленная молекулярным рассеянием самой массы воды и взвешенных в ней частиц.

Чем чище и прозрачнее вода океана, тем альbedo меньше и значительно больше приближается к получаемому по табл. 7.

Применяя эту таблицу, мы получаем, что даже для прямой солнечной радиации, при вы- сотах солнца более 25°, альbedo моря меньше 9%, другими словами, альbedo океана мало по сравнению с альbedo всех других видов земной поверхности. В то же время альbedo ста- рого лежалого снега колеблется от 30 до 50%, а для белой гладкой поверхности свежесне- жного шара океан является наиболее совершенным поглотителем, а снег и льды, наоборот, наиболее совершенными отражателями солнечной энергии.

Благодаря высокому альbedo снежного покрова освещённость даже в умеренных широ- тах достигает своей наибольшей величины в весеннее время (когда воздух наиболее прозра- чен), при наличии ещё не тронутого таянием снегового покрова (большое альbedo), при не- большой облачности и при небольшой метели (большая рассеянная радиация).

Литература: 62, 73, 81.

§ 11. Поглощение и рассеяние лучистой энергии

Поток лучистой энергии, проходя через слои воды и частично поглощаясь, теряет неко- торое количество энергии на нагревание моря.

Как показывают исследования:

1. Величины коэффициентов поглощения, даже для мало отличающихся одна от другой по длине волн лучистой энергии, колеблются в очень широких пределах. Таким образом погло- щение 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 величины коэффициента поглощения приходятся на видимую часть спектра.

3. В видимой части спектра более интенсивно поглощаются длинные лучи.

Световая энергия, проходя через слои воздуха, воды и льда, не только поглощается, но и рассеивается.

Коэффициент рассеяния для мало замутнённых сред обратно пропорционален четвёртой степени длины волны. Отсюда следует, что чем длиннее волна, тем она меньше рассеивается, т. е. обратное тому, что имеет место для поглощения в световой части спектра. С увеличением крупности находящихся в какой-нибудь среде частиц показатель степени при длине волны уменьшается и при достаточно больших размерах частиц, когда луч света и отражается от поверхности частиц и поглощается частицами, становится равным нулю, т. е. рассеяние стано- вится независимым от длины волны.

Избирательностью процесса поглощения и совокупным действием поглощения и рассея- ния определяются тепловой, световой и цветовой режимы моря и атмосферы.

Весьма важным представляется то обстоятельство, что тёмные длинноволновые лучи, в которых сосредоточено до 60% тепловой энергии, поглощаются в самых верхних слоях океана. Так, на глубине 1 см тепловой эффект лучистой энергии почти в 94 раза меньше, чем на поверхности воды, а на глубине 1 м этот эффект меньше в 8 350 раз. В глубины океана проникает свет, но тепло поглощается самыми верхними слоями. Это показывает, что океан практически не нагревался, если бы разные факторы не перемешивали его верхние слои.

Так как при чистых или мало замутнённых средах сильнее всего рассеиваются короткие лучи, то чем чище среда, чем меньше частицы и чем меньше число частиц в единице объёма, тем среда кажется более синей. Этим объясняется синий цвет неба, воды, льда, дыма и т. п. С другой стороны, с увеличением размеров инородных включений рассеянный свет не меняет окраски. Этим объясняется белый цвет облаков и туманов, размер капелек которых значи- телен по сравнению с размерами световых волн.

В самом океане, как показывают наблюдения, в результате избирательного поглощения и рассеяния интенсивность освещения с глубиной быстро ослабляется; сумерки, господ- ствующие даже на небольших глубинах, всё более сгущаются, из зелёных становятся голу- быми, синими, фиолетовыми и на больших глубинах сменяются полным мраком.

Как прозрачность, так и цвет моря не связаны ни с температурой, ни с солёностью и зави- сят исключительно от размеров и количества примесей органического и неорганического проис- хождения. Поэтому море, как правило, прозрачное и синее вдали от берегов, по мере прибли- жения к берегам становится менее прозрачным и приобретает зеленовато-коричневые от- тенки. На мелководьях и у берегов прозрачность значительно уменьшается после штормов.

Морской лёд и лёд глетчерный всегда содержат органические и неорганические примеси. Поэтому в районах таяния льдов прозрачность всегда уменьшается и цвет моря становится зелёным. Это обстоятельство усиливается ещё сопровождающим таяние льдов бурным цветением микроскопических морских водорослей. Кроме того, при таянии льдов в воду переходит множество мельчайших пузырьков воздуха, заключённых во льду. Эти пузырьки, оставаясь долгое время во взвешенном состоянии и уменьшая прозрачность, придают воде при сохранении основного её цвета беловатый оттенок. При таянии глетчерного льда на цвет моря оказывает влияние так называемая ледниковая муť, также придающая морской воде беловато-голубоватый оттенок. Напротив, среди нетаящих льдов, благодаря своеобразной очистке моря вертикальной циркуляцией в период льдообразования, прозрачность велика и цвет моря приближается к синему.

Литература: 62, 73, 77.

ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЁНОСТИ ОКЕАНА

§ 12. Процессы, изменяющие температуру и солёность океана

Измеряя температуру и определяя солёность (или какую-либо другую физико-химическую характеристику) морской воды, можно поступать двояко:

можно 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 даст представление об изменении теплового режима моря только при отсутствии каких бы то ни было вертикальных и горизонтальных передвижений водных масс в данном районе; в случае же наличия морских течений, мы каждый раз измеряя температуры в географических координатах, будем получать температуру различных водных масс;

можно следить за изменением температуры самой движущейся водной массы, или, по выражению Гелланд-Гансена, измерять температуру в океанологических координатах.

Понятие об океанологических и географических координатах в отношении температуры определяется следующей формулой:

$$\frac{dt}{dT} = \frac{\partial t}{\partial T} + u \frac{\partial t}{\partial x},$$

где dt/dT — скорость изменения под влиянием местных условий температуры одной и той же водной массы, т. е. изменение температуры во времени в океанологических координатах,

$\partial t / \partial T$ — скорость изменения температуры на тех же географических широте и долготе и на той же глубине от поверхности моря, т. е. изменение во времени температуры в географических координатах,

u — скорость течения,

$\partial t / \partial x$ — горизонтальный градиент температуры в море по направлению течения.

Понятно, что второй член этой формулы характеризует изменение температуры в данной точке моря, создаваемое не только местными условиями, но и приносом тепла сверху по течению, или, иначе, адвективным теплом.

Изменения температуры и солёности моря в океанологических координатах создаются почти исключительно у его поверхности.

Основными процессами, повышающими температуру поверхностных слоёв моря в океанологических координатах, являются:

- 1) поглощение морем прямой и рассеянной солнечной радиаций (этот процесс является наиболее важным);
- 2) излучение из более тёплой атмосферы в более холодный океан;
- 3) конденсация влаги из атмосферы над более холодным океаном;
- 4) выпадение осадков более тёплых, чем поверхностные слои океана.

Основными процессами, понижающими температуру поверхностных слоёв океана, являются:

- 1) излучение океана в атмосферу,
- 2) испарение,
- 3) конвекция в атмосфере,
- 4) выпадение на поверхность океана более холодных осадков,
- 5) таяние льдов.

Основными процессами, повышающими солёность поверхностных слоёв океана, являются:

- 1) испарение,
- 2) льдообразование.

Основными процессами, понижающими солёность поверхностных слоёв 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 солёность, но играющие значительно меньшую роль. К таковым относятся:

1) преобразование в результате трения механической энергии ветра, течений и приливо-отливных явлений в тепловую энергию, что сказывается на всех глубинах океана;

2) биохимические процессы, несколько изменяющие температуру и солёность и также сказывающиеся на всех глубинах океана;

3) поглощение глубинными слоями океана теплоты земного шара. Теплом Земли, а также радиоактивностью дна, повидимому, надо объяснять несколько повышенные температуры глубинных, почти неподвижных вод океана и отдельных замкнутых морей.

Основные процессы, изменяющие температуру и солёность поверхностных слоёв океана в океанологических координатах, не идут изолированно друг от друга. Напротив, обычно они идут одновременно, причём часть из них действует в одну сторону, часть — в другую. 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 солёность поверхностных слоёв океана, не остаётся постоянной, и иногда преобладает то один, то другой процесс. В связи с этим температура и солёность океана то повышаются, то понижаются. Таким образом окончательный эффект изменения температуры и солёности получается как алгебраическая сумма изменений, вызываемых одновременно действующими процессами.

Создающиеся на поверхности моря температуры и солёности процессами перемешивания непрерывно передаются вниз до известной глубины, создавая этим так называемый «активный слой» океана.

В зависимости от местных условий этот слой может быть совершенно однородным. В других случаях кривые вертикального распределения океанологических характеристик в активном слое представляются весьма сложными. Далее этот слой может быть или толще или тоньше.

Главным признаком активного слоя являются колебания в нём океанологических характеристик (в пределах точности наблюдений). Сами колебания эти могут быть суточными, сезонными, вековыми и других периодов. Понятно, чем длиннее рассматриваемый период времени, тем больше толщина активного слоя.

Процессы перемешивания, создающие активный слой океана, подробно рассматриваются в следующей главе. Здесь же достаточно указать, что если при изменении температуры и солёности поверхностных слоёв моря одновременно повышается и их плотность, то в результате возникает конвективное перемешивание. В противном случае статическое равновесие водных слоев не нарушается, и для перемешивания к водным массам необходимо приложить внешние факторы: ветер, приливо-отливные явления, течения и т. д., создающие движение слоёв

моря друг относительно друга. Перемешивание, вызванное внешними силами, следует называть фрикционным (происходящим в результате трения слоёв друг о друга).

Литература: 62, 77.

§ 13. Солнечная радиация

Лучистая энергия Солнца является первоисточником всех явлений, происходящих на Земле. Количество солнечного света и тепла, доходящего до Земли, зависит от географической широты и изменяется с изменением астрономических и метеорологических условий. Количество тепла, посылаемого Солнцем ежегодно на Землю, достаточно для того, чтобы растопить слой льда толщиной 36 м, покрывающий весь земной шар.

В высоких широтах (за Полярным кругом) мы можем выделить следующие астрономические времена года:

- 1) полярная зима — Солнце совершенно не показывается над горизонтом;
- 2) полярная весна — Солнце ежедневно восходит и заходит, но продолжительность дня увеличивается;
- 3) полярное лето — Солнце не заходит в течение круглых суток;
- 4) полярная осень — Солнце ежедневно восходит и заходит, но продолжительность дня уменьшается.

Чем ближе, считая от полюсов, к Полярному кругу, тем менее продолжительны полярная зима и полярное лето; чем ближе к полюсам, тем менее продолжительны полярная весна и полярная осень.

Таблица 8

Даты начала и продолжительность (в сутках) арктических сезонов

Широта	Весна		Лето		Осень		Зима	
	Даты	Число суток	Даты	Число суток	Даты	Число суток	Даты	Число суток
68°	4.I	143	27.V	53	19.VII	144	10.XII	25
70°	17.I	120	17.V	72	28.VII	121	26.XI	52
72°	26.I	103	9.V	88	5.VIII	104	17.XI	70
74°	3.II	88	2.V	102	12.VIII	90	10.XI	85
76°	9.II	76	26.IV	115	19.VIII	76	3.XI	98
78°	15.II	64	20.IV	127	25.VIII	63	27.X	111
80°	22.II	51	14.IV	139	31.VIII	52	22.X	123
82°	27.II	41	9.IV	150	6.IX	41	17.X	133
84°	4.III	31	4.IV	159	10.IX	31	11.X	144
86°	9.III	21	30.III	169	15.IX	21	5.X	155
88°	14.III	11	25.III	179	20.IX	10	30.IX	165
90°	20.III	0	20.III	189	25.IX	0	25.IX	176

В эти простые схемы некоторые исправления вносятся рефракцией, приподымающей Солнце над горизонтом, и явлениями сумерек гражданских и астрономических¹.

Изменение астрономических условий определяется не только обращением Земли вокруг Солнца (от чего зависят времена года) и обращением Земли вокруг собственной оси (от чего зависят времена суток), но и изменением расстояний от Земли до Солнца.

Считается, что солнечное тепло, доходящее до верхних пределов атмосферы, равно 1,94 г-кал в 1 мин. на 1 см² поверхности, перпендикулярной солнечным лучам. Эта величина называется солнечной постоянной и несколько изменяется с течением времени в связи с изменением количества 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. Когда Земля ближе всего к Солнцу (около 1 января, перигей), солнечная постоянная в 1,07 раза больше, чем когда Земля отстоит дальше всего от Солнца (около 1 июля, апогей).

¹ Гражданские сумерки считаются от момента захода верхнего края Солнца до момента, когда Солнце спустится на 7° под горизонт. Понятие это условное. Считается, что освещённость во время гражданских сумерек достаточно для возможности чтения на открытом воздухе.

Астрономические сумерки считаются от захода Солнца и до момента, когда Солнце опустится под горизонт на 17° и звёзды 6-й величины можно различать невооружённым глазом.

Различают прямую и рассеянную солнечные радиации. Прямая радиация — это прямые солнечные лучи, рассеянная — это солнечные лучи, отражённые в атмосфере и падающие на предметы со всех сторон. Прямая плюс рассеянная составляют суммарную солнечную радиацию.

Напряжение солнечной радиации (так же как и солнечная постоянная) измеряется в грамм-калориях в одну минуту на 1 см^2 .

Напряжение прямой солнечной радиации приводится к горизонтальной поверхности по формуле

$$I = I_0 \sin \alpha, \quad (1)$$

где I_0 — радиация, падающая на поверхность, перпендикулярную солнечным лучам; α — высота Солнца над горизонтом.

Формулой (1) объясняется сравнительно сильное нагревание вертикальных стенок при малых высотах Солнца. Это явление приобретает особое значение в полярных областях, где вертикальные обрывы торосов и айсбергов летом сильно оттаивают, в то время как горизонтальные поверхности ледяных полей остаются ещё нетронутыми.

Напряжение солнечной радиации зависит от высоты Солнца ещё потому, что при малых высотах Солнца солнечным лучам, перед тем как достигнуть данного предмета, приходится проходить через значительно большие толщи воздуха или, как говорят, через значительно большие «массы атмосферы», чем при больших высотах Солнца.

Предположим, что солнечный луч падает на землю отвесно. При прохождении через атмосферу энергия луча благодаря поглощению и рассеянию уменьшится и станет равной

$$I_1 = I_0 q, \quad (2)$$

где q — коэффициент теплопрозрачности атмосферы.

Если бы тот же луч прошёл ещё через такую же атмосферу, или ещё через одну «массу атмосферы», обладающую теми же оптическими свойствами, то, понятно, мы имели бы

$$I_2 = I_1 q = I_0 q^2, \quad (3)$$

а при прохождении через m масс атмосферы

$$I_m = I_0 q^m. \quad (4)$$

Эта формула принадлежит Лямберту-Буге.

Понятно, что для напряжения солнечной радиации, падающей на горизонтальную поверхность моря,

$$I = I_0 q^m \sin \alpha. \quad (5)$$

Что касается коэффициента теплопрозрачности, то он зависит от метеорологических условий: от содержания пыли и, главным образом, от содержания в атмосфере водяных паров.

Давление водяного пара в атмосфере, как мы видели, зависит от температуры. Так, при -20° давление насыщенного пара равно $1,25 \text{ мб}$, при 0° — 6 мб и при 30° — 42 мб . Отсюда в полярных областях, несмотря на небольшие высоты Солнца, напряжение прямой солнечной радиации может превышать напряжение солнечной радиации в полдень в тропических странах, тем более что в полярных областях атмосфера отличается не только малым содержанием водяных паров, но и своей малой запылённостью. Таким образом, чем холоднее воздух (при отсутствии облаков), тем теплопрозрачнее атмосфера.

Таблица 9

Средние наблюдаемые величины напряжения солнечной радиации при среднем расстоянии Земли от Солнца ($\text{г-кал/см}^2 \text{ мин}$)

Высота Солнца	б. Тихая	Баренцбург	Маточкин Шар	с. Полярное	Уэллен	Судно «Мод»
3°	0,38	0,29	0,36	0,37	0,39	0,39
10°	0,80	0,78	0,81	0,78	0,83	0,82
20°	1,11	1,11	1,11	1,04	1,11	1,12
30°	1,28	1,28	1,25	1,14	1,25	1,27
35°	—	1,35	1,30	1,18	1,31	1,32
40°	—	—	1,35	1,21	1,34	—
45°	—	—	—	—	1,37	—

В табл. 9 показаны, по Калитину, средние наблюдаемые величины напряжения солнечной радиации для некоторых пунктов Арктики. Для сравнения надо указать, что максимальное наблюдаемое на земном шаре напряжение солнечной радиации (в Сахаре) равно $1,58 \text{ г-кал/см}^2 \text{ мин}$.

Табл. 9 наглядно показывает, насколько велико напряжение солнечной радиации в Арктике в летнее время. При тех же высотах Солнца, оно, например, значительно больше на Земле Франца-Иосифа (в бухте Тихой), чем в Слуцке и Ташкенте.

Но в среднем за год радиация в Арктике, понятно, значительно меньше, чем в более южных широтах. Так, если за год на Земле Франца-Иосифа сумма солнечной радиации, считая на перпендикулярную поверхность, составляет около 46 000 кал/см², то в Москве — около 104 000 кал/см², а в Ташкенте — около 177 000 кал/см².

Лучистая энергия Солнца, проходя через слои атмосферы, частично поглощается, частично рассеивается. Поглощённая энергия в дальнейшем частично доходит до поверхности Земли в виде длинноволнового излучения и не прекращается и в ночное время.

Рассеянная радиация является следствием рассеяния лучистой энергии молекулами воздуха и водяного пара и посторонними примесями — частицами пыли и водяными каплями, взвешенными в воздухе.

Понятно, что при полной облачности и во время сумерек имеет место только рассеянная солнечная радиация. Отсюда следует, что в Арктике, где высоты Солнца невелики и где господствуют большая облачность и туманы, рассеянная радиация приобретает особое значение.

В табл. 10 приведены, по Калитину, максимальные суточные суммы напряжения рассеянной солнечной радиации для различных пунктов Арктики.

Рассеянная радиация в полярных условиях значительно больше, чем в более южных широтах. Так, в Слуцке при непрерывной записи рассеянной радиации в течение 9 лет её напряжение не превышало 0,59 кал/см² мин, в то время как в Арктике отдельные измерения дают величины до 1 кал/см² мин, а суточные суммы тепла рассеянной радиации в Арктике превышают почти в два раза такие же суммы для более южных широт.

Как показали наблюдения, наибольшие величины напряжения рассеянной радиации в полярных областях получаются при тонком слое низких облаков и при одновременном наличии небольшого снегопада или небольшой метели¹. Такие условия в полярных областях встречаются часто.

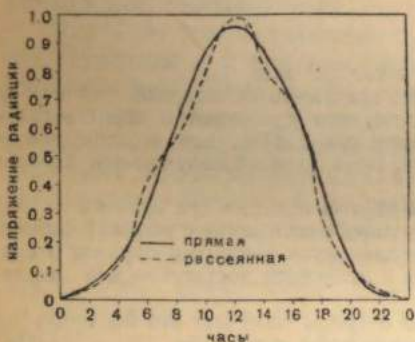


Рис. 3. Напряжение прямой и рассеянной радиации у м. Шмидта.

В других — наоборот. Так, в Слуцке в наиболее пасмурный месяц — декабрь — на долю прямой солнечной радиации выпадает всего 22% полной радиации, а в наиболее солнечный месяц — июль — прямая солнечная радиация составляет 68%.

Таблица 10

Максимальные суточные суммы тепла рассеянной радиации атмосферы (г-кал/см²)

Пункты	Год	Месяц	Сумма
б. Тихая	1934	Июнь	545
Маточкин Шар	1933	Май	566
о. Уединения	1935	»	642
Мастырь	1933	»	583
б. Тикси	1933	»	493
м. Шмидта	1936	»	604
Слуцк	1928	Апрель	276
Одесса	1935	Март	308

На рис. 3 показан суточный ход прямой (сплошная линия) солнечной радиации 4 июня 1936 г. и рассеянной (прерывистая линия) солнечной радиации 31 мая того же года (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 радиаций практически равны, а в полдень величина рассеянной радиации была даже больше, чем прямой.

Суммарная, или полная радиация складывается из прямой солнечной и рассеянной радиаций.

Как мы видели, во время сумерек и при большой облачности имеет место только рассеянная радиация, в остальных случаях — суммарная радиация.

В некоторых районах и в некоторые сезоны рассеянная радиация значительно больше прямой,

Таблица 11

Месячные суммы суммарной радиации (г-кал/см²)

Пункты	Годы	Апрель	Май	Июнь	Июль
б. Тихая	1934	7 850	14 870	16 080	9 720
Слуцк	1923-1933	8 860	11 750	12 290	12 350
Феодосия	1926-1930	10 700	15 340	15 240	16 350

¹ При этих же условиях наблюдается и наибольшая освещённость.

В табл. 11 приведены, по Калитину, месячные суммы суммарной радиации для бухты Тихой, Слущка и Феодосии. Из таблицы видно, что в июне, например, суммарная солнечная радиация в бухте Тихой на 31% больше, чем в Слущке, и на 8% больше, чем в Феодосии¹.

Таблица 12

Суммы тепла суммарной радиации в морях Советской Арктики (г-кал/см²)

М о р е	За год	За лето	Лед в см
Карское	60 000	37 000	830
Лаптевых	67 000	39 000	930
Восточносибирское	80 000	45 000	1 110
Чукотское	81 000	45 000	1 120

В табл. 12 приводятся округлённые данные Черниговского, подсчитавшего средний приход суммарной солнечной энергии для морей Советской Арктики за год и за летние месяцы (май, июнь, июль). Рядом показана толщина льда в сантиметрах, который это тепло могло бы растопить, если бы оно полностью шло на таяние льдов.

Эта таблица весьма показательна в том отношении, что из неё видно, что в основном ледовый режим Арктики определяется не столько ко-

личеством солнечной радиации, дошедшей до поверхности воды и льда, сколько той её частью, которая этими поверхностями в действительности поглощается.

Литература: 62, 77, 81, 82, 138.

§ 14. Излучение

Поверхность океана, нагреваясь лучистой энергией Солнца, в свою очередь, непрерывно излучает тепловую энергию в атмосферу. Это явление называется излучением.

Излучение зависит от физических свойств поверхности и её температуры. Наиболее сильно излучают чёрные и шероховатые поверхности, наиболее слабо — белые и блестящие.

Для абсолютно чёрной поверхности, по Стефану-Больцману, излучение равно

$$E = \sigma (273 + t)^4,$$

где E — излучение в г-кал/см²мин,

t — температура поверхности,

σ — коэффициент излучения, равный $8,35 \cdot 10^{-12}$ г-кал/см² мин.

Подсчёты по этой формуле надо рассматривать как предельно возможные, так как у всех земных поверхностей коэффициент излучения меньше, чем у абсолютно чёрного тела. Так, считается, что для чернозёма коэффициент излучения равен 87%, для жёлтой глины 85%, для снега 75% коэффициента излучения чёрного тела. Вода по своей излучающей способности приближается к абсолютно чёрному телу.

Так как температура океана (так же как и любой другой поверхности земного шара) сравнительно низка, то океан испускает только длинноволновое излучение с волнами длиной больше 0,2 микрона. Это излучение наиболее полно поглощается водяными парами, и считается, что даже в ясные дни количества водяных паров в атмосфере достаточно для поглощения до 90% земного излучения.

Атмосфера, нагреваясь земным излучением, в свою очередь, излучает это же тепло на поверхность земного шара. Последний род излучения называют встречным.

В этом заключается «парниковый эффект» атмосферы: атмосфера легко пропускает световые лучи, но задерживает тепловое излучение и отдаёт его Земле.

Разность между земным и встречным излучениями называется «эффективным излучением».

В большинстве случаев температура моря выше температуры воздуха и эффективное излучение отрицательно, т. е. море теряет тепло, но в отдельных районах океана, в частности в Арктическом бассейне, и в особенности над льдами температура воздуха бывает летом при соответствующих ветрах значительно выше температуры подстилающей его поверхности. В таком случае получается положительное эффективное излучение, нагревающее поверхность моря.

Мы видели, что в Арктике высокие значения напряжения прямой солнечной радиации обуславливаются весьма малой абсолютной влажностью и малой запылённостью атмосферы. Но те же причины при безоблачном небе создают весьма большие величины земного излучения и, как следствие, сильное охлаждение поверхности моря.

Литература: 62, 81.

¹ Подтверждением сказанному служит то обстоятельство, что в 1932 г. на южном побережье Крыма максимальное значение суммарной солнечной радиации за сутки равнялось 450 г-кал/см². Во время нашего плавания на «Садко» в конце августа 1935 г. у северных побережий Шпицбергена, по наблюдениям Вл. А. Березкина, сумма полной солнечной радиации также достигала 450 г-кал/см² за сутки.

§ 15. Испарение и конденсация

На границе между воздухом и водой, а также между воздухом и льдом молекулы воды постоянно переходят из жидкой или твердой фазы в газообразную, и обратно.

Если количество молекул, перешедших в газообразную фазу, больше количества молекул, перешедших одновременно в жидкую или твердую фазу, то мы получаем испарение, в противном случае — конденсацию.

Уже говорилось, что скорость испарения тем больше, чем дальше от состояния насыщения отстоит прилегающая к водной поверхности атмосфера. Аналогично скорость конденсации тем больше, чем более насыщена водяными парами атмосфера. И испарение и конденсация усиливаются при ветре, так как при этом в процессы вовлекаются всё новые и новые массы воздуха.

Воздух над морем почти всегда находится в движении. Ветер проносит воздушные массы различной температуры и влажности над областями океана с различными поверхностными температурами, и воздушные массы то нагреваются, то охлаждаются. В первом случае влажный дефицит увеличивается и испарение усиливается, во втором, наоборот, дефицит уменьшается и усиливаются конденсация и образование туманов. Чем больше отличаются температуры поверхностных слоёв моря, тем с большей яркостью выступают отмеченные явления. Области соприкосновения холодных и тёплых морских течений характерны усиленным испарением при ветре с холодного течения на тёплое, сильной конденсацией и туманами¹ при ветрах с тёплого моря на холодное течение. Ещё характернее эти явления происходят в районах полярных льдов, где чередуются отличающиеся по температуре подстилающие поверхности льдов и воды. Во время плавания в разрежённых льдах при слабом ветре прояснение и затуманивание сменяют друг друга в соответствии с меньшими и большими количествами встречаемого льда.

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 распространяются высоко над поверхностью моря. Благодаря разности скоростей ветра над туманом и в самом тумане, на верхней поверхности тумана образуются волны, совершенно подобные гелмгольцовским волнам, наблюдаемым на нижней и верхней поверхностях облаков. Естественно, что в подошве этих волн наблюдается разрежение и в гребнях, наоборот, сгущение тумана. Естественно также, что гребни этих волн тумана располагаются приблизительно перпендикулярно направлению ветра. Энергичное перемешивание при сильных ветрах уничтожает это явление.

Испарение и конденсация продолжают и при очень низких температурах воздуха, но при этом абсолютная влажность воздуха настолько мала, что при похолодании и конденсации появляется не туман, а только лёгкая мгла.

Не менее характерны явления испарения и конденсации при соприкосновении очень холодного воздуха с сравнительно тёплой поверхностью моря. В полярных условиях при больших морозах над отдельными полыньями и трещинами во льду туман клубится, «как над тарелкой 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.

По Митчеллю и Альберсу, для образования зимнего тумана температура воздуха должна быть на $10^{\circ},6$ ниже температуры пресной воды и на $14^{\circ},4$ ниже температуры морской воды. Зимой же разница температур в полярных условиях доходит до 40° .

В устойчивый зимний туман такое явление может перейти только при известных условиях. Для этого необходимо, чтобы очень холодный воздух был

¹ Наибольшим производителем морских туманов является холодное Лабрадорское течение в районе соприкосновения его с тёплыми водами Гольфстрима. Известен также в этом отношении район острова Медвежьего, где соприкасаются воды холодного Медвежьинского и тёплые воды Шпицбергенского и Нордкапского течений.

сверху прикрыт более тёплым воздухом (температурная инверсия), что ограничивает конвекцию. В таком случае небольшое испарение вызывает перенасыщение, а одновременное нагревание может оказаться недостаточным для образования конвективных токов. Поэтому образование зимних туманов в море возможно только около льдов или сильно охлажденной суши¹, откуда к морю могут притекать массы очень холодного воздуха.

Туманные образования во время больших морозов наблюдаются не только над полыньями и трещинами в морском льду, но и над тонким льдом.

В открытых частях океана возможны только летние морские туманы, образующиеся в противоположность зимним лишь над более холодной поверхностью моря или над льдами.

Неустойчивые зимние туманы в результате возникающих над более тёплыми поверхностями сильных конвективных токов вызывают сильное испарение. Интенсивное испарение снега и льда в полярных областях, а зимой также и в умеренных широтах, объясняется именно превышением температуры подстилающей поверхности над температурой воздуха.

Таким образом основным фактором, определяющим испарение или конденсацию, является влажный дефицит: чем больше влажный дефицит, тем больше испарение. Температуры подстилающей поверхности и воздуха влияют на испарение также косвенным путём, 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 конвективных токов, уносящих от водной поверхности испарившиеся частицы воды. Последнее представляется весьма важным. Действительно, при испарении у поверхности воды почти мгновенно образуется тонкий насыщенный слой воздуха, слегка охлажденный и потому, несмотря на то, что плотность водяного пара составляет только приблизительно около 0,6 от плотности воздуха (каковое обстоятельство в существующих теориях испарения почему-то не учитывается), препятствующий дальнейшему испарению. Конвекция разрушает этот слой, но так как ещё большее значение имеет ветер, то всегда испарение идёт тем сильнее, чем сильнее ветер.

Достигая определённой силы, ветер в море приобретает для испарения особое значение. Действительно, как только ветер начинает срывать гребни волн, мельчайшие капли воды взбрасываются в воздух, турбулентным движением воздуха поднимаются в менее насыщенные влагой слои и здесь испаряются. Кристаллики соли уносятся в атмосферу и, благодаря своей гигроскопичности, в дальнейшем становятся прекрасными ядрами конденсации для образования облаков и туманов.

Как увидим в дальнейшем, некоторое количество солей попадает в атмосферу в результате вымораживания и сдувания кристалликов солей с поверхности морских льдов.

Испарение крайне осложняется сопутствующими ему процессами, поэтому очень трудны не только теоретические исследования этого явления, но и непосредственные измерения испарения. Действительно, нельзя построить приборы, которые полностью воспроизводили бы естественные условия. Этим объясняется, между прочим, множество предложенных для испарения эмпирических формул, результаты вычислений по которым весьма отличаются друг от друга.

Л и т е р а т у р а: 62, 77, 108.

§ 16. Испарение снега

В табл. 13 приводятся заимствованные у Шафернака данные по испарению снега и воды, полученные в 1914 г. в Мюнхене при одинаковых климатических

¹ Финский и Ботнический заливы Балтийского моря и Белое море, по малости своих размеров по сравнению с размерами прилегающих частей суши, характерны зимними морскими туманами. Здесь в зимнее время от суши на море иногда приходят очень охлажденные воздушные массы, и каждое новое поступление таких воздушных масс влечёт за собой образование тумана или туманной дымки.

условиях. Испарение воды и снега выражено в миллиметрах водяного столба. Из этой таблицы видно, что испарение снега в два с лишком раза больше, чем испарение воды.

Понятно, что снег испаряется в любое время года, когда его температура по тем или иным причинам выше температуры прилегающего к нему воздуха. Тогда в воздухе, нагреваемом снегом, создаются влажный дефицит и конвекция и как результат — испарение, усиливаемое, как всегда, ветром. Испарение достигает больших величин, когда после оттепелей или резких повышений температуры снега устанавливается холодная погода и воздух мало насыщен влагой. В таких случаях радиационные туманы — следствие сильного испарения — являются обычными. Понятно, что испарение уменьшается по мере выхолаживания поверхности снега испарением, конвекцией и излучением.

Особое значение испарение снега приобретает в весеннее и летнее время при установившейся антициклональной погоде. Несмотря на своё большое альbedo, снег непрерывно нагревается прямой и рассеянной солнечной радиацией, чем сохраняется необходимая для испарения разность температур. Ночью, вместе с прекращением солнечной радиации, прекращается и испарение. Перед восходом солнца в таких случаях, особенно при маловетрии, появляются радиационные туманы, приподнимающиеся, а иногда и совершенно исчезающие в дневное время.

Л и т е р а т у р а: 62, 77, 140.

§ 17. Влияние испарения и конденсации на температуру моря

При испарении происходит осолонение и понижение температуры поверхности моря, при конденсации, наоборот, опреснение и повышение температуры ¹.

Понятно, что роль испарения и конденсации в балансе тепла значительно увеличивается, если её рассматривать для отдельных районов. В частности, для Арктики эти процессы имеют громадное значение.

В этом отношении следует рассмотреть сначала местные процессы испарения и конденсации, т. е. процессы, протекающие без обмена теплом с прилегающими районами. Уже было указано, что в районах соприкосновения льдов и воды не может быть равновесия. Над водой всё время преобладает испарение, над льдом — конденсация. Вследствие этого везде над районами разрозненных льдов туманы встречаются чаще, и они гуще, чем над площадями открытой воды или над сплочёнными льдами. Местные испарение и конденсация, понятно, способствуют охлаждению и нагреванию моря и разрушению и таянию льдов, но количество тепла при этом не меняется. Большее значение в этом отношении приобретает адвективное тепло, приносимое в Арктику из прилегающих районов суши и океана.

Действительно, при приносе тёплого и влажного воздуха в холодные области Арктики и, в особенности, в пространства, покрытые льдами, при конденсации выделяются громадные количества тепла, накопленные при испарении в более южных районах.

Таблица 13

Испарение снега и воды при равных климатических условиях в январе 1914 г. (испарение в миллиметрах водяного столба)

Дата	Толщина снега в мм	Плотность снега	Испарение	
			снега	воды
11	215	0,267	—	—
12	215	0,267	0,0	0,3
13	205	0,297	1,8	0,1
14	190	0,300	1,6	0,5
15	190	0,290	1,7	0,6
16	175	0,260	2,2	0,6
17	140	0,306	0,9	0,6
18	110	0,258	2,9	0,8
18	30	0,350	1,1	0,3
19	Следы	—	0,3	0,8
Сумма		—	12,5	4,6

¹ Изменение солёности, вызываемое испарением, в некоторых районах океана, например в Средиземном и Красном морях, значительно. Но влияние этих изменений ни в коем случае нельзя сравнивать с тепловым значением испарения и конденсации для режима Мирового океана и для климата земного шара.

Сказанное можно подтвердить следующим примером. Для того чтобы 1 м³ насыщенного влагой воздуха, температура которого в начальный момент была 10°, охладить до 0°, необходимо отнять от него 5850 г-кал, что достаточно, чтобы уменьшить толщину льда площадью 1 м² более чем на полсантиметра.

Понятно, что чем теплее и влажнее воздух и чем сильнее ветер, тем сильнее происходит нагревание моря и таяние льдов.

Если качественная сторона влияния испарения и конденсации на тепловой режим Арктики несомненна, то количественные подсчёты сейчас почти невозможны, во-первых, за отсутствием достаточно надёжных формул и, во-вторых, за отсутствием соответствующих наблюдений в открытых частях моря.

Лично я полагаю, что для приближённого суждения об испарении в море можно пользоваться формулой ¹

$$E = 0,1 (e_w - e_z) w,$$

где E — испарение за 24 часа, выраженное в миллиметрах,

e_w — давление насыщенного водяного пара в миллибарах, рассчитанное на поверхностные температуру и солёность океана,

e_z — давление водяного пара в миллибарах, наблюденное на высоте 6 м над уровнем моря,

w — скорость ветра в м/сек, пересчитанная также на высоту 6 м над уровнем моря.

Понятно, что приведённую формулу можно пересчитать для получения потери морем тепла при испарении, а именно

$$Q = -6,1 (e_w - e_z) w,$$

где Q выражено в грамм-калориях и рассчитано на 1 см² поверхности за сутки.

При пользовании приведёнными формулами наибольшие затруднения встречаются в определении величины e_z . Действительно, скорость ветра с известным

приближением можно определить по синоптическим картам. Температура поверхности моря меняется настолько медленно, что в районах моря, где производятся регулярные океанологические наблюдения, её можно с достаточной точностью предвидеть. Величина же e_z всё время меняется в зависимости от тех или иных

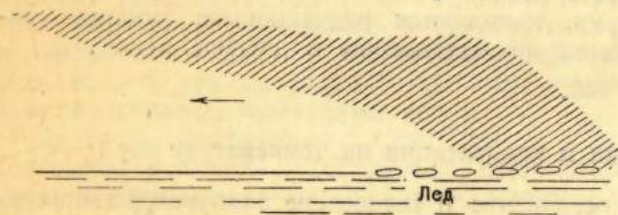


Рис. 4. Схема тумана при ветре от кромки льдов.

воздушных масс, проносящихся в данный момент над морем.

Наблюдения береговых гидрометеорологических станций, охватывающих данный район, могут сыграть роль только при изучении очень небольших водоёмов. Несколько примеров, взятых из моей практики, служат хорошей иллюстрацией к сказанному.

Уже говорилось, что полоса сравнительно разрежённых льдов является районом, где туманы весьма часты. На рис. 4 показано схематически положение тумана над Баренцовым морем, при слабом ветре, направленном от разрозненной кромки льдов. Из схемы видно, что туман, лежащий вплотную над льдами, по мере удаления от кромки постепенно приподымается и в доста-

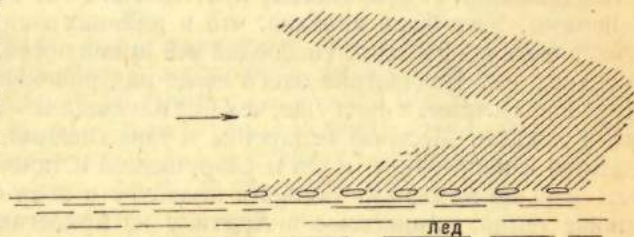


Рис. 5. Схема тумана над Карским морем 31 мая 1939 г.

¹Эта формула получена грубым округлением теоретической формулы Свердруп и некоторыми подсчётами.

точном отдалении от берега переходит в облачность. На рис. 5 также схематически показан вертикальный разрез атмосферы по моим наблюдениям во время полёта с Водопьяновым в Карском море 31 мая 1939 г. При полёте казалось, что самолёт входит в открытую пасть гигантского чудовища. При описанном явлении был слабый ветер с открытого моря на кромку.

На рис. 6 схематически показано распределение в тот же день тумана над юго-западной частью Карского моря.

Во время нашего полёта все прибрежные станции: Амдерма, Югорский Шар, Маточкин Шар, мыс Желания, остров Белый и Маре-Сале, отмечали полное отсутствие облачности и прекрасную видимость, в чём мы и смогли убедиться, но в то же время над центральной частью Карского моря висел туман, доходивший до самых льдов и заставлявший летать на высоте 50-100 м над льдами, чтобы их разглядеть.

Если в морях Арктики наибольшая конденсация наблюдается при ветрах с больших открытых от льда пространств моря, то испарение достигает наибольшей величины при ветрах, направленных со льдов. Холодные и потому почти лишённые влаги воздушные массы, проносясь над открытым морем, нагреваются и при этом как бы впитывают в себя влагу.

Л и т е р а т у р а: 62, 77, 176.

§ 18. Конвекция

Если температура подстилающей поверхности выше температуры воздуха, то непрерывно нагреваемые у этой поверхности частицы воздуха поднимаются вверх, взамен их спускаются более холодные и таким образом осуществляется конвекция, вызывающая охлаждение моря.

Кузьмин дал теоретическую формулу¹ для потери тепла морем на конвекцию в воздухе при условии, что температура моря выше температуры воздуха. Если температура воздуха и скорость ветра измеряются на высоте 6 м над уровнем моря, то при средних условиях эта формула имеет вид

$$W_k = \frac{5(t_w - t_a)w}{0,5 + 0,1w} \text{ г-кал/см}^2 \text{ сутки.}$$

В этой формуле:

w — скорость ветра в м/сек,

t_w — температура воды,

t_a — температура воздуха.

В природе конвекция в чистом виде наблюдается только в исключительных условиях. Обычно она тесно связана с испарением, ибо нагревание воздуха всегда означает увеличение влажного дефицита. Это явление усиливается уже отмеченным обстоятельством, что плотность водяного пара при 0° равна 0,6 плотности воздуха.

Л и т е р а т у р а: 92.

§ 19. Влияние моря на температуру воздуха

Как это было отмечено ещё во время экспедиции на «Челленджере», разность температур поверхности моря и воздуха (на высоте корабельного мостика) может быть значительной только вблизи берега или льдов. В открытом же море она

¹ Формула Кузьмина напоминает по выводу и виду формулу Свердрупа для скорости испарения. В нее входит разность температур воды и воздуха. Эта разность может быть значительной только вблизи берега или льдов, в открытом же море она весьма мала.

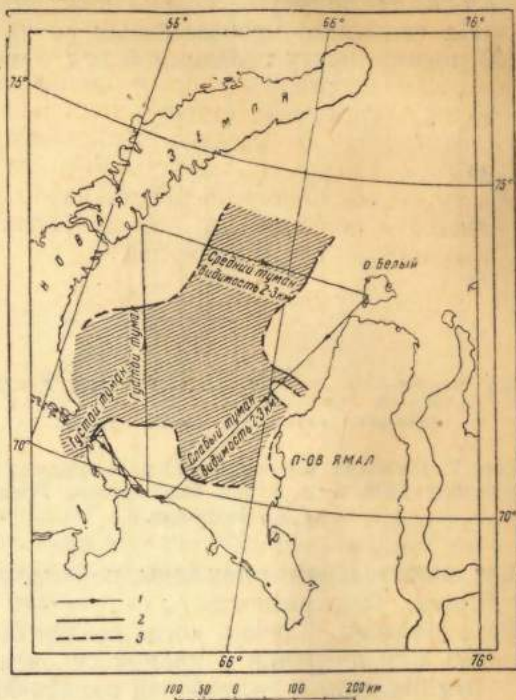


Рис. 6. Распределение тумана над юго-западной частью Карского моря 31 мая 1939 г.

колеблется в пределах $\pm 2^\circ$, причём в периоды нагревания моря и над холодными течениями температура воздуха несколько выше, а в период охлаждения и над тёплыми течениями несколько ниже температуры поверхности моря.

На основании произведённых во время экспедиции на «Садко» в 1935 г. 340 параллельных наблюдений над температурой поверхности моря и температу-

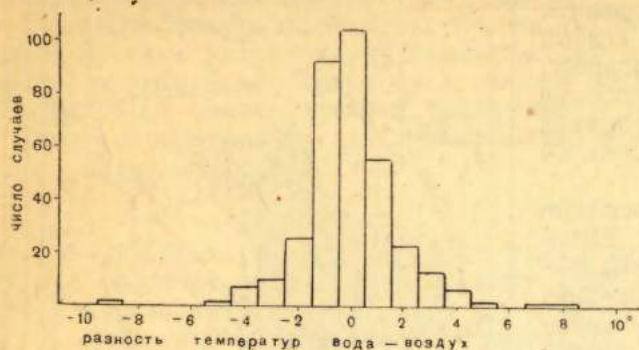


Рис. 7. Разность температур воды и воздуха в августе и сентябре 1935 г. в морях Баренцовом, Гренландском и Карском.

турой воздуха (на высоте 12 м над уровнем моря) в морях Гренландском, Баренцовом и Карском, мной построен (рис. 7) график, на котором отложены по горизонтальной оси разность между температурой воды и температурой воздуха, а по вертикальной оси — число наблюдений. В 193 случаях эта разность колебалась в пределах от -2° до $+2^\circ$. В 104 случаях она отклонялась от нуля не более чем на $0^\circ,5$.

Случаи, когда воздух был значительно теплее воды, наблюдались при плавании у берега и при ветре с берега. Так, разность $t_w - t_a = -9^\circ$ наблюдалась в 15 милях к северу от мыса Нордкап. Случаи, когда воздух был значительно холоднее воды, наблюдались при плавании у кромки сплочённых льдов и при ветре со льдов.

Эти примеры с достаточной очевидностью характеризуют влияние, оказываемое температурами поверхности моря на температуры прилегающих слоёв воздуха, причём это влияние сказывается через короткие сроки и на небольшом расстоянии от районов, где разница температур велика. Это обстоятельство, а также то, что за те же короткие промежутки времени температура моря почти не меняется (объясняется это большой разностью в теплоёмкостях воздуха и воды), позволяет, несмотря на всю сложность вопроса, получить приближённые решения, характеризующие постепенное изменение температуры воздуха над морем.

Предположим, что море теплее воздуха и что температура поверхности моря в продолжение некоторого отрезка времени изменяется настолько мало, что её, в первом приближении, можно считать постоянной.

Количество тепла, передаваемого через площадку F за время dT морем атмосфере, будет равно

$$dQ = F(t_w - t_a)k dT, \quad (1)$$

где t_w — температура поверхности моря в продолжение рассматриваемого отрезка времени,

t_a — температура воздуха в данный момент (точнее температура активного слоя атмосферы),

T — время,

k — коэффициент теплопередачи, т. е. количество тепла, передаваемое через единицу поверхности моря атмосфере за единицу времени при разности температур, равной 1° .

С другой стороны, вследствие передачи тепла морем количество тепла в атмосфере увеличится на величину

$$dQ = H_a F c_a \delta_a dt_a, \quad (2)$$

где H_a — высота активного слоя атмосферы,

c_a — теплоёмкость воздуха,

δ_a — плотность воздуха.

Приравнивая (1) и (2), получаем

$$dT = \frac{H_a c_a \delta_a F}{k F(t_{w_0} - t_a)} dt_a. \quad (3)$$

Полагая для краткости

$$\frac{k}{H_a c_a \delta_a} = A, \\ t_{w_0} - t_a = y, \quad dy = -dt_a,$$

из формулы (3) получаем

$$-AdT = \frac{dy}{y}.$$

Интегрируя, получаем

$$-AT = \ln y_{t_{a_0}}^{t_a} = \ln(t_{w_0} - t_a) \Big|_{t_{a_0}}^{t_a}$$

или

$$-AT = \ln \frac{t_{w_0} - t_a}{t_{w_0} - t_{a_0}}. \quad (4)$$

Откуда

$$t_a = t_{w_0} - (t_{w_0} - t_{a_0}) e^{-AT}. \quad (5)$$

На рис. 8 схематически показано (нижняя кривая) изменение температуры активного слоя атмосферы с течением времени под воздействием тёплого моря. По вертикальной оси отложены температуры, по горизонтальной — время. Из рисунка видно, как с течением времени температура воздуха приближается к температуре поверхности моря.

Полученная мною формула (5) является приближённой. Она ограничивается промежутком времени, в течение которого температуру поверхности моря можно считать постоянной, и, кроме того, предусматривает только конвективное перемешивание воздуха.

Понятно, что при ветре в передаче тепла морем атмосфере будет участвовать не только конвективное, но и фрикционное перемешивание. Это обстоятельство позволяет распространить формулу (5) на случай, когда море холоднее воздуха. Действительно, хотя в этом случае конвекция отсутствует, передача тепла осуществляется фрикционным перемешиванием.

Верхняя кривая рис. 8 характеризует изменение температуры воздуха при условии тёплого ветра.

Кривые рис. 8 показывают постепенное приближение температуры воздуха к температуре поверхности моря. Это приближение в общем совершается тем быстрее, чем меньше высота активного слоя атмосферы, чем больше скорость ветра, и при холодном ветре происходит быстрее, чем при тёплом.

Для использования формул (4) и (5) необходимо знать скорость ветра, температуры поверхности моря и воздуха в начальной точке и коэффициент A . Для определения этого коэффициента, кроме температур поверхности моря и воздуха в начальной точке, скорости и направления ветра, необходимо знать температуру воздуха хотя бы в одной точке моря, расположенной по направлению ветра от начальной точки. Действительно, из формулы (4) получаем

$$A = -\frac{w}{d} \ln \frac{t_{w_0} - t_a}{t_{w_0} - t_{a_0}}, \quad (6)$$

где d — расстояние точки, в которой температура воздуха равна t_a , от точки, в которой измеряются начальные температуры поверхности моря и воздуха,

w — скорость ветра.

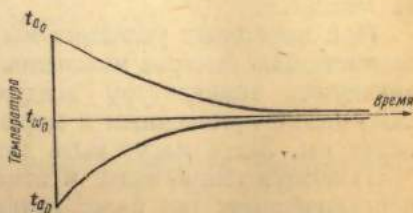


Рис. 8. Изменение температуры активного слоя атмосферы при ветре, направленном на более тёплое и на более холодное море.

Надо подчеркнуть, что по самому смыслу вывода формулы (6) предполагается, что температуры t_{a_0} , t_a и t_w являются средними температурами активных слоёв моря и атмосферы. Для использования температуры поверхности моря и температуры воздуха на высоте наблюдателя надо предположить, что последние температуры пропорциональны средним температурам активных слоёв.

В табл. 14 приведены, для примера, результаты обработки некоторых наблюдений на Белом море.

Таблица 14

Изменение температуры воздуха над морем

Дата	Направление ветра	Скорость ветра в узлах	Расстояние в милях	t_{w_0}	t_{a_0}	t_a	A
7/X 1941	Унский-Мудьюг	12	43	5°	1°	4°	0,27
14/X 1941	Кузомень-Жижгин	17	65	4°	-9°	-2°	1,04

Л и т е р а т у р а : 77.

§ 20. Влияние атмосферы на температуру моря

Мы видели, что, вследствие большой разности в теплоёмкостях и плотностях воды и воздуха, температура воздуха по мере протекания его над морем весьма быстро приближается к температуре поверхности моря, причём последняя почти не меняется.

При некоторых условиях мы можем наблюдать обратное явление, а именно сравнительно быстрое изменение во времени температуры моря и почти неизменяющуюся температуру воздуха. Последнее может быть только при ветре, непрерывно приносящем к морю всё новые и новые массы воздуха той же температуры. Здесь могут быть два случая:

1) воздух теплее воды; в атмосфере и в море создаётся только фрикционное перемешивание, тем более интенсивное, чем сильнее ветер и чем меньше разность температур;

2) воздух холоднее воды; в атмосфере и в море создаются фрикционное перемешивание, тем более интенсивное, чем сильнее ветер, и конвективное перемешивание, тем более интенсивное, чем больше разница температур.

Рассуждая так же, как и в предыдущем параграфе, мы можем положить, что количество тепла, протекающего через площадку F поверхности моря за время dT , будет равно

$$dQ = kF(t_w - t_{a_0})dT. \quad (1)$$

С другой стороны, количество тепла в активном слое моря за то же время изменится на величину

$$dQ = H_w F c_w \delta_w dt_w, \quad (2)$$

где H_w — толщина активного слоя моря,

c_w — теплоёмкость воды,

δ_w — плотность воды.

Приравнивая, получаем

$$dT = \frac{H_w F c_w \delta_w}{kF(t_w - t_{a_0})} dt_w. \quad (3)$$

Интегрируя и освобождаясь от логарифмов, мы приходим к формуле

$$t_w = t_{a_0} + (t_{w_0} - t_{a_0})e^{-TB}, \quad (4)$$

где

$$B = \frac{k}{H_w c_w \delta_w}.$$

Если на рис. 8 температуру воздуха (t_a) заменить температурой воды (t_w), и наоборот, то на нём будет схематически показано постепенное приближение температуры воды к температуре непрерывно притекающего воздуха. Верхняя кривая характеризует случай, когда температура воды выше температуры воздуха, нижняя — случай, когда температура воды ниже температуры воздуха. Ветры с берега в летнее время создают нижнюю кривую. Ветры с берега в зимнее время создают верхнюю кривую. Ветры со льдов на открытое море и зимой и летом создают верхнюю кривую. Понятно, что верхняя кривая характеризует и конвективное и фрикционное изменение температуры моря, а нижняя только фрикционное.

На рис. 9 схематически показано изменение температуры моря на различных расстояниях от наветренного берега для случая более холодного ветра. Одновременно на том же рисунке показано постепенное, но более значительное изменение температуры воздуха. На некотором расстоянии от берега эти температуры почти сравниваются, приближаясь к некоторой температуре t .

Так как количество тепла, полученного атмосферой, равно количеству тепла, отданного за то же время морем, то мы можем написать

$$H_w c_w \delta_w dt_w = H_a c_a \delta_a dt_a, \quad (5)$$

где значки a относятся к атмосфере и значки w — к морю.

Из формулы (5) имеем

$$\frac{dt_a}{dt_w} = \frac{H_w c_w \delta_w}{H_a c_a \delta_a}. \quad (6)$$

Если t — температура, к которой одновременно стремятся температуры моря и атмосферы, то ясно, что

$$t = t_{w_0} - \Delta t_w = t_{a_0} + \Delta t_a. \quad (7)$$

Но из формулы (6) имеем

$$\Delta t_a = \Delta t_w \frac{H_w c_w \delta_w}{H_a c_a \delta_a},$$

откуда из формулы (7)

$$t_{w_0} - t_{a_0} = \Delta t_w + \Delta t_w \frac{H_w c_w \delta_w}{H_a c_a \delta_a},$$

$$\Delta t_w = \frac{t_{w_0} - t_{a_0}}{1 + \frac{H_w c_w \delta_w}{H_a c_a \delta_a}}$$

и

$$t = t_{w_0} - \frac{t_{w_0} - t_{a_0}}{1 + \frac{H_w c_w \delta_w}{H_a c_a \delta_a}}. \quad (8)$$

Аналогично получим

$$t = t_{a_0} + \frac{t_{w_0} - t_{a_0}}{1 + \frac{H_w c_w \delta_w}{H_a c_a \delta_a}}. \quad (9)$$

Принимая приближённо

$$\delta_w = 1,0, \quad c_w = 1,0, \quad \delta_a = 0,0013 \text{ и } c_a = 0,24,$$

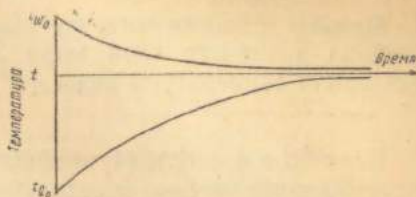


Рис. 9. Изменение температуры более тёплого моря и температуры воздуха на различных расстояниях от берега.

получаем

$$t = t_{w_0} - \frac{(t_{w_0} - t_{a_0}) 0,0003 H_a}{H_w + 0,0003 H_a}, \quad (10)$$

$$t = t_{a_0} + \frac{(t_{w_0} - t_{a_0}) H_w}{H_w + 0,0003 H_a}. \quad (11)$$

Примем приближённо, что высота активного слоя атмосферы равна 3000 м, глубина активного слоя моря 30 м, начальная температура воздуха -10° , начальная температура воды $+2^\circ$. Из формул (10) и (11) получим

$$t = +1^\circ,6.$$

Если бы в формуле (4) коэффициент B был известен, то по этой формуле можно было бы приближённо определить, в течение какого промежутка времени температура моря под влиянием холодного ветра понизится до любой температуры, в частности до температуры замерзания.

Из формулы (4) следует, что если в начальный момент температура поверхности моря повсюду одинакова, то с течением времени она будет изменяться скорее там, где разность температур вода-воздух больше. Эта же разность и при более холодном и при более тёплом ветре с берега больше всего у самого берега, и поэтому естественно, что даже при прочих равных условиях (одинаковые глубины, одинаковое вертикальное распределение температур и солёностей) прибрежные воды при тёплых ветрах нагреваются скорее, а при холодных — быстрее охлаждаются.

До сих пор мы рассматривали только изменение температур моря и атмосферы. Но с разностью температур связан не только процесс теплообмена в узком смысле этого слова. Эффективное излучение, испарение и конденсация также зависят от разности температур, поэтому полученные формулы с соответствующими изменениями применимы и к этим процессам.

Особого внимания заслуживает тот случай, когда холодный ветер направлен с берега. Вследствие низких температур воздух содержит мало водяного пара, и при переходе ветра с береговой черты на море влажный дефицит велик и испарение (а следовательно, и охлаждение моря) проходит интенсивно. По мере удаления от берега абсолютная влажность воздуха постепенно повышается, но при этом одновременно быстро повышается и температура воздуха. Поэтому влажный дефицит по мере удаления от берега или уменьшается медленно, или может даже несколько повыситься. Но так как скорость испарения прямо пропорциональна влажному дефициту, то, следовательно, испарение при холодном ветре с берега может быть значительным и далеко в открытом море.

Л и т е р а т у р а: 77.

§ 21. Влияние льдов на атмосферу

Льды, как земная поверхность, по сравнению с морем и сушей отличаются некоторыми особенностями. Они, как и море, являются для атмосферы неисчерпаемым источником влаги. В зимнее время при отрицательных температурах воздуха льды по отношению к атмосфере ведут себя так же, как суша. Температура их верхней поверхности определяет температуру прилегающих слоёв воздуха, если измерять последнюю в океанологических координатах, т. е. определять температуру одной и той же воздушной массы. Температура нижних слоёв воздуха весьма близка к температуре верхней поверхности льдов. В летнее время при положительных температурах воздуха воздушные массы, проносящиеся над льдами, могут быть сколь угодно нагреты, но температура верхней поверхности льдов остаётся неизменной — около температуры плавления.

В связи с этим сезонный ход температуры воздуха над льдами отличается от сезонного хода температур над открытым (незамерзающим) морем и над континентом. В качестве примера на рис. 10 показан сезонный ход температуры: 1 — над открытым морем (юго-западная часть Баренцева моря), 2 — над льдами Карского моря (остров Уединения) и 3 — над континентом (Игарка).

В силу того обстоятельства, что в Арктике температуры моря и льдов всегда очень низки, здесь очень часто температура воздуха повышается с высотой (температурная инверсия).

В зимнее время в ясную погоду при сильном излучении температура верхней поверхности льдов может быть на несколько градусов ниже температуры прилегающих слоёв воздуха — зимняя инверсия. В летнее время тёплый воздух, протекая над холодными льдами, охлаждается, и таким образом создаётся летняя инверсия.

Чтобы иллюстрировать явление, я приведу некоторые наблюдения Кузьмина по температурному режиму воздуха в летнее время над ледником Имат (бассейн р. Зеравшан), произведённые в августе-сентябре 1934 г.

При этих наблюдениях оказалось, что температура воздуха на высоте 200 см над уровнем льда иногда была на 4-5° выше температуры воздуха на высоте 30 см над уровнем льда, а в среднем за август на высоте 200 см была на 2°,7 и за первую декаду сентября на 1°,6 выше, чем на высоте 10 см.

Абсолютная влажность на высоте 200 см была в августе на 0,4 мм меньше, чем на высоте 10 см, а в сентябре на 0,2 мм. Относительная влажность на высоте 200 см в эти месяцы была соответственно на 16 и 11% ниже, чем на высоте 10 см, а влажный дефицит на высоте 200 см был приблизительно в два раза больше, чем на высоте 10 см.

Кузьмин, анализируя свои наблюдения, отмечает, что над ледниками температура воздуха днём почти правильно следует за напряжением солнечной радиации, в то время как над морем и сушей максимум температуры воздуха запаздывает, так как в этих случаях воздух подогревается снизу. Минимум температуры наблюдается перед восходом солнца. Максимум абсолютной и относительной влажностей обычно наблюдается после захода солнца и минимум перед восходом. Понятно, что результаты наблюдений Кузьмина нельзя полностью переносить на ледяные поля Арктики, но они дают представление о ходе процессов.

Явление летней инверсии в полярных бассейнах было подмечено давно. Так, китобои замечали, что у подветренной стороны айсбергов ветер гораздо

теплее, чем у наветренной. Объясняется это тем, что, пройдя над айсбергом, тёплые воздушные массы завихряются и как бы обрушиваются к поверхности моря.

Наиболее поразительным примером летней инверсии является распределение температур воздуха над льдом у острова Четырёхстолбового по наблюдениям экспедиции на «Мод», произведённым в июле 1925 г. при юго-восточном ветре (т. е. с прогретого берега) (табл. 15).

Условия, характеризующие возможность образования сильной летней инверсии, хорошо поясняются следующими примерами.

В 7 час. утра 4 июля 1943 г. в Певеке отмечена температура воздуха +22° при юго-западном ветре силой 6 баллов, а на мысе Шелагском +27° при юго-восточ-

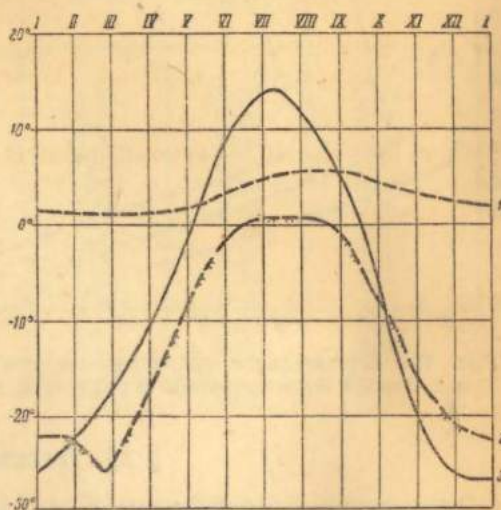


Рис. 10. Схемы сезонного хода температур воздуха: 1 — над открытым морем; 2 — над льдами Карского моря; 3 — над континентом.

Таблица 15

Распределение температуры воздуха над льдом у острова Четырёхстолбового 6 июля 1925 г.

Высота над льдом в метрах	0,003	0,010	4,5	30
Температура	3°,3	4°,6	5°,2	16°,8

ном ветре силой также 6 баллов. В 13 час. 5 июля 1943 г. в бухте Тикси отмечено $+23^{\circ}$ при юго-западном ветре силой 8 баллов. В перечисленных случаях ветры были направлены с берега на покрытое льдами море. Естественно, что при этом на некотором расстоянии от берега можно было наблюдать ярко выраженную инверсию.

Вообще летняя инверсия в Арктике является обычной и повсеместной. Это доказывается, например, рис. 11, заимствованным у Гутермана, на котором показано вертикальное распределение температуры по сезонам над Землёй Франца-Иосифа.

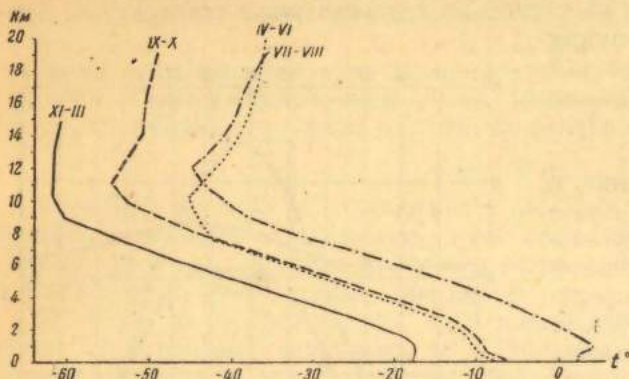


Рис. 11. Вертикальное распределение температуры над Землёй Франца-Иосифа в различные сезоны.

Литература: 43, 77, 93, 175.

§ 22. Охлаждение моря

Охлаждение поверхности моря, как мы видели, создаётся тремя процессами: излучением, конвекцией и испарением.

При прочих равных условиях эффективное излучение пропорционально разнице четвертых степеней температур воды и воздуха. Конвекция пропорциональна разности температур вода-воздух и скорости ветра. Испарение пропорционально влажному дефициту и скорости ветра. Влажный дефицит, в свою очередь, является прямой функцией от разности температур вода-воздух. Таким образом все три процесса, охлаждающие поверхность моря, прямо пропорциональны разности температур вода-воздух, а конвекция и испарение, кроме того, пропорциональны скорости ветра.

Обобщая, можно сказать, что суммарная скорость охлаждения моря и льдов прямо пропорциональна разности температур и скорости ветра.

Для исследования влияния разности температур и скорости ветра на скорость охлаждения воды Бодман во время Шведской антарктической экспедиции 1901-1903 гг. измерял при различных температурах воздуха и скоростях ветра время охлаждения воды в открытом сосуде от 30 до 20° и дал следующую эмпирическую формулу:

$$C = (1 - 0,04 t^{\circ}) (1 + 0,27 w),$$

где t — температура воздуха,
 w — скорость ветра в м/сек,
 C — коэффициент суровости погоды.

В табл. 16 приведены величины суровости, вычисленные мною для некоторых пунктов Советской Арктики.

В окраинных морях Советской Арктики, особенно в прибрежных районах, в летнее время температура воздуха выше температуры воды, а в зимнее — ниже. Момент, когда температуры воздуха и воды сравниваются, является началом зимнего охлаждения моря. Однако определение момента сравнения температур, так же как и другого, не менее важного для охлаждения моря и для последующего льдообразования момента перехода температур воздуха через 0° для отдельных точек земной поверхности представляется делом весьма трудным, а с достаточной для целей практики точностью возможным только в многолетнем разрезе.

Если же рассматривать условия отдельных лет, то в каждом отдельном пункте моря мы наблюдаем многократные переходы температур воздуха.

Суровость погоды в западном секторе Арктики в 1939 г.

Пункты Месяц	Югорский Шар	м. Челюскин	м. Желания	о. Рудольфа	«Седов»
Январь	5,58	5,71	6,28	7,15	5,48
Февраль	5,12	4,41	5,01	5,79	4,91
Март	4,40	6,88	5,83	7,04	5,44
Апрель	5,02	4,02	7,53	6,26	5,01
Май	3,87	3,17	3,52	3,33	4,19
Июнь	2,72	2,99	3,61	2,29	3,21
Июль	2,26	2,26	1,96	1,65	2,21
Август	1,83	2,78	2,57	2,26	2,43
Сентябрь	2,22	3,18	3,80	3,74	3,78
Октябрь	3,18	4,33	3,95	4,18	4,56
Ноябрь	3,45	5,92	5,01	4,67	5,04
Декабрь	3,78	5,67	5,18	4,52	5,63
За год	3,62	4,28	4,52	4,41	4,33

через сравнение температур море-воздух и через 0° , что объясняется непрерывной сменой синоптических процессов.

В последнем отношении приходится считать, во-первых, со сменой естественных синоптических периодов, продолжающихся в Арктике в среднем приблизительно 7 дней и определяющих на этот промежуток времени общий характер погоды, и, во-вторых, с прохождением через данный пункт той или иной барической системы.

Последнее представляет наибольший практический интерес и на явлениях, связанных с прохождением барических систем, следует несколько остановиться, ограничившись рассмотрением самого простого случая.

Предположим, что некоторый циклон пересекает Карское море с запада на восток, следуя приблизительно по параллели.

Во всех пунктах, расположенных южнее пути центра такого циклона, ветры при его прохождении меняются по часовой стрелке приблизительно от юго-восточных через южные и юго-западные на западные и северо-западные. Ветры южной половины горизонта сопровождаются повышением температуры воздуха, облачностью, туманами и осадками, особенно характерными перед тёплым фронтом циклона. В тылу циклона после прохождения холодного фронта в связи с переменой ветров на северо-западные и северные погода резко изменяется, и температура воздуха резко понижается. Так, например, в июле в Югорском Шаре ветры от восточных до юго-западных включительно сопровождаются положительными отклонениями температуры воздуха от средней с максимальным отклонением при южных ветрах, ветры от западных до северо-восточных сопровождаются отрицательными отклонениями с максимальным отрицательным отклонением при северных ветрах. Понятно, что направления ветров, создающих те или иные отклонения, зависят от конфигурации суши, от наличия вблизи и расположения значительных пространств воды или льдов, но во всяком случае каждое прохождение через данный пункт той или иной барической системы создаёт чередование повышений и понижений температур воздуха—своеобразных волн тепла и холода, влияющих на тепловой режим моря.

В связи с постепенным осенним уменьшением продолжительности светлого времени суток и солнечной радиации, а также в связи с постепенным охлаждением прилегающих районов моря и суши, как волны тепла, так и волны холода становятся всё холоднее и холоднее. В начале осени температу-

ра воздуха в тёплом секторе циклона остаётся ещё выше температуры воды, но в конце её становится ниже, и тогда охлаждение моря не прекращается даже при прохождении тёплого сектора циклона, а лишь несколько замедляется.

Кроме чередования волн тепла и холода, при прохождении циклонов надо считаться ещё с тем, что в каждой серии циклонов каждый последующий циклон проходит несколько южнее предыдущего и что после прохождения последнего циклона данной серии осуществляется холодное вторжение.

В Карском море за время первого естественно-синоптического периода, продолжавшегося с 1 по 9 октября 1943 г., несколько центров циклонов проследовало из Баренцова моря приблизительно по параллели Югорского Шара; во втором периоде, продолжавшемся с 10 по 17 октября, центр циклона пересёк Карское море, следуя на юго-восток от Земли Франца-Иосифа; в третьем периоде, продолжавшемся с 18 по 24 октября, центр циклона пересёк Карское море в его южной части, следуя на юго-восток; в четвёртом периоде, продолжавшемся с 24 по 31 октября, в Карском море не наблюдалось ни одного центра циклона. В результате такого развёртывания синоптических процессов на острове Уединения с октября 1943 г. ветры юго-западной четверти почти не наблюдались, с 19 октября установились восточные ветры, температура воздуха начала быстро понижаться, 24 октября появились первоначальные формы льда, а уже 27 октября температура воздуха понизилась до -14° .

Таким образом охлаждение моря всегда осуществляется скачками. Каждый такой скачек характеризуется продолжительностью и интенсивностью холодного вторжения. В результате в некоторый момент температура поверхностных слоёв моря понижается до температуры замерзания, и тогда продолжения данной холодной волны или прохождения новой, даже незначительной волны холода оказывается достаточным для начала льдообразования.

Однако охлаждение поверхности моря до температуры замерзания определяется не только синоптическими условиями, но и океанологическими. Действительно, скорость охлаждения моря измеряется количеством калорий, отдаваемых атмосфере единицей поверхности моря в единицу времени. Но это число калорий вовсе не пропорционально понижению температуры поверхности моря. Как увидим ниже, при той же температуре воздуха и при той же начальной температуре поверхности моря количество тепла, отдаваемого морем атмосфере, для понижения температуры поверхности моря до температуры замерзания может быть весьма различным даже для весьма близких друг к другу районов. Как правило, чем меньше глубина, тем скорее происходит понижение поверхностной температуры.

Если поверхностный слой очень тонок, а солёность его настолько мала, что даже при охлаждении до температуры замерзания плотность поверхностного слоя остаётся меньше плотности нижележащих слоёв, то одного излучения может оказаться достаточно для охлаждения поверхностного слоя до температуры замерзания и последующего льдообразования, несмотря на высокую температуру подповерхностных слоёв воды и высокую температуру воздуха.

Таким образом, если поверхностный слой тонок и вода достаточно переслоена, 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 тёплыми слоями. В противном случае не только может повыситься температура поверхностного слоя, но может уничтожиться уже образовавшийся лёд. 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.

Л и т е р а т у р а: 62, 73, 77.

§ 23. Осадки

Выпадение осадков всегда несколько распресняет поверхностные слои океана. В Арктике количество осадков настолько незначительно, что это практически не имеет значения.

Таблица 17

Количество осадков (в миллиметрах) в Арктике в летнее время

П у н к т ы	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Сумма	Число дней с осадками
Югорский Шар	20	26	35	34	115	58
Маточкин Шар	11	35	37	37	120	47
м. Желания	13	25	32	17	87	50
б. Тихая	7	21	29	19	76	51
о. Диксона	16	25	37	30	108	57
б. Тикси	14	43	21	21	99	47
о. Б. Ляховский	11	14	18	12	55	39
м. Шмидта	9	21	45	20	95	?
о. Врангеля	14	23	23	16	76	39
Уэллен	13	41	45	53	152	40
«Фрам» (1894-1895 гг.)	3	18	3	1	25	70
«Седов» (1939 г.)	4	22	15	5	46	39

В табл. 17 приведено, по Визе, количество выпадающих в летнее время осадков на некоторых станциях Советской Арктики. Что касается количества осадков в зимнее время, то несовершенство приборов для собирания осадков, выпадающих в твёрдом виде, не даёт возможности получить надёжные результаты¹.

В табл. 17 обращает на себя внимание крайне малое количество осадков, особенно на арктических островах.

Осенью (октябрь-ноябрь) оно несколько повышается, но зато в зимние месяцы (декабрь-апрель) — при господствующих ясных погодах и низких температурах — падает до минимума².

В той же таблице приведено среднее количество осадков за 1894-1895 гг., по наблюдениям «Фрама», и за 1939 г., по наблюдениям «Седова». Мы видим, насколько количество осадков в Центральной Арктике меньше, чем в её окраинных морях.

Второй особенностью Арктики является большое число дней с осадками при малом общем количестве осадков. Морозящие дожди и морось являются преобладающей формой осадков в летнее время.

Следующей особенностью Арктики является выпадение снега и крупы в летнее время, что можно ожидать в любой месяц года на всех морях Советской Арктики. С другой стороны, у кромки льдов в Гренландском и Баренцовом морях возможны дожди даже в зимнее время. Так, 8 января 1940 г. на 80° 45' с. ш. и 2° 28' в. д. на «Седове» был отмечен дождь.

Как исключение можно отметить выпадение в Арктике ледяного дождя. Такой дождь мы наблюдали во время экспедиции на «Садко» в конце августа 1935 г. у восточного побережья Земли Франца-Иосифа.

В среднем осадки понижают температуру поверхности Мирового океана. Действительно, температура осадков обычно несколько ниже температуры воз-

¹ Во-первых, снег, выпадающий при низких температурах в виде мельчайшей пыли, легко выдувается из снегомеров и, во-вторых, при сильных пургах и метелях снег непрерывно переносится с места на место, обнажая лёд в одних местах и наметая сугробы в других.

² Надо заметить, что вообще прибрежные метеорологические наблюдения не дают представления о режиме осадков даже в прилегающих частях океана. Действительно, при ветре с моря на подветренных склонах гор образуются восходящие токи, вызывающие в связи с понижением температуры воздушных масс конденсацию водяных паров и выпадение осадков, в то время как в небольшом удалении от берега осадки не выпадают. Это явление мне неоднократно приходилось наблюдать во время плаваний вдоль северного побережья Норвегии и Мурмана при северо-западных ветрах и при плаваниях вдоль западных берегов Новой Земли при юго-западных ветрах.

духа, а температура воздуха обычно ниже температуры моря. Исключение представляют холодные течения и прибрежные районы моря в летнее время и при ветрах с берега.

Опять-таки и в этом отношении влияние незначительного количества осадков, выпадающих в Арктике в жидком виде, невелико. Значительнее это влияние, если осадки в твёрдом виде выпадают на открытую от льдов поверхность моря и если осадки в жидком виде выпадают на льды.

Осадки в жидком виде, выпадающие на поверхность снега или льда в весеннее и летнее время, оказывают тепловое, радиационное и механическое воздействия.

Тепловое воздействие заключается в некотором повышении температуры или даже растапливании некоторого количества снега. Нетрудно подсчитать, что тепловое воздействие даже сильного дождя незначительно.

Радиационное воздействие заключается в том, что в результате смачивания дождём альbedo снега снижается. Таким образом после выпадения дождя способность снега поглощать радиацию значительно увеличивается.

Механическое воздействие заключается в том, что капли дождя, проникая в снег, делают его ноздреватым. Вследствие этого поверхность снега, воспринимающая радиацию, увеличивается. Кроме того, часть снега смывается в море.

Значение твёрдых осадков определяется следующим:

1. Выпадение в предзимнее время твёрдых осадков на открытые от льда пространства воды понижает температуру поверхности океана, а если эта температура близка к температуре замерзания, то ускоряет льдообразование. В последнем случае при больших массах выпавшего снега может даже создаться особый вид льда — снежура.

2. Выпадение в летнее время твёрдых осадков на льды увеличивает альbedo последних и этим задерживает их таяние.

Л и т е р а т у р а: 34, 62, 77.

§ 24. Береговой сток

Береговой сток в моря Советской Арктики обладает несколькими особенностями:

1. Больше половины всего речного стока направлено в Карское море и, чем дальше на восток, тем береговой сток меньше.

Т а б л и ц а 18

Среднегодовой сток (в куб. километрах) главных рек Сибири, впадающих в Арктический бассейн, по данным Арктического института

Р е к а	Сток
Енисей	663
Обь	583
Сток всех рек Карского моря . . .	1 583
Хатанга	70
Анабара	15
Оленек	37
Лена	506
Яна	40
Сток всех рек моря Лаптевых . . .	731
Индиگیرка	54
Алазея	10
Колыма	112
Сток рек Восточносибирского моря	211
Сток в моря: Карское, Лаптевых и Восточносибирское	2 525

В табл. 18 показан годовой сток в куб. километрах главных рек Сибири, впадающих в Арктический бассейн. Из таблицы видно, что сток четырёх рек: Оби, Енисея, Лены и Колымы, составляет свыше 74% всего берегового стока.

2. Реки, впадающие в моря Советской Арктики, текут с юга на север. Поэтому их воды отепляют прилегающие районы моря. Средняя температура стока в Карское море равна $6^{\circ},0$, в море Лаптевых $8^{\circ},8$, в Восточносибирское море $8^{\circ},3$.

3. Благодаря тому же обстоятельству устья рек летом вскрываются раньше прилегающих районов моря, причём это вскрытие происходит отчасти под напором паводка, распространяющегося с юга на север (динамическое действие), и под влиянием высоких температур речной воды (термическое действие). Так как таяние в Арктике всегда распространяется от образовавшихся по тем или иным причинам пространств чистой воды, то в силу этого устья рек обычно являются очагами таяния.

4. Опреснённые воды, особенно на мелководьях, замерзают раньше морских, более солёных вод. Поэтому устья рек являются очагами, от которых льдообразование распространяется в прилегающие районы.

5. Обращает внимание резко выраженная сезонность берегового стока, что объясняется тем, что все реки текут по вечно мёрзлому грунту, вследствие чего грунтового питания этих рек практически нет. Кроме того мелкие тундровые реки зимой промерзают на перекатах до дна. Так, на р. Яне, например, за 3,5 летних месяца (без льда) выносятся свыше 90% всего годового стока.

6. Величина берегового стока не определяет количества тепла, приносимого реками в море. Так, количества тепла, в килограмм-калориях (умноженные на 10^{12}), выносимые реками ежегодно в моря Советской Арктики, по Антонову и Зотину, таковы: в Карское море 9 500, в море Лаптевых 6 400, в Восточносибирское 1 750¹. Таким образом, значение берегового стока в море Лаптевых повышается за счет тепла, выносимого Леной.

7. Количество тепла, выносимое в море реками, испытывает значительный сезонный ход. Действительно всё тепло, выносимое реками, поступает в море в течение пяти летних месяцев. В течение летнего сезона вынос тепла также весьма неравномерен, что видно из табл. 19 (по Антонову).

Таблица 19
Количество тепла (по месяцам), выносимое реками в Карское море

Месяц	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Сезон
Количество тепла (10^{12} кг-кал)	1 530	3 410	2 120	900	180	8 140
Проценты	18,8	41,8	26,1	11,0	2,3	100

Антонов обращает внимание на то, что приблизительно половина всего тепла карских рек выносится в течение одного месяца, а именно июля. Это тепло тратится, с одной стороны, на непосредственное разрушение льдов и, с другой стороны, на нагревание атмосферы и последующее таяние льдов.

Нетрудно подсчитать, что тепла, выносимого карскими реками, достаточно для того, чтобы растопить приблизительно 60 000 км² льдов, средняя толщина которых равна 2 м.

8. Годовой сток, а также количество тепла, выносимого реками, не остаются постоянными от года к году. В табл. 20 показаны подсчёты годового стока р. Енисей у г. Игарка, р. Оби у г. Салехард и р. Лены у Кюсюра.

Таблица 20
Изменения стока Оби, Енисея и Лены (в куб. километрах)

Реки \ Год	1935	1936	1937	1938	1939
Обь	374	355	361	389	371
Енисей	636	599	615	590	564
Лена	582	470	509	587	434
Сумма	1 592	1 424	1 485	1 566	1 369

¹ Цифры мной округлены.

Сопоставляя величины берегового стока с ледовыми условиями Карского моря Лебедев приходит к выводу, что усилению речного стока соответствует улучшение ледовых условий.

9. Речной сток оказывает значительное опресняющее влияние. Это влияние распространяется очень далеко. Так, например, в Карском море поверхностные воды солёностью меньше 30‰, за малыми исключениями, заполняют всю юго-западную часть Карского моря и ограничиваются на севере извилистой линией, тянущейся от м. Желания через о. Уединения к Северной Земле и дающей языки в районах влияния соответствующих морских течений.

10. Речной сток оказывает влияние на систему морских течений в прилегающих районах, а через них на движение и расположение морских льдов.

Л и т е р а т у р а : 6, 7, 62, 77, 98.

§ 25. Понятие о тепловом балансе

Пренебрежём для упрощения рассуждений влиянием берегового стока, заметным в основном у берегов, и влиянием осадков.

В таком случае изменение температуры моря в океанологических координатах будет создаваться суммарной радиацией, эффективным излучением системы вода-воздух, конвекцией, конденсацией и испарением. Вполне естественно стремление разделить эти процессы и выявить значение каждого из них в отдельности. Но условия, существующие в природе, весьма многообразны, методы же наблюдений весьма несовершенны, и, главное, самих наблюдений в открытой части океана совершенно недостаточно.

Известно, что ветер является одним из главных элементов, определяющих режим моря. Считается, например, что скорость испарения прямо пропорциональна скорости ветра. Между тем известно, что у берегов направление и скорость ветра могут весьма сильно отличаться от того, что наблюдается в море¹. Так, например, на побережье Чукотского моря розы ветров по форме приближаются к эллипсу, вытянутому большой осью вдоль береговой черты, что объясняется конфигурацией берега. У берегов мы постоянно встречаемся с местными ветрами — бризами, создаваемыми неравномерными нагреванием и охлаждением суши и моря при смене дня и ночи, и муссонами, создаваемыми неравномерным нагреванием и охлаждением суши и моря в зимнее и летнее время.

Отсюда естественно, что наиболее правильно при изучении вопросов, связанных с теплообменом между морем и атмосферой, обращаться, в первую очередь, к хотя бы и немногочисленным наблюдениям в открытом море и к синоптическим картам, а наблюдения на прибрежных станциях над ветром, температурой и влажностью, солнечной радиацией и т. п. рассматривать лишь как вспомогательные. Мне представляется, что наибольшее влияние на ледовый режим морей Советской Арктики оказывают температура и влажность воздуха, с одной стороны, и направление и скорость ветра — с другой. Температура и влажность воздуха характеризуют запасы тепла или холода в воздухе. Если воздух теплее моря, то его согревающий эффект определяется теплотой конденсации; если воздух холоднее моря, то его охлаждающий эффект определяется теплотой испарения. Роль скорости ветра сказывается в вовлечении в теплообмен больших масс воздуха. Это играет особую роль при относительно тёплых ветрах, когда охлаждённые поверхностно моря нижние слои воздуха предохраняют море от дальнейшего нагревания. При сильных ветрах этот слой уничтожается, и горизонт температурной инверсии приподнимается кверху. При более холодном воздухе значение скорости ветра уменьшается, так как в этом случае играет роль конвекция.

Направление ветра сказывается в том, что оно определяет район, откуда воздушные массы приносятся, и таким образом определяет до некоторой степени температуру и влажность воздуха.

¹ В частности, на Новой Земле известны новоземельские боры, дующие с громадной силой у побережья и совершенно незаметные в нескольких километрах от берега.

Термические розы ветров летом

Пункты	Месяц	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW	Амплитуда
Югорский Шар .	Июль	2°,3	3°,4	7°,9	13°,7	14°,7	8°,8	5°,7	3°,6	12°,4
о. Диксона . . .	»	1,8	3,8	9,5	9,5	4,6	2,5	1,8	1,4	8,1
б. Тикси	»	6,6	6,9	7,0	9,4	19,4	16,4	14,0	8,9	12,8
м. Шмидта . . .	Июнь-август	0,7	1,4	2,2	2,9	10,1	1,7	2,0	1,3	9,4
б. Тихая	Июнь-август	-0,4	0,7	1,1	1,3	0,6	0,1	-0,2	-0,7	2,0

В табл. 21 (заимствованной у Визе) приводятся весьма характерные летние термические розы ветров, т. е. температуры воздуха, соответствующие ветрам различных направлений.

В последнем столбце этой таблицы показана амплитуда температур. Визе справедливо обращает внимание на то, что амплитуда на прибрежных станциях (у материка) значительно больше амплитуды на островных станциях. Мы уже видели, что разность температур вода-воздух вдали от берегов не превышает $\pm 2^\circ$. Естественно поэтому, что волна тепла или холода, пронсящаяся через береговую черту в море, по мере удаления от неё постепенно затухает.

Таблица 22

Термические розы ветров зимой

Пункты	Месяц	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW	Амплитуда
Югорский Шар .	Январь	-18°,8	-22°,0	-25°,0	-20°,6	-18°,4	-12°,5	-5°,4	-9°,0	19°,6
о. Диксона . . .	»	-25,8	-28,2	-31,3	-23,8	-23,0	-20,9	-13,3	-12,6	18,7
б. Тихая	»	-23,6	-23,0	-19,1	-9,6	-5,8	-5,1	-6,7	-17,7	18,5
Уэллен	Декабрь-февраль	-22,0	-18,3	-12,1	-4,1	-14,5	-21,8	-20,3	-23,4	19,3
с. Казачье . . .	Декабрь-февраль	-31,6	-32,5	-36,2	-36,6	-35,3	-36,0	-33,7	-31,9	5,0

В табл. 22, также по Визе, показаны зимние термические розы ветров для некоторых пунктов Советской Арктики. Амплитуды колебаний температуры при различных направлениях ветров ещё значительнее, чем летом, причём на островах они больше, чем на берегу материка. Максимальные и минимальные температуры воздуха в разных пунктах побережья сопровождают ветры не одних и тех же румбов.

На рис. 12 показана (заимствованная у Визе) карта изаномал температур воздуха в январе. Как видно из рисунка, положительные аномалии температур воздуха охватывают Гренландское, Баренцево и Карское моря. Отрицательные аномалии располагаются в северо-восточной Азии. Нормальные для данных широт температуры (нулевая изаномала) пересекают моря: Лаптевых, Восточносибирское и Чукотское. Относительное расположение полюсов тепла (между Исландией и Норвегией) и полюсов холода (около Верхоянска) и определяет собою связь температур воздуха с направлением ветра: при ветре из областей с положительными аномалиями температура воздуха повышается и при ветре из областей с отрицательными аномалиями — понижается.

Уже говорилось, что разность между температурами воздуха и моря в открытых частях океана весьма невелика, причём соответствующим выравниванием температур благодаря большой теплоёмкости управляет море, а не воздух. Следовательно, если мы предположим, что в районе положительных изаномал температур воздуха море потеплеет, то настолько же потеплеет воздух, пронсящий над

этим районом. Одновременно увеличивается влажность воздуха и, следовательно, значительно увеличивается и его тепловая мощность, проявляющаяся при конденсации.

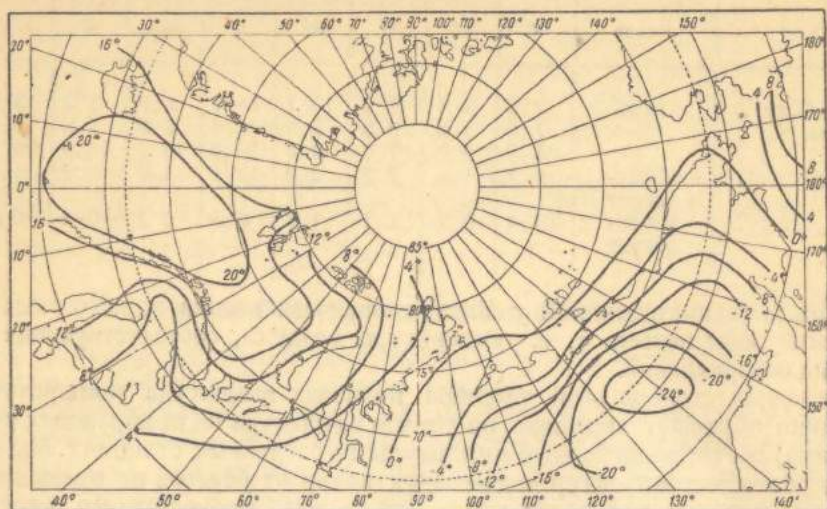


Рис. 12. Изаномалы температур воздуха в январе.

Предположим теперь, что за год средняя температура бассейна не меняется. В таком случае уравнение теплового баланса примет вид

$$R(1 - A) - r - E + C + F + M - N + P - Q = 0,$$

где R — суммарная солнечная радиация,

A — альбедо,

r — эффективное излучение,

E — потеря тепла на испарение и конвекцию,

C — поступление тепла при конденсации,

F — тепло, приносимое береговым стоком,

M — тепло, приносимое в данный бассейн морскими течениями (знак плюс относится к случаю, когда температура приносимых вод выше средней температуры бассейна),

N — тепло, выносимое из данного бассейна морскими течениями (знак минус относится к случаю, когда температура выносимых вод выше средней температуры бассейна),

P — «холод», выносимый из данного бассейна вместе со льдами,

Q — «холод», приносимый в данный бассейн вместе со льдами.

Понятно, что для отдельных районов не все члены уравнения теплового баланса одного порядка.

Так, например, в бассейнах с ограниченным водообменом и льдообменом с соседними бассейнами величины M, N, P и Q могут иметь столь малое значение, что ими в первом приближении можно пренебречь. К таким бассейнам относится, например, Белое море. В Чукотском море можно пренебрегать береговым стоком. В Центральном Арктическом бассейне, где море покрыто сплошными льдами, благодаря их большому альбедо, значение солнечной радиации становится малым по сравнению с другими составляющими и т. д.

Уравнение теплового баланса может быть применимо не только для года, но и для отдельных его сезонов. Так, для условий полярной ночи оно будет иметь вид

$$-r - E + C + M - N + P - Q = K,$$

где K — изменение запасов тепла в бассейне за рассматриваемый промежуток времени.

В последнем уравнении солнечная радиация зимой равна нулю, а количество тепла, приносимого береговым стоком в зимнее время, как мы видели, настолько незначительно, что им в первом приближении можно пренебречь.

В настоящее время делаются только первые попытки подсчёта теплового баланса и то только для отдельных морских бассейнов. Но, даже после того как будут разработаны приёмы подсчёта теплового баланса и собраны соответствующие сведения, необходима будет проверка произведённых расчётов.

Предположим, что в исследуемом районе время от времени производятся гидрологические наблюдения и станции располагаются достаточно часто, чтобы в результате можно было получить среднюю температуру бассейна.

Понятно, что по сравнению полученных таким образом средних температур можно судить об изменении теплового состояния бассейна от одного момента к другому, происшедшем в результате суммарного действия составляющих теплового баланса.

Если бассейн велик и производство густой сетки гидрологических станций требует слишком больших затрат, наблюдения производятся по наиболее характерным для данного бассейна направлениям—стандартным океанологическим разрезам.

Один из таких стандартных разрезов—разрез по Кольскому меридиану в Баренцовом море—пересекает Нордкапское течение. Измеряя температуру воды на Кольском меридиане постоянно на одних и тех же географических координатах, мы по существу измеряем температуры различных водных масс.

Как мы видели (§ 12), для суждения об изменении температуры одних и тех же водных масс служит формула¹

$$\frac{dt}{dT} = \frac{\partial t}{\partial T} + u \frac{\partial t}{\partial x}.$$

Для возможности применения этой формулы необходимо делать поперёк данного течения, по крайней мере, два параллельных океанологических 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-му меридиану и по направлению Нордкап-остров Медвежий. При сравнении разрезов по Кольскому меридиану и по линии Нордкап-остров Медвежий выяснилось, что во все времена года первый разрез приблизительно на 1°,5 холоднее второго.

Что касается средней скорости Нордкапского течения от линии Нордкап-остров Медвежий до Кольского меридиана, то здесь мы располагаем данными ещё менее точными. Судя по имеющимся картам течений, надо считать, что атлантическим водам для прохождения от линии Нордкап-остров 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 приведённые формулы и расчёт к конкретному случаю, получаем, что, например, с 15 мая по 15 июня 1934 г. температура по Кольскому меридиану повысилась с 3°,22 до 4°,06, т. е. скорость изменения температуры в географических координатах равна 0°,84 в месяц.

Из вышеприведённой формулы (так как градиент температуры отрицателен) получаем, что скорость изменения температуры в океанологических координатах равна 0°,34 в месяц.

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 теплотёмкость воды считать равной единице, под каждым см. сантиметром 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 океанологических координатах было равно 1°,10, другими словами, каждый кв. сантиметр поверхности Нордкапского течения за это время отдал атмосфере 22 кг-кал.

Нетрудно подобными рассуждениями показать, что, несмотря на летнее повышение температуры разреза по Кольскому меридиану, почти балансирующееся с зимним охлаждением, ежегодно каждый кв. сантиметр Нордкапского течения (между Нордкапом и Кольским меридианом) отдаёт атмосфере, по крайней мере, 120 кг-кал.

Теплоотдача 120 кг-кал/см² в год получена при предположении, что разность между температурами на Нордкапом 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 этот ход значителен.

¹ Понятно, что приведённые рассуждения могут быть применены не только к тёплым, но и к холодным течениям (лишь знак градиента температуры меняется на обратный).

Что касается сезонных и вековых изменений скорости продвижения на восток нордкапских вод, 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/см², то ясно, что при изменении скорости только на 1 см/сек отдача тепла изменяется на 24 кг/кал см², т. е. значительно превосходит то, что получается при рассмотрении изменений температуры в географических координатах.

Приведённые рассуждения дают понятие о влиянии атлантических вод и, в частности, Нордкапского течения на климатические условия районов, куда проникают проносящиеся над Баренцовым морем и согреваемые им воздушные массы.

Южная часть Баренцова моря для суждения о приходе-расходе тепла представляется сравнительно простой. Для северной части этого моря вопрос обстоит значительно 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 льдообразовании значительные количества тепла и одновременно опресняющих или осолоняющих воды, усложняет подсчёт прихода-расхода тепла ещё тем, что в каждом окраинном море Арктического бассейна имеют место принос и вынос меняющегося от года к году количества льдов.

Считается, например, что из центральной части Северного Ледовитого океана через пролив Гренландия-Шпицберген ежегодно выносятся около 2500 км³ морского льда. Пренебрегая температурой этих льдов, мы получаем, что при их образовании морем было отдано атмосфере около 20·10¹⁸ кг-кал тепла. Это тепло безусловно сыграло свою роль в повышении температур воздуха над Арктическим бассейном.

Ещё сложнее обстоит вопрос о приходе-расходе тепла в таких морях, как Карское, Лаптевых и другие, где большую роль, кроме льдов, играет вынос тепла реками.

Л и т е р а т у р а: 34, 49, 62, 77, 124.

§ 26. Понятие о водном балансе

Круговорот влаги на Земле, по Брюкнеру, исходившему 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 числа лет, когда исключаются случайные годовые отклонения от нормы.

Считается, 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, распределяясь, однако, по океану далеко не равномерно. В низких широтах, за исключением приэкваториальной полосы северного полушария, испарение превышает осадки, и здесь идёт постоянное осолонение океана. Наоборот, в умеренных и высоких широтах осадки преобладают над испарением, и здесь происходит постоянное опреснение океана; общий баланс влаги поддерживается морскими течениями.

Для суждения о балансе воды и солёности в отдельных морях Мирового океана сделаем следующие предположения:

1) объём воды в данном море остаётся неизменным; другими словами, средний уровень моря не меняется;

2) средняя солёность 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 = испарению + отток воды в соседние моря.

Называя в этом равенстве пресным балансом: осадки + береговой сток — испарение и обозначая его через F , получаем формулу водного баланса:

$$V_1 + F = V_2, \quad (1)$$

где V_1 — объём воды, притекающей из соседних морей,
 V_2 — объём воды, вытекающей 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. Характерным примером первого случая является Средиземное море. Характерным примером второго — Черное море.

Для сохранения постоянства средней солёности моря (если пренебречь улетучиванием солей в атмосферу и осаждением их на дно моря) необходимо следующее равенство:

$$V_1 S_1 = V_2 S_2, \quad (2)$$

где S_1 — солёность вод, притекающих из океана,

S_2 — солёность вод, вытекающих из данного моря.

Из равенства (1) следует, что если в данном море пресный баланс равен нулю, т. е. осадки + береговой сток в точности равны испарению, то

$$V_1 = V_2, \quad (3)$$

откуда из равенства (2) получаем

$$S_1 = S_2. \quad (4)$$

Если S_1 больше S_2 , то водообмен с другими морями отрицателен; если S_1 меньше S_2 , то положителен.

Предположим теперь, что во всём море немедленно по поступлении в него чуждых вод идёт их полное перемешивание с основной массой воды данного моря. В таком случае после перемешивания с поступившими водами средняя солёность вытекающей воды равна средней солёности данного моря.

Перемешивание поступающих вод с основной массой воды данного моря никогда не происходит мгновенно, а, наоборот, требует больших промежутков времени. Вследствие этого обычно средняя солёность моря заключается между солёностями вытекающих и втекающих в данное море вод.

Несложные подсчёты показывают, что чем большие объёмы воды, по сравнению с объёмами поступающих и вытекающих из данного моря вод, проходят (благодаря перемешиванию) через пограничные поверхности (разделяющие друг от друга отдельные слои данного моря), тем ближе средняя солёность моря к солёности вытекающих вод. Таким образом средняя солёность моря тем ближе к солёности 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 солёности в каждом отдельном море проще всего получить, измеряя скорости течений и солёность на океанологических разрезах поперёк проливов, соединяющих данное море с прилегающими частями океана.

Необходимые формулы легко получаются из уже выведенных, а именно:

$$D = Q_1 u_1 - Q_2 u_2, \quad (5)$$

где Q_1 и Q_2 — площади поперечного сечения противоположно направленных потоков в проливах,

u_1 и u_2 — соответственные средние скорости этих потоков.

Формулы водного баланса можно представить иначе, а именно вместо (1) и (2) написать:

$$V + V_1 + F - V_2 = \text{const}, \quad (6)$$

$$VS + V_1 S_1 - V_2 S_2 = \text{const}, \quad (7)$$

где V — общий объём бассейна,

S — средняя солёность бассейна.

Понятно, что если, после того как установится равновесие, изменится одна из составляющих баланса, то это повлечёт за собою соответствующее изменение одной или нескольких составляющих формул баланса. Это изменение, конечно, совершится не сразу.

Предположим теперь, что, кроме водообмена с прилегающими бассейнами существует ещё и лёдообмен. В таком случае формулы баланса примут вид

$$V_1 + F + \delta V_1' = V_2 + \delta V_2', \quad (8)$$

где δ — плотность льда,

V_1' — объём вносимого в бассейн льда,

V_2' — объём выносимого льда;

$$V_1 S_1 + \delta V_1' S_i = V_2 S_2 + \delta V_2' S_i, \quad (9)$$

где S_i — солёность льда (предполагая, что солёность приносимого и выносимого из бассейна льда одна и та же).

Понятно, что если мы примем, что солёность льда равна нулю, то формула солевого баланса не изменится, а в формуле водного баланса лёд можно будет включить в пресный баланс.

Надо отметить, что приведённые формулы водного баланса можно использовать для решения многих задач океанологии, в частности и для теплового баланса. Как характерный пример можно привести следующие расчёты (Сомова) количества тепла, вносимого атлантическими водами в тепловой баланс Карского моря.

Пренебрегая для Карского моря приносом льдов из Арктического бассейна, Сомов из формул баланса путём подстановок получил:

$$V_1 = \frac{(F - \delta V_1') S_2 + \delta V_2 S_i}{S_1 - S_2}. \quad (10)$$

Принимая приближенно в этой формуле:

$F = 1\,300 \text{ км}^3/\text{год}$ (что соответствует, как мы видели, ежегодному береговому стоку, а осадками и испарением по их малости в первом приближении можно пренебречь),

V_2 — объём льда, выносимого из Карского моря (ориентировочно Сомов считает, что ежегодно из Карского моря выносится 480 км^3 льда, что при плотности льда, равной 0,9, эквивалентно 430 км^3 воды),

$S_2 = 32\text{‰}$ — средняя солёность Карского моря,

$S_i = 5\text{‰}$ — средняя солёность льдов,

$S_1 = 35\text{‰}$ — средняя солёность атлантических вод,

и подставляя эти величины в основную формулу, Сомов получает, что для сохранения средней солёности Карского моря требуется приток атлантических вод в размере $10\,000 \text{ км}^3/\text{год}$.

Считая, далее, что средняя температура атлантических вод, вливающих в Карское море около 80-й параллели, равна $1^\circ,5$ и что в течение зимы эти воды выхолаживаются до температуры $-1^\circ,5$, ежегодный принос тепла атлантическими водами будет равен

$$Q = 3 \cdot 10\,000 \cdot 10^{12} = 3 \cdot 10^{16} \text{ кг-кал.}$$

В конечном итоге всё тепло, принесённое атлантическими водами, отдаётся в атмосферу.

Площадь Карского моря к югу от 80-й параллели равна $750\,000 \text{ км}^2$. Отсюда получается, что море ежегодно отдаёт атмосфере за счёт тепла, принесённого атлантическими водами,

$$q = 4 \text{ кг-кал/см}^2.$$

Понятно, что тепловое влияние атлантических вод, вероятно, распространяется не на всё Карское море. Если ограничить рассматриваемую площадь с севера 80-й параллелью, с юга прямой линией Маточкин Шар-пролив Шокальского и с запада мыс Желания-Земля Франца-Иосифа, то площадь окажется равной $300\,000 \text{ км}^2$, а количество отдаваемого тепла увеличится, по Сомову, до $10 \text{ кг-кал/см}^2 \text{ год}$. Этого тепла достаточно, чтобы растопить лёд толщиной 125 см .

Понятно, что такие расчёты весьма важны и, несомненно, что по накоплении соответствующих данных они будут уточнены и распространены и на другие моря.

Л и т е р а т у р а: 62, 77, 108, 121, 125.

ГЛАВА III

ПЕРЕМЕШИВАНИЕ ВОД ОКЕАНА

§ 27. Понятие о перемешивании

В океане непрерывно действуют процессы, изменяющие вертикальное и горизонтальное распределение температуры и солёности (и других физико-химических характеристик).

Часть этих процессов, обусловленных жизнедеятельностью организмов, происходит во всей толще океана. Эти процессы, изменяя соотношения между химическими соединениями, содержащимися в морской воде в минимальных количествах, 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. п., развёртывается у самой поверхности океана. В дальнейшем воды, температура и солёность 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 гидрологические градиенты.

В результате всех этих процессов в океане создаются водные массы различных форм и размеров, отличающиеся одна от другой по температуре, солёности, содержанию кислорода и т. п. и отделяющиеся одна от другой поверхностями раздела, или иначе фронтальными поверхностями. В вертикальном разрезе эти водные массы представляются как наложенные друг на друга слои, причём, как правило, плотность верхних слоёв меньше плотности нижних слоёв. Уменьшение плотности с глубиной наблюдается в океане очень редко.

Но, как это видно из рассмотрения *TS*-диаграмм (§ 4), одну и ту же плотность можно получить при различных комбинациях температуры и солёности. Нормально температура с глубиной понижается, а солёность увеличивается, но нередко можно наблюдать аномалии вертикального распределения температуры и солёности. Заимствуя термины из метеорологии, я называю температурной инверсией повышение температуры, а солёностной инверсией уменьшение солёности по направлению к дну. Мы уже видели, что температура по направлению к дну может повышаться за счёт давления вышележащих слоёв. Такую инверсию я называю адиабатической температурной инверсией. Понятно, что, в противоположность обычной температурной инверсии, адиабатическую температурную инверсию можно наблюдать и в одной и той же водной массе. Продолжая аналогию, назовем уменьшение плотности по направлению к дну инверсией плотности.

Одновременно с созданием водных масс в океане действуют процессы, стремящиеся к выравниванию состояний и объединяемые общим названием — перемешивание.

Так, непрерывное и хаотически-равномерное тепловое движение молекул создаёт молекулярное перемешивание¹. Но наибольшее и решающее зна-

¹ Коэффициенты молекулярных диффузии, теплопроводности и трения настолько малы, что молекулярные процессы почти не оказывают влияния на режим океана и ими можно при решении общих вопросов пренебрегать.

чение в режиме океана имеет турбулентное перемешивание, разделяющееся на фрикционное и конвективное.

Под фрикционным понимается перемешивание, создаваемое неравномерным движением соприкасающихся водных масс, т. е. наличием вертикальных и горизонтальных градиентов скорости. Эти градиенты создают на поверхностях раздела водных масс вихри, проникающие из одной водной массы в другую и таким образом их перемешивающие.

Под конвективным понимается перемешивание, возникающее или в результате уменьшения плотности глубинных слоёв, или же в результате увеличения плотности поверхностных слоёв моря. В том и другом случае в толще воды возникают вертикальные токи, влекущие за собой перемешивание наложенных друг на друга слоёв.

Главным отличием конвективного перемешивания от фрикционного является то, что конвективное перемешивание может идти независимо от того, находятся ли данные слои в движении или нет, и что оно происходит только в вертикальном направлении. Фрикционное 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 фрикционным может возникнуть и конвективное перемешивание.

Фрикционное перемешивание может также вызвать конвективное, когда горизонтальные слои мало отличаются по плотности и когда перемешивание влечет за собой «уплотнение» слоёв.

Скорость перемешивания в вертикальном направлении в сильнейшей степени зависит от сопротивления, оказываемого перемешиванию отдельными слоями. Это сопротивление определяется устойчивостью слоёв, под которой, по Хессельбергу и Свердрупу, понимается величина

$$E = \frac{\partial \alpha}{\partial t} \frac{dt}{dz} + \frac{\partial \alpha}{\partial S} \frac{dS}{dz} - \frac{\partial \alpha}{\partial t} \frac{d\xi}{dz}, \quad (1)$$

где α — удельный объём,

t — температура,

S — солёность,

ξ — адиабатическое изменение температуры.

Формулу (1) можно представить иначе, а именно:

$$E = \frac{d\alpha}{dz} - \frac{\partial \alpha}{\partial t} \frac{d\xi}{dz}. \quad (2)$$

Первый член правой части этой формулы есть вертикальный градиент удельного объёма, а второй — поправка удельного объёма на адиабатическое изменение температуры.

Так как адиабатическая поправка очень мала, то для суждения об устойчивости верхних слоёв океана (где вертикальные градиенты удельного объёма велики) этой поправкой можно пренебрегать. На глубинах, где слои весьма однородны по температуре и солёности и где, следовательно, градиент удельного объёма весьма близок к нулю, адиабатическая поправка может играть решающую роль.

Обычно в океане устойчивость положительна, иными словами, более лёгкие слои подстилаются более тяжёлыми. Но в некоторых районах отрицательную устойчивость, или иначе инверсию плотности, можно наблюдать в промежуточных слоях, что объясняется наличием морских течений, налагающих друг на друга воды различного происхождения. Наконец, в отдельных случаях при перемешивании, создаваемом, например, сильным охлаждением в зимнее время, устойчивость может быть отрицательной и в верхних слоях. Это доказывает, что охлаждение поверхности моря идёт быстрее конвекции.

Иногда формулу (1) представляют так:

$$E = \frac{\partial \alpha}{\partial t} \left(\frac{dt}{dz} - \frac{d\xi}{dz} \right) + \frac{\partial \alpha}{\partial S} \frac{dS}{dz} = E_t + E_s, \quad (3)$$

где первый член есть устойчивость, определяемая градиентом и адиабатическим изменением температуры, а второй член — устойчивость, определяемая градиентом солёности.

Литература: 60, 62, 77, 155.

§ 28. Фрикционное перемешивание

Тонкая струя фуксина, введённая в медленно движущийся в стеклянной трубке поток жидкости, образует очень гладкую прямую нить. При увеличении скорости потока эта нить, пройдя некоторое расстояние, обрывается, после чего жидкость перемешивается и становится равномерно окрашенной. Первый вид движения называют слоистым или ламинарным, второй — вихревым или турбулентным.

Теоретические соображения и опыты Рейнольдса показали, что ламинарное движение в природе, повидимому, возможно только при очень медленных движениях воды в капиллярах грунта. Во всех остальных случаях мы имеем дело с турбулентным движением, характеризуемым 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;

3) всё движение мало зависит от вязкости жидкости.

Природа турбулентного движения недостаточно выяснена даже для однородных жидкостей, но его результаты легко обнаруживаются непосредственными наблюдениями. Действительно, только вертикальными и горизонтальными градиентами скорости можно объяснить наличие, например, в речных потоках множества взвешенных частиц земных пород с удельным весом 2,0-2,8, причём 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 океане всегда существуют факторы, создающие градиенты скорости. К такому относятся главным образом волнение, течения и приливо-отливные явления.

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 перемешивание.

Ветровое или волновое перемешивание играет роль, однако, только в 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, 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, 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, и то только в определённых районах океана. 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 фрикционного 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 всё 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 масса, движущаяся с большей скоростью, причём для того же эффекта разрыва поверхностей раздела и образования вихрей нужен значительно меньший градиент скорости, чем между воздухом и водой.

Чем меньше устойчивость слоёв и чем больше градиенты скорости, тем интенсивнее развиваются волны и вихри и тем сильнее идёт перемешивание. Отсюда вытекает, что возможность преодоления данной устойчивости и интенсивность перемешивания определяются величиной градиента скорости.

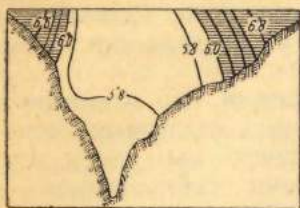


Рис. 13. Расположение изотерм в Горле Белого моря в августе.

Большие градиенты скорости создаются у дна, у берегов, в узкостях, на мелководьях и т. д. Например, воды, прилегающие к Горлу Белого моря как со стороны Баренцова, так и со стороны Белого моря, достаточно резко стратифицированы (переслоены). 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 придаёт

водам этого пролива 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.

На рис. 13 показано, по Вл. А. Березкину, распределение изотерм 13-17 августа 1926 г. в Горле Белого моря на разрезе Пулонга-Инцы в момент полной воды. На рисунке видно, что изотермы в некоторых частях разреза идут почти вертикально, хотя обычно в летнее время изотермы в поверхностных слоях моря располагаются почти горизонтально. Объясняется это сильным перемешиванием, возникающим здесь в результате сильных приливо-отливных течений.

В режиме открытого океана важную роль играет перемешивание, создаваемое ветром. Это перемешивание начинается у самой поверхности океана и постепенно распространяется на большую или меньшую глубину в зависимости от вертикального распределения плотности и от силы и продолжительности ветра.

Естественно, что чем менее переслоено море и чем меньше устойчивость, тем меньше необходимая для перемешивания работа ветра. Так, в юго-западной части Баренцова моря, где устойчивость поверхностных слоёв невелика, я нередко наблюдал после 2-3 суток штормовой погоды полное перемешивание поверхностных слоёв до глубины 30-40 м.

На рис. 14 показано сплошными линиями вертикальное распределение температуры, солёности и удельного объёма в начальный момент, пунктиром — распределение тех же элементов после ветрового перемешивания, распространя-

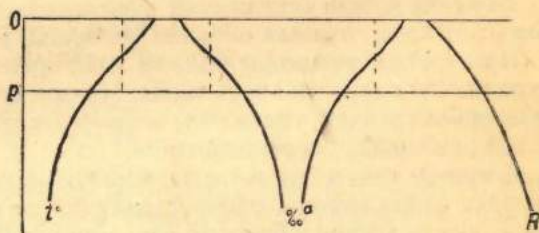


Рис. 14. Вертикальное распределение температуры, солёности и удельного объёма после ветрового перемешивания.

ющегося от поверхности моря до некоторой глубины. Кривая R показывает в условном масштабе работу ветра, затрачиваемую на фрикционное перемешивание от поверхности моря до заданной глубины.

Из рисунка видно, что отличительным признаком ветрового перемешивания является уничтожение устойчивости перемешавшихся слоёв и создание больших градиентов всех физико-химических характеристик морской воды на их нижней границе. На рисунке также видно, что при обычном распределении температур температура поверхности моря благодаря ветровому перемешиванию понижается, а на некоторой глубине повышается. Таким образом осуществляется передача тепла, поглощаемого поверхностными слоями, на глубину.

Надо особенно подчеркнуть значение ветрового перемешивания для теплового режима океана. Мы видели, что тепловая энергия солнечной радиации поглощается буквально первыми сантиметрами поверхностных слоёв моря. Фактически (если исключить перенос тепла течениями) только фрикционному перемешиванию, и в особенности ветровому, мы обязаны распределением поглощаемого поверхностными слоями тепла по глубине.

Но, с другой стороны, ветровое перемешивание созданием на нижней границе своего распространения больших градиентов плотности как бы самоограничивает глубину своего распространения. Это явление особенно сказывается при больших градиентах солёности в поверхностных слоях.

Л и т е р а т у р а: 15, 62, 77.

§ 29. Конвективное перемешивание

Как уже отмечалось, устойчивое равновесие неподвижных горизонтальных слоёв может существовать при условии, что более лёгкие слои подстилаются слоями более тяжёлыми. Говоря точнее, для равновесия необходимо, чтобы устойчивость слоёв была положительной. Как только это условие нарушается, на плоскостях раздела возникают вихри, перемешивающие эти слои. Таким образом по своему характеру конвективное перемешивание также является турбулентным процессом¹.

Предположим, что под влиянием того или иного фактора удельный объём первого сверху слоя начнёт уменьшаться. Одновременно начнёт уменьшаться и устойчивость между первым и вторым сверху слоями.

Устойчивость зависит от двух величин — от вертикального градиента удельного объёма (без поправок на сжимаемость) и от адиабатической поправки. Последней из-за её малого размера по сравнению с градиентами удельных объёмов верхних слоёв мы можем в наших рассуждениях пренебречь и считать, что для возможности перемешивания необходимо, чтобы удельный объём первого слоя стал равным удельному объёму второго сверху слоя.

Уменьшение удельного объёма морской воды может быть вызвано или увеличением её солёности, или же изменением температуры, приближающим последнюю к температуре наибольшей плотности.

Увеличение солёности поверхностных слоёв 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 , причём

$$h = i \frac{\delta_i}{\delta_w}, \quad (1)$$

где δ_i — плотность льда,
 δ_w — плотность воды.

Понятно, что после выделения льда солёность оставшегося столба воды повысится на ΔS .

¹ Теоретически при отсутствии турбулентности равновесие может существовать даже при некоторой отрицательной устойчивости.

По правилу смешения получаем

$$Sz = hS_i + (z - h)(S + \Delta S), \quad (2)$$

откуда увеличение солёности будет равно

$$\Delta S = \frac{(S - S_i)h}{z - h}. \quad (3)$$

Пренебрегая в знаменателе этой формулы толщиной льда ввиду её малости по сравнению с толщиной слоя, из которого лёд образовался, а также считая отношение плотностей льда и воды приблизительно равным 0,9, получаем

$$\Delta S = \frac{0,9(S - S_i)i}{z} \quad (4)$$

и

$$i = \frac{1,1 z \Delta S}{S - S_i}. \quad (5)$$

Если солёность льда принять равной нулю, получаем более простые формулы

$$\Delta S = \frac{0,9 i S}{z}, \quad (6)$$

$$i = \frac{1,1 z \Delta S}{S}. \quad (7)$$

Рассуждая аналогично, получаем, что увеличение солёности слоя при испарении будет равно

$$\Delta S = \frac{aS}{z}, \quad (8)$$

где z — попрежнему толщина однородного слоя солёностью S ,
 a — высота испарившегося слоя.

Для воды, солёность которой больше $24,7\text{‰}$, температура наибольшей плотности лежит ниже температуры замерзания, и поэтому для такой воды 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 ($S > 24,7\text{‰}$) для уменьшения удельного объёма надо отнять от рассматриваемого слоя некоторое количество теплоты. Относя это количество теплоты к 1 см^2 поверхности моря, считая теплоёмкость воды равной единице и измеряя толщину слоя в метрах, получаем

$$\Delta t = \frac{\Delta Q}{100 z}, \quad (9)$$

где Δt — понижение температуры слоя толщиной z метров,

ΔQ — количество теплоты в грамм-калориях, отнятое с 1 см^2 поверхности моря.

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 α_1 и α_2 и высотами слоёв z_1 и z_2 . Естественно, по сказанному выше, что после полного перемешивания этих слоёв общая толщина перемешавшихся слоёв будет равна $z_{1,2} = z_1 + z_2$, а общий удельный объём будет равен удельному объёму нижнего слоя, т. е. $\alpha_{1,2} = \alpha_2$.

Предположим, далее, что уменьшение удельного объёма верхнего слоя произошло исключительно за счёт изменения его температуры на Δt . В таком случае общую солёность перемешавшихся слоёв мы найдём по формуле смешения, а именно:

$$S_{1,2} = \frac{S_1 z_1 + S_2 z_2}{z_1 + z_2}. \quad (10)$$

Общая температура после смешения получится по формуле

$$\frac{(t_1 + \Delta t_1) z_1 + t_2 z_2}{z_1 + z_2} = \frac{t_1 z_1 + t_2 z_2}{z_1 + z_2} + \frac{z_1}{z_1 + z_2} \Delta t_1 = t_{1,2} + \frac{z_1}{z_1 + z_2} \Delta t_1, \quad (11)$$

где $S_{1,2}$ и $t_{1,2}$ означают соответственно среднюю солёность и среднюю температуру слоёв до начала конвективного перемешивания.

Аналогично, при условии, что уменьшение удельного объёма первого слоя, вызвавшее перемешивание, произошло исключительно за счёт увеличения его солёности на ΔS_1 , мы получим общие после перемешивания солёность и температуру по формулам

$$\frac{S_1 z_1 + S_2 z_2}{z_1 + z_2} + \frac{z_1}{z_1 + z_2} \Delta S_1 = S_{1,2} + \frac{z_1}{z_1 + z_2} \Delta S_1, \quad (12)$$

$$\frac{t_1 z_1 + t_2 z_2}{z_1 + z_2} = t_{1,2}. \quad (13)$$

В этих формулах Δt_1 и ΔS_1 суть изменения температуры или солёности первого слоя, необходимые для того, чтобы его удельный объём стал равным удельному объёму второго слоя.

Вычислить, однако, величины Δt_1 и ΔS_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. 15 представлена часть TS -диаграммы. Пусть точка A соответствует элементам первого слоя и BC является частью изолинии удельного объёма второго слоя. Естественным, что для того, чтобы удельный объём первого слоя стал равен удельному объёму второго слоя, необходимо или изменить температуру на величину $AB = \Delta t$, или же изменить солёность на величину $AC = \Delta S$.

После того как величина Δt_1 или ΔS_1 по TS -диаграмме определена, общие солёность и температуру двух верхних перемешавшихся слоёв легко определить по приведённым выше формулам. Для определения возможности перемешивания со следующими сверху слоями рассуждаем аналогично предыдущему.

На рис. 16 сплошными кривыми схематически показано нормальное вертикальное распределение температуры, солёности и удельного объёма в начальный момент; пунктиром — распределение тех же элементов после конвективного перемешивания от поверхности моря до некоторой глубины, вызванного исключительно понижением температуры, чёрточками — вызванного исключительно за счёт повышения солёности поверхностных слоёв. Как это видно из рисунка, конвективное перемешивание, в противоположность фрикционному, не создаёт на нижней границе своего распространения больших градиентов удельного объёма и, следовательно, большой устойчивости. Кроме того, конвективное перемешивание за счёт понижения температуры обычно создаёт на нижней своей границе инверсию температуры.

Конвективное перемешивание, так же как и фрикционное, не происходит мгновенно, а требует для своего завершения известных промежутков времени.

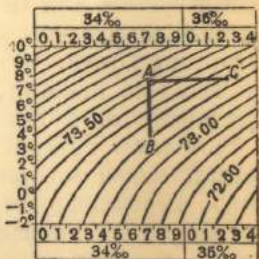


Рис. 15. Определение по TS -диаграмме изменения температуры или изменения солёности, необходимых для изменения удельного объёма до заданной величины.

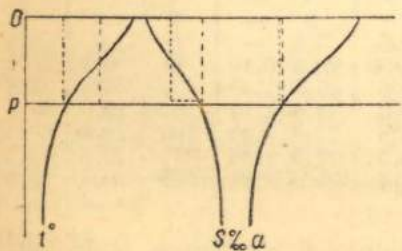


Рис. 16. Вертикальное распределение температуры, солёности и удельного объёма после конвективного перемешивания.

В общем это происходит тем быстрее, чем больше отрицательная устойчивость, обуславливающая его возникновение. Именно по отрицательным устойчивостям, иногда наблюдаемым в поверхностных, промежуточных и глубинных слоях океана, мы можем судить об идущем процессе конвективного перемешивания.

Л и т е р а т у р а: 47, 62, 77.

§ 30. Вертикальная зимняя циркуляция

Понижение температуры поверхностных слоёв моря (если рассматривать воду с солёностью, большей $24,7\text{‰}$) вызывает уменьшение их удельного объёма, а следовательно, если последнее значительно, то и конвективное перемешивание. Поэтому в районах моря с достаточно выраженным суточным ходом температуры поверхностных слоёв днём наблюдается некоторое повышение температуры (и благодаря испарению некоторое осолонение), а ночью похолодание и конвективное 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, создающего так называемую вертикальную зимнюю циркуляцию.

Ввиду особого значения вертикальной зимней циркуляции для режима океана, и в частности Арктического бассейна, рассмотрим происходящие при этом явления более подробно, причём из-за невозможности выразить простыми формулами соотношения между температурой, солёностью и удельным объёмом воспользуемся для последующих рассуждений каким-нибудь произвольно выбранным примером.

Предположим, что в некоторой точке моря к началу зимнего охлаждения наблюдалось некоторое распределение температуры и солёности, изменявшееся в дальнейшем исключительно за счёт отдачи морем тепла атмосфере.

Вычислим средние температуры и солёности между поверхностными слоями и соответствующим горизонтом и примем во внимание, что для того, чтобы конвективное перемешивание дошло до данного горизонта, удельный объём верхних перемешанных конвекцией слоёв должен стать равным удельному объёму на данном горизонте до начала перемешивания.

Таблица 23

Элементы вертикальной зимней циркуляции

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
p	t°	S	v_t	t_m	S_m	S_z	t_e	$t_m - i_c$	q_t	ΔS	i	q_i	q
0	9,10	30,62	76,84	9,1	30,62	29,46	9,1	0	0	—	0	0	0
5	8,96	30,62	76,82	9,0	30,62	29,48	9,0	0	0	—	0	0	0
10	9,00	30,62	76,82	9,0	30,62	29,48	9,0	0	0	—	0	0	0
15	8,69	31,15	76,38	8,9	30,75	30,05	6,4	2,5	3,8	—	0	0	3,8
20	6,16	31,69	75,67	8,4	30,81	30,99	-1,7	10,1	20,2	0,18	13	0,9	21,1
25	1,22	32,84	74,35	7,2	31,13	32,62	-1,8	9,0	22,5	1,49	132	9,3	31,8
30	0,07	33,04	74,15	6,2	31,51	32,96	-1,8	8,0	24,0	1,45	152	10,9	34,9
40	-0,62	33,46	73,80	4,6	31,92	33,41	-1,8	6,5	26,0	1,49	206	14,8	40,8
50	-1,56	34,16	73,23	3,7	32,29	34,15	-1,8	5,5	27,5	1,86	317	22,8	49,3
65	-1,67	34,43	73,01	3,5	32,73	34,44	-1,9	4,4	28,6	2,31	505	36,4	65,0

В табл. 23 приведены результаты соответствующей обработки выбранных в качестве примера данных.

В этой таблице приняты следующие обозначения:

Ст. 1. p — глубина в метрах.

Ст. 2. t° — температура на данном горизонте до начала перемешивания.

Ст. 3. S — солёность на данном горизонте до начала перемешивания.

Ст. 4. v_t — условный удельный объём на данном горизонте.

Ст. 5. t_m — средняя температура от поверхности моря до данного горизонта, вычисленная по общей формуле смешения:

$$t_m = \frac{\sum t \Delta p}{\sum \Delta p},$$

где t — средняя температура между горизонтами до начала перемешивания, Δp — расстояние между горизонтами в метрах.

Ст. 6. S_m — средняя солёность от поверхности моря до данного горизонта, вычисленная по той же формуле.

Ст. 7. S_z — солёность, соответствующая удельному объёму данного горизонта и температуре замерзания.

Солёность S_z находится или по Океанологическим таблицам, или по TS -диаграмме. Для последнего идём по изолинии, соответствующей данному удельному объёму до тех пор, пока не дойдём до линии температуры замерзания, и затем с горизонтальной оси TS -диаграммы снимаем соответствующую солёность. Это и будет солёность S_z .

Ст. 8. t_c — общая температура перемешавшихся слоев. Находится по TS -диаграмме, как соответствующая удельному объёму и средней солёности перемешавшихся слоёв на данном горизонте.

Заметим, что пока солёность S_m больше солёности S_z , температура t_c может иметь различные значения. Если S_z больше S_m , то температура t_c всегда равна температуре замерзания.

Ст. 9. Разность столбцов 5 и 8, или $t_m - t_c$.

Ст. 10. q_t — количество тепла в килограмм-калориях, отдаваемого при конвективном перемешивании (доходящем до данного горизонта) каждым кв. сантиметром поверхности моря при условии, что средняя температура перемешавшихся слоев понизится от t_m до t_c . Вычисляется по формуле

$$q_t = 0,1 (t_m - t_c) p.$$

Теплоёмкость воды при этом вычислении принимается равной единице.

Ст. 11. ΔS — осолонение перемешанных до данного горизонта слоёв, необходимое для того, чтобы общий удельный объём этих слоёв при температуре замерзания равнялся удельному объёму, наблюдаемому на данном горизонте. Вычисляется как разность столбцов 7 и 6 по формуле

$$\Delta S = S_z - S_m$$

и вносится в таблицу только при условии, что эта разность положительна.

Ст. 12. i — толщина (в сантиметрах) льда, образующегося при конвективном перемешивании до данного горизонта. Вычисляется по формуле

$$i = \frac{100 p \Delta S}{S_m},$$

где ΔS взято из ст. 11, S_m — из ст. 6. В этой формуле принимается, что плотность льда равна 0,9, а солёность льда равна нулю.

Ст. 13. q_i — количество тепла в килограмм-калориях, отдаваемого каждым кв. сантиметром поверхности моря, при условии конвективного перемешивания, доходящего до данного горизонта, и образования льда толщиной i . Вычисляется по формуле

$$q_i = 0,072 i,$$

где i — толщина льда в сантиметрах, взятая из ст. 12. В формуле принято, что плотность льда равна 0,9, а теплота плавления 80 г-кал.

Ст. 14. $q = q_t + q_i$ — сумма тепла, отдаваемого каждым кв. сантиметром при охлаждении моря до температуры t_c (ст. 8), и тепла, отдаваемого при образовании льда толщиной i . Вычисляется как сумма столбцов 10 и 13.

Из указанной таблицы следует, что в данном примере конвективное перемешивание, распространяющееся до 15 м, не требует никакого льдообразования

и при этом температура этих 15 м понижается от $t_m = 9^\circ,1$ (ст. 5 таблицы) до $t_c = 6^\circ,4$ (ст. 8). Но если перемешивание доходит до глубины 20 м, то не только температура всего двадцатиметрового слоя становится равной температуре заморзания, но на поверхности моря образуется лёд толщиной 13 см (ст. 12).

Далее из этой же таблицы видно, что для того, чтобы вертикальная зимняя циркуляция дошла до дна (до 65 м), необходимо, чтобы поверхность моря в рассматриваемом случае отдала атмосфере 65 кг-кал/см² и чтобы при этом образовался лёд толщиной 505 см.

Наконец из этой же таблицы мы видим, что при конвективном перемешивании до любого горизонта температура перемешавшихся слоёв (t_c) всегда ниже температуры на том же горизонте до начала перемешивания (t), что означает создание инверсии температуры.

Данные этой таблицы представлены графически на рис. 17.

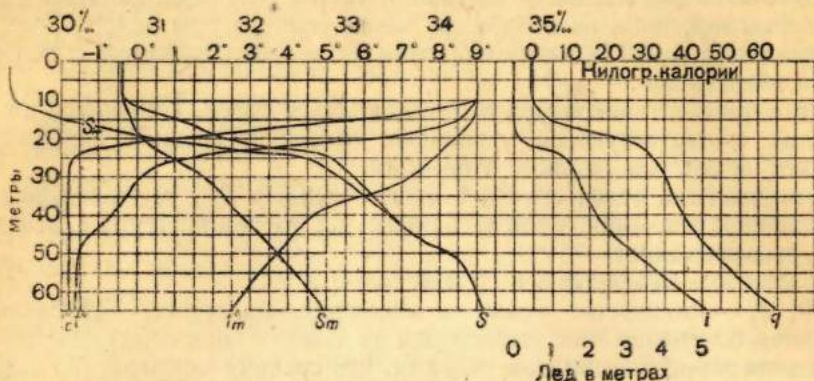


Рис. 17. Элементы вертикальной зимней циркуляции в Беринговом море.

На этом рисунке по вертикали отложены горизонты от поверхности моря, а по горизонтали — температура t_m , солёности S_m и S , толщина льда i и общее количество тепла q , отдаваемое морем атмосфере при вертикальной зимней циркуляции; соответствующие точки соединены затем плавными кривыми.

Понятно, что на рисунке мы по кривой t_m легко определяем, какова средняя температура от поверхности до любого горизонта. По кривой S_m мы решаем ту же задачу и для солёности. Кривые количества тепла и толщины образовавшегося льда позволяют судить об этих величинах при вертикальной циркуляции, распространяющейся до любого горизонта. Построенные таким образом кривые позволяют ответить на следующие вопросы: какое количество тепла должно быть отдано морем атмосфере, чтобы вертикальная циркуляция дошла до данного горизонта; сопровождается ли это образованием льда, а если да, то какой толщины; до какой глубины дойдёт циркуляция, если образовался лёд данной толщины и т. п.

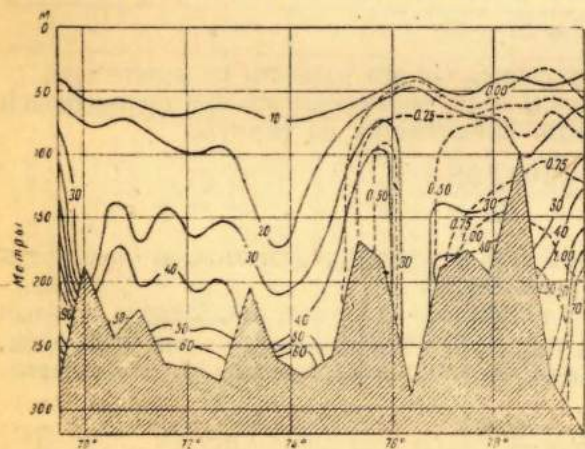


Рис. 18. Изолинии теплоотдачи при вертикальной зимней циркуляции в Баренцевом море.

На рис. 18 показаны вычисленные мною для Баренцева моря описанным приёмом изолинии теплоотдачи в килограмм-калориях с кв. сантиметра поверхности моря при вертикальной циркуляции, доходящей до данной глубины. Пунктиром показаны изолинии толщины льда (в метрах), образующегося при

перемешивании до данного горизонта. Наблюдения эти были сделаны Океано-графическим институтом по Кольскому меридиану (33° 30' в. д.) в августе 1931 г.

Из рисунка видно, насколько глубже проникает вертикальная зимняя циркуляция при том же количестве тепла, отданного морем атмосфере, например у 74° с. ш., по сравнению с прибрежным районом (69° 30' с. ш.). В первом случае при 20 кг-кал/см², отданных атмосфере, вертикальная циркуляция спускается до 175 м, во втором — она доходит только до 65 м.

Объясняется это явление большими вертикальными градиентами солёности на прибрежных станциях, где эти градиенты создаются береговым стоком. Нетрудно из изложенного видеть, что вертикальная циркуляция доходит до дна, в первую очередь, на прибрежных мелководьях и на отдельных банках в открытых частях моря.

На рис. 19 показаны изотермы на одном из разрезов, сделанных «Персеем» в Баренцовом море в марте 1934 г. Как и следовало ожидать, особенно у берега, где конвективное перемешивание соединяется с фрикционным и где отдача тепла морем атмосфере зимой значительней, чем в открытом море, изотермы совершенно вертикальны, что всегда является показателем конвективного перемешивания

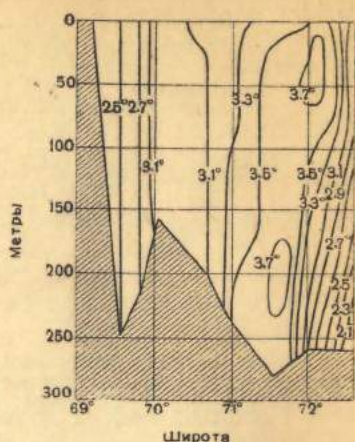


Рис. 19. Влияние вертикальной циркуляции на распределение температур.

Литература: 47, 62, 65, 77.

§ 31. Показатель замерзания

На рис. 17 обращает на себя внимание точка пересечения кривых S_m и S_z . Значение этой точки заключается в том, что вертикальная циркуляция может дойти до горизонта, на котором расположена эта точка, исключительно за счёт понижения температуры поверхностных слоёв моря. Для того чтобы вертикальная циркуляция проникла глубже этой точки, уже необходимо осолонение поверхностных слоёв, а следовательно, и образование льда.

На рисунке кривые S_m и S_z пересекаются на глубине 18 м. Для этой глубины

$$S_m = S_z = 30,70\text{‰},$$

$$t_m = 8^{\circ},6,$$

$$\tau = -1^{\circ},7.$$

Отсюда получаем

$$t_m - \tau = 10^{\circ},3,$$

$$q_z = 0,1 (t_m - \tau) p_z = 18,5 \text{ кг-кал/см}^2,$$

где p_z — глубина, до которой вертикальная циркуляция может дойти без образования льда (в данном примере она равна 18 м); эту глубину я называю критической глубиной вертикальной циркуляции.

q_z — количество тепла, которое при этом должно быть отдано атмосфере; эту величину я назвал показателем замерзания моря.

В предыдущем параграфе указан ход полного расчёта вертикальной зимней циркуляции. Естественно, что даже при таком расчёте вычисления надо доводить только до горизонта, на котором количество тепла, отдаваемого при вертикальной циркуляции атмосфере, не превышает общего количества тепла, отдаваемого морем атмосфере в данном районе за зиму.

Если мы ограничим задачу только определением показателей замерзания, то вычисление элементов конвективного перемешивания от поверхности моря и до дна является излишним. Его надо доводить только до горизонта, на котором t_m и S_z сравниваются.

Мы предполагали, что вертикальное распределение температуры и солёности на океанологической станции, данные которой приведены в табл. 23, изменяется только в результате вертикальной зимней циркуляции. Но предположим, что перед самым началом этой циркуляции слои от поверхности моря до глубины 25 м будут перемешаны ветром.

Из табл. 23 не трудно видеть, что при этом условии общая температура перемешавшихся слоёв будет равна $7^{\circ},2$ и общая солёность $31,13\text{‰}$, чему соответствует удельный объём 76,21. Для того чтобы охладить этот 25-метровый слой до $-1^{\circ},7$, т. е. до температуры замерзания, море должно отдать атмосфере не менее $22,3 \text{ кг-кал/см}^2$.

Но мы видели, что на рассматриваемой станции при охлаждении в спокойных условиях критическая глубина вертикальной циркуляции была равна только 18 м, причём количество отданного атмосфере тепла было равно только $18,5 \text{ кг-кал/см}^2$.

Таким образом получаем, что если перед началом охлаждения поверхностные слои данной станции будут перемешаны до глубины 25 м, то до начала образования льда атмосфере должно быть отдано на $3,8 \text{ кг-кал/см}^2$ больше, чем при спокойных условиях. Надо отметить, что такое увеличение показателя замерзания имеет место только при условии, что ветровое перемешивание захватывает слои глубже критической глубины вертикальной циркуляции — в нашем примере ниже 18 м. Но если при том же условии ветровое перемешивание доходит до горизонта температурной инверсии (если таковая в данном районе существует), то увеличение показателя замерзания может быть настолько велико, что образование льда в данном районе может стать совершенно невозможным. Это обстоятельство надо иметь в виду при вычислении показателей замерзания.

Понятно из всего изложенного, что если мы в предзимний период сделаем на интересующем нас участке сетку океанологических станций, нанесём на план вычисленные для каждой из них в отдельности описанным выше приёмом показатели замерзания и проведём соответствующие изолинии, то мы сможем в первом приближении судить о том, на какой из станций при прочих равных условиях температура поверхности моря раньше всего снизится до температуры замерзания и на какой позже всего, или, иными словами, где раньше и где позже начнётся образование льда.

Понятно, что если бы, кроме показателей замерзания, мы знали для отдельных районов моря скорость охлаждения, иными словами, количество тепла, отдаваемого поверхностью моря атмосфере за сутки при разных условиях, то, учитывая эти условия, мы могли бы приблизительно судить о времени начала замерзания.

Л и т е р а т у р а : 65.

§ 32. Особенности вертикальной зимней циркуляции на мелководьях

Предположим, что по наблюдениям горизонтальные океанологические градиенты в начальный момент на рассматриваемом участке моря равны нулю, а вертикальные — одинаковы, т. е. что море состоит из горизонтальных однородных по температуре и солёности слоёв. Предположим далее, что в некоторый момент вертикальная циркуляция распространилась до вершины подводной банки (рис. 20).

С этого момента начнётся «вентиляция» вершины банки, заключающаяся в том, что поверхностные слои, обогащённые кислородом в результате обмена с атмосферой и в результате фотосинтетической деятельности растений, будут непрерывно смешиваться с придонными слоями, обогащёнными питательными веществами.

При дальнейшем охлаждении поверхности моря нижняя граница вертикальной циркуляции опустится еще более. Но при этом

Рис. 20. Схема сползания охлаждённых вод вдоль склонов берега.

естественно, что вода над вершиной банки охладится несколько больше и соответственно её плотность станет несколько больше, чем над более глубокими местами. В результате

более холодные, тяжёлые воды начнут сползать со склонов банки до тех пор, пока они не спустятся до горизонта с равной плотностью. В свою очередь, сползание воды со склонов вызовет как компенсацию подъём глубинных вод и создаст циркуляцию, показанную на рис. 20 стрелками.

Надо отметить, что такое явление имеет существенное значение только при сравнительно высоких начальных температурах поверхностных слоёв моря. Действительно, мы видели, что при температурах, близких к температуре замерзания, изменение температуры почти не отражается на плотности. Другое дело, когда вертикальная циркуляция сопровождается льдообразованием и сопутствующим ему осолонением.

Если глубина банки меньше критической глубины вертикальной циркуляции, то естественно, что над ней температура воды раньше понизится до температуры замерзания и раньше начнётся льдообразование.

Дальше мы видели, что осолонение моря при образовании льда, если принять, что солёность льда равна нулю, определяется формулой

$$\Delta S = \frac{0,9i}{p} S,$$

где i — толщина льда,

S — солёность воды, из которой лёд образовался,

p — глубина распространения вертикальной зимней циркуляции.

Предполагая, что начальная солёность равна $15^{\circ}_{\text{‰}}$, а толщина образующегося за зиму льда равна 2 м, что для района Новосибирских островов, например, является обычным, получим, что к концу зимы солёность на 10-метровых глубинах повысится до $17,6^{\circ}_{\text{‰}}$ и на 5-метровых глубинах до $20,4^{\circ}_{\text{‰}}$, что создаст в первом случае условную плотность 14,12 и во втором — 16,38. Понятно, что такая большая разность в плотностях непременно повлечёт за собою сползание холодных и осолонённых вод на более глубокие места или, во всяком случае, на более глубокие горизонты. Естественно, что такие же явления наблюдаются у берегов, в особенности у берегов отмелей, и осуществляются в очень больших масштабах в замерзающих районах океана, в частности в Арктическом бассейне.

Литература: § 62, 77.

§ 33. Холодный промежуточный слой

Вертикальная зимняя циркуляция продолжается до тех пор, пока продолжается охлаждение, и в момент её прекращения характеризуется количеством отданного морем тепла, толщиной перемешавшихся слоёв и их общей температурой. Последняя в случае льдообразования, понятно, равна температуре замерзания, а при отсутствии льдообразования может быть — в зависимости от вертикального градиента солёности — и выше и ниже температуры нижележащих слоёв.

Предположим, что температура перемешавшихся слоёв ниже, как это бывает в большинстве случаев, температуры слоёв, не захваченных вертикальной циркуляцией (инверсия температуры), и пусть нижняя граница циркуляции в момент её прекращения определяется глубиной p' . Вертикальное распределение температур схематически изобразится при этом кривой $abcd$ (рис. 21). Предположим далее, что в тот же момент начался летний прогрев верхних слоев моря, постепенно распространяющийся на всё большую и большую глубину. Соответственно (если прогрев проходит в спокойных условиях) верхние слои прогреются, и вертикальное распределение температур изобразится кривой $a'bcd$. Таким образом в результате зимнего охлаждения и последующего летнего прогрева между горизонталями p и p' создается холодный промежуточный слой.

Понятно, что с течением времени холодный промежуточный слой, не поддерживаемый более охлаждением сверху, будет постепенно уничтожаться: снизу фрикционным перемешиванием с нижележащими слоями, сверху продолжающимися прогревом и фрикционным перемешиванием с верхними, более прогретыми слоями, что на температурной кривой скажется постепенным уничтожением точек перегиба, как это показано на рис. 21 пунктиром.

Если зимнее охлаждение по сравнению с летним прогревом было недостаточно интенсивно, то с течением времени всякие следы холодного промежуточного слоя исчезают. В обратном случае его следы остаются даже к началу нового охлаждения.

Холодный промежуточный слой, образующийся в результате вертикальной зимней циркуляции и летнего прогрева, характерен в весеннее и летнее время для всех морей умеренного и полярного поясов с значительными вертикальными градиентами солёности. В зависимости от местных условий холодный промежуточный слой может быть временным, исчезающим в течение лета, и постоянным, сохраняющимся в течение многих лет. В зависимости также от местных условий температура холодного промежуточного слоя может быть сравнительно очень высокой и очень низкой — близкой к температуре замерзания.

Чем меньше летний прогрев и чем сильнее зимнее охлаждение, тем на большую глубину опускается нижняя граница холодного промежуточного слоя и тем ниже его температура.

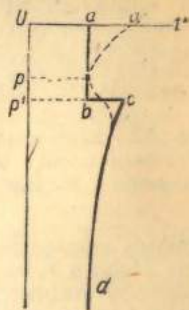


Рис. 21. Образование холодного промежуточного слоя

Там, где вертикальная зимняя циркуляция сопровождается льдообразованием, температура холодного промежуточного слоя понижается до температуры замерзания.

В табл. 24 и 25 приводятся два характерных примера весеннего и летнего распределения температур и солёностей в районах льдообразования.

Таблица 24

Берингово море, 14 июля 1932 г., 52°42' с. ш., 150°03' в. д.

p . .	0	10	25	30	40	75	100	150	300	500
t° . .	10,80	4,22	0,86	0,70	-0,06	-0,30	-0,22	0,00	1,11	3,35
$S^{\circ}/_{00}$.	28,59	32,27	32,72	32,90	33,06	33,26	33,35	33,33	33,53	34,04

Таблица 25

Баренцово море, 25 августа 1931 г., 79°03' с. ш., 37°02' в. д.

p . .	0	10	25	50	75	100	150	200	250	270
t° . .	2,44	2,43	2,44	-1,71	-1,45	-1,26	-1,35	0,59	0,81	0,86
$S^{\circ}/_{00}$.	33,81	33,82	33,85	34,29	34,37	34,47	37,74	34,86	34,88	34,96

В Беринговом море благодаря летнему прогреву и перемешиванию выраженность холодного промежуточного слоя к середине июля значительно уменьшилась. В Баренцовом море к концу августа на глубине 50 м ещё сохранилась температура замерзания, главным образом потому, что эта станция расположена вблизи отступающей кромки плавучих льдов. Последние же препятствуют проникновению на глубины солнечной радиации, 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 лёд лишь заносится ветром и течениями, образования холодного промежуточного слоя не наблюдается.

На рис. 22 показаны изотермы разреза, сделанного нами на «Персее» 5-10 августа 1928 г. в Баренцовом море вдоль кромки тающих льдов. Из рисунка видно, что на всём разрезе приблизительно между горизонтами 20 и 120 м наблюдался мощный холодный промежуточный слой с температурами значительно ниже -1° .

В районах моря, где вертикальная зимняя циркуляция захватывает вершины подводных возвышенностей и банок, явление холодного промежуточного слоя представляет некоторые особенности.

Предположим, что в тот момент, когда нижняя граница вертикальной зимней циркуляции заняла некоторое положение ниже вершины подводной возвышенности, зимнее охлаждение прекратилось и в связи с начавшимся летним прогревом образовался холодный промежуточный слой. Постепенно, благодаря поглощению солнечной радиации и фрикционному перемешиванию этот слой будет уничтожаться сверху. На глубоких местах он, кроме того, будет уничтожаться фрикционным перемешиванием снизу. Если рассматриваемая подводная возвышенность лежит на пути тёплого течения, как это имеет место, например, в южной части Баренцова моря, то к эффекту радиации и фрикционного перемешивания и сверху и снизу прибавляется эффект смывания остатков зимнего режима тёплыми водами. Так как скорость течения над подводными возвышенностями меньше, чем над глубокими желобами, то отсюда естественно, что последний эффект в желобах больше.

Л и т е р а т у р а: 47, 62.

§ 34. Слой скачка

Слой, в котором соответственные вертикальные градиенты велики, называется слоем скачка: температуры, солёности, содержания кислорода, плотности и т. д., в зависимости от того, какая именно из океанологических характеристик в данном слое изменяется наиболее быстро.

Особое значение в жизни океана имеет, понятно, слой скачка плотности, означающий большую устойчивость поверхности, разделяющей данные слои.

Как мы видели (§ 27), общая устойчивость слоёв складывается из устойчивости, определяемой вертикальным распределением температуры, и устойчивости, определяемой верти-

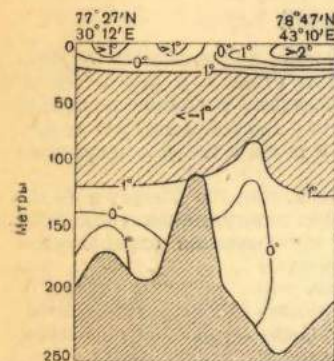


Рис. 22. Холодный промежуточный слой в Баренцовом море в августе 1928 г.

кальным распределением солёности. Отсюда следует, что наибольшая устойчивость создаётся тогда, когда температурная и солёностная устойчивости складываются, как это, например, бывает при одновременном нагревании и опреснении поверхностных вод или при наложении более пресных и более тёплых прибрежных вод на более солёные и холодные воды океана.

Вообще, как правило, в поверхностных слоях низких широт преобладает слой температурного скачка, ослабляющийся, а иногда и уничтожающийся конвекцией за счёт увеличения солёности 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 солёностного скачка, образующийся в результате повышения температуры и таяния льдов и уничтожающийся зимой при льдообразовании. Таким образом в зависимости от местных условий слой скачка плотности может быть или временным, или сезонным, или постоянным. В широких пределах колеблются в зависимости от местных условий и глубины залегания слоя скачка.

Мы видели, что если устойчивость слоёв велика, то фрикционное перемешивание весьма затрудняется или даже почти прекращается. Слой в этом случае как бы скользят друг по другу, и циркуляция в каждом из них носит изолированный характер, напоминающий циркуляцию на мелководьях, где течение на верхних горизонтах может быть направлено в одну сторону, а в нижних — для компенсации в противоположную.

Ярко выраженный слой скачка плотности в некоторых районах океана создаёт и другие весьма интересные явления, как например, явления «мёртвой воды», «жидкого грунта» и т. п.

Если слой скачка расположен не глубоко от поверхности моря (в пределах осадки судов), то при прохождении судна в слое скачка создаются волны, увеличивающие сопротивление воды. Суда при этом сильно теряют скорость. Так, скорость «Фрама», попавшего 29 августа 1893 г. в район мёртвой воды у берегов Таймырского полуострова, уменьшилась с 4,5 до 1 узла.

Понятие о «жидком грунте» создано в связи с развитием подводного плавания. Подводные лодки в районах, где наблюдается резкий слой скачка плотности, опускаясь на глубину, уравнивают свою пловучесть таким образом, чтобы тонуть в верхнем слое и всплывать в нижнем. В таком случае лодки могут лежать без движения на слое скачка, как на настоящем грунте.

Л и т е р а т у р а : 62, 103.

§ 35. Передача температурных аномалий океана на расстояние

Как только поверхностная температура некоторого района океана по тем или иным причинам отклонится от нормы, немедленно начинается передача этой аномалии на глубину (перемешиванием) и в горизонтальном направлении (течениями).

Предположим, что в средней части прямоугольного канала, по всей ширине которого проходит вызванное какими-то силами течение, создалась аномалия температуры. Эта аномалия тотчас же отразится на наклоне продольного уровня канала. Нетрудно видеть, что при отрицательной аномалии в части канала, расположенной вверх по течению, скорость течения увеличится, а в части канала, расположенной вниз по течению, уменьшится. Наоборот, при положительной аномалии скорость течения вверх по течению уменьшится, а вниз по течению увеличится.

Таким образом всякая температурная аномалия неизбежно создаёт аномалию скорости течения, причём, если температура где-то вверх по течению аномально повышается, то это вызывает повышение скорости вниз по течению, и наоборот.

Предположим далее, что мы имеем дело с тёплым течением, т. е. с таким, у которого вниз по течению температура понижается (Нордкапское, Шпицбергенское, глубинное Арктическое), и что по каким-то причинам скорость течения в некотором его районе повысилась. Если мы допустим, что за время пробега от этого района к другому течение охлаждается пропорционально времени пробега, то окажется, что температура внизу по течению повысится даже при условии, что вверх по течению температура течения не изменится. Понятно, что при холодном течении (Гренландское течение) при повышении скорости вверх по течению температура течения внизу по течению соответственно понизится. Таким образом изменение температуры влечёт за собой изменение скорости, и наоборот. Для тёплого течения изменение температуры и скорости направлено в одну сторону. В первом приближении можно считать, что повышение температуры таких течений пропорционально повышению их скорости, и наоборот. В холодных течениях мы должны наблюдать обратные явления.

Предположим теперь, что за некоторый отрезок времени температура вверх по течению повысилась. Принимая, что скорость течения на всём его протяжении при этом не изменилась, так же как не изменились и условия теплообмена с атмосферой и прилегающими водами, мы получим, что отмеченное повышение температуры где-то вверх по течению будет последовательно отмечаться в районах, расположенных ниже по течению. Таким образом скорость распространения температурной аномалии будет определяться скоростью самого течения и иногда может служить надёжным средством для самого суждения о средней скорости этого течения.

В качестве примера можно указать на рис. 23, на котором показаны по Нансену и Гелланд-Гансену средние майские температуры на гидрологических разрезах у Согне-фиорда, у

Лофотенских островов, на Кольском меридиане и площадь открытой воды в Баренцовом море в мае. Из рисунка ясно видно, что повышения и понижения температуры, отмеченные у Согне-фиорда, через год сказываются у Лофотенских островов, ещё через год на Кольском меридиане и на ледовитости Баренцова моря. В дальнейшем наблюдений на разрезах у Согне-фиорда и у Лофотенских островов было сделано слишком мало для того, чтобы можно было продолжить эти сопоставления. Во всяком случае, анализируя имеющиеся данные по разрезам от Согне-фиорда, произведённым в мае 1925 и 1929 гг. и в августе 1928 и 1932 гг., Гелланд-Гансен отмечает, что, повидимому, в 1928 г. в Норвежское море вошла атлантическая вода высокой солёности. В 1931 г. к северо-востоку от Шпицбергена Мосби также обнаружил воду повышенной солёности. Следовательно, требуется, повидимому, 2-3 года для того, чтобы атлантические воды продвинулись от берегов Норвегии до северо-восточного побережья Шпицбергена.

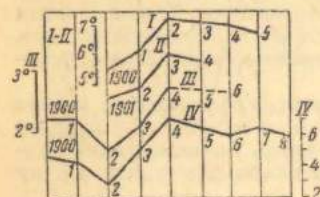


Рис. 23. I — средние майские температуры разрезов у Согне-фиорда; II — средние майские температуры разрезов у Лофотен; III — средние майские температуры разрезов по Кольскому меридиану; IV — площадь открытой воды в мае в Баренцовом море.

Развивая эти мысли Нансена и Гелланд-Гансена, я на основе подсчётов скоростей Нордкапского течения пришёл к выводу, что водам Нордкапского течения требуется около одного года для того, чтобы достигнуть северной части Карского моря. С другой стороны, считая, что Нордкапское течение является лишь ветвью основного Шпицбергенского потока, я полагал, что в тот момент, когда гребень тепловой волны отмечается у берегов Мурмана, этот же гребень, следующий вдоль основного Шпицбергенского течения, должен находиться у южных берегов Шпицбергена. На следующий год гребень должен располагаться в районе к северу от Шпицбергена и ещё через год оказаться в районе между Землёй Франца-Иосифа и Северной Землёй. Таким образом температурные аномалии, отмеченные на Кольском меридиане, должны отмечаться к северу от мыса Желания через год и в северной части Карского моря через два-три года.

Каракаш и Сомов в дальнейшем показали, что температурные аномалии, отмеченные на Кольском меридиане, отражаются на ледовитости моря Лаптевых через четыре года.

На рис. 24 и 25 показано, по Сомову, распределение аномалий температуры, отмеченных на Кольском меридиане в 1935 и 1937 гг.

Но аномалии температур морских течений создают соответствующие аномалии в тепловом потоке из моря в атмосферу. В частности, для северной части Карского моря надо считать, что чем севернее положительная аномалия температуры, тем севернее проходят пути циклонов.

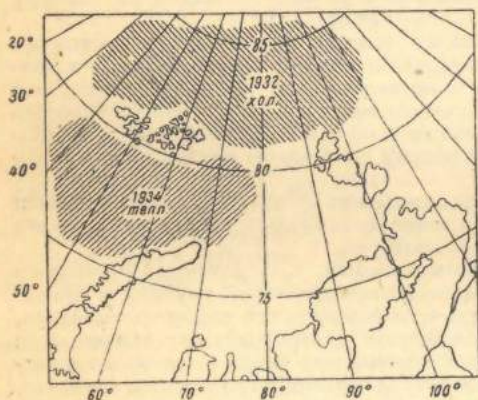


Рис. 24. Распределение аномалий температуры в 1935 г.

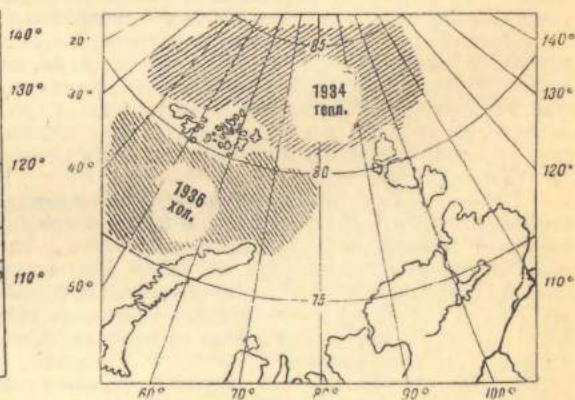


Рис. 25. Распределение аномалий температуры в 1937 г.

На рис. 26 показана, по Сомову, зависимость траекторий циклонов от разности среднегодовых температур на разрезе по Кольскому меридиану. Сплошная линия показывает среднюю широту траекторий циклонов в северной части Карского моря для 1930-1938 гг. (по Дрогайцеву) и для 1939-1940 гг. (по Сомову).

Пунктирная линия даёт характеристику подстилающей поверхности и построена следующим образом. Например, для характеристики 1930 г. взята разность среднегодовой температуры на Кольском меридиане в 1927 г. (северный район) и в 1929 г. (южный район); для характеристики 1931 г. взята разность указанных температур за 1928 и 1930 гг. и т. д. Положительный знак этой разности указывает, что положительная аномалия в данном году в северном районе больше, чем в южном, и наоборот (рис. 24 и 25).

Рассматривая рис. 26, мы видим, что совпадение кривых весьма хорошее и, хотя Сомов считает одиннадцатилетний ряд наблюдений недостаточным для окончательного установления изложенной гипотезы, для меня лично её правильность не вызывает сомнений¹.

Как справедливо указывает Дрогайцев, в арктических морях, где мы встречаемся с перемежающимися пространствами чистой воды и массивов льда на небольшом расстоянии друг от друга, горизонтальные градиенты температуры подстилающей поверхности достаточно велики для изменения давления атмосферы на уровне моря, т. е. давления, фиксируемого на синоптических картах.

К этим рассуждениям Дрогайцева надо добавить, что в тепловом взаимодействии океан-атмосфера играют роль не столько самые температуры воздуха, сколько процессы испарения и конденсации, поглощающие и выделяющие огромные количества тепла. Эти процессы, как мы видели, определяются упругостью водяных паров, а последняя неодинакова над льдом и водой, даже при условии, что температура их одинакова. Поэтому никогда не может быть равновесия в атмосфере над льдом и над морем.

Изменения в атмосферном давлении влекут за собой соответствующие изменения в направлении ветра, последнее влечёт за собой изменения в температурах воздуха, в количестве адвективного тепла и т. д., и все это сказывается, в свою очередь, на режиме океана.

До сих пор мы рассматривали аномалии, создающиеся в отдельных районах благодаря аномалиям в температуре морских течений. Можно отметить, что влияние даже небольших аномалий такого рода может в значительной степени увеличиваться создаваемыми ими аномалиями в распределении давления и в ещё большей степени аномалиями в распределении ветров.

Действительно, соответствующее распределение ветров может, например, разорвать льды и создать между ними значительную полосу чистой воды или отогнать льды от соответствующего берега. Образовавшиеся пространства чистой воды поглощают лучистую энергию Солнца значительно лучше, чем льды, и потому горизонтальный градиент температуры воздуха увеличивается, усиливается градиент давления и т. д.

Таким образом аномалии в распределении давления и ветров, создаваемые аномалиями в температурах морских течений, могут при известных сочетаниях физико-географических условий играть роль резонаторов, сильно увеличивающих значение этих аномалий.

Понятно, что для передачи температурных аномалий морскими течениями являются характерными те обстоятельства, что, во-первых, одновременно передаются все другие аномалии физико-химических характеристик водной массы (как, например, солёность), во-вторых, что этот процесс требует в общем больших промежутков времени. Так, например, по моим подсчётам температурная аномалия атлантических вод, наблюдаемая у северо-западного Шпицбергена, должна так или иначе сказаться у Берингова пролива только через четыре с половиной года. Добровольский, определив скорость распространения атлантических вод в Арктическом бассейне по наблюдениям станции «Северный полюс» и «Седова», получил те же результаты.

Как сообщил мне Визе, по его подсчётам, произведённым в 1943 г., аномалии температуры, давления, ледовитости и т. д. распространяются в морях Советской Арктики с запада на восток со скоростью 20° по долготе в год.

Мы видели, что всякая аномалия температуры моря влечёт за собой изменения или сдвиги в ту или иную сторону барического рельефа. Изменение же или сдвиг барического рельефа в одном районе моря влечёт за собой определённые сдвиги в барическом рельефе в прилегающих районах.

На рис. 27 показана (по Овчинникову) связь между отклонениями температур январских разрезов по Кольскому меридиану (33°30' в. д.) в Баренцовом море и отклонениями зимних температур воздуха (декабрь-февраль) от средней многолетней на полярной станции Уэллен и ледовитостью Чукотского моря в баллах.

На рис. 28 (также по Овчинникову) показано давление атмосферы за ряд лет в декабре на мысе Барроу и в центре Исландского минимума.

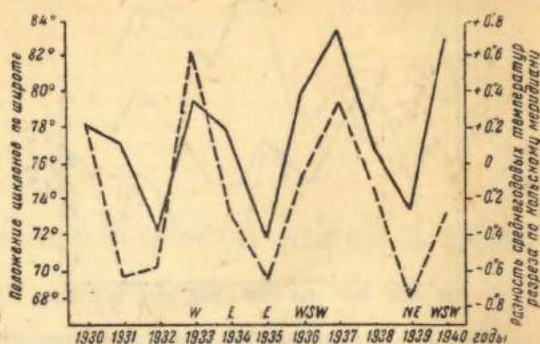


Рис. 26. Зависимость траекторий циклонов от разности среднегодовых температур на разрезе по Кольскому меридиану.

¹ Планы экспедиций в 1932 г. на э/с «Книпович» (обогнувшей во время этого плавания Землю Франца-Иосифа) и в 1935 г. на л/п «Садко» (поставившей в этом году пока не превзойдённый рекорд плавания по чистой воде до 82° 42' с. ш.) были построены мною именно на учёте промежутков времени прохождения гребня тепловой волны, отмеченной на разрезе по Кольскому меридиану.

Рассматривая эти рисунки, мы видим несомненную параллельность явлений в весьма отдалённых друг от друга районах океана, причём эти явления так или иначе связаны с соответствующими изменениями температуры поверхностных слоёв океана (вызывая их, или, наоборот, будучи вызваны ими).

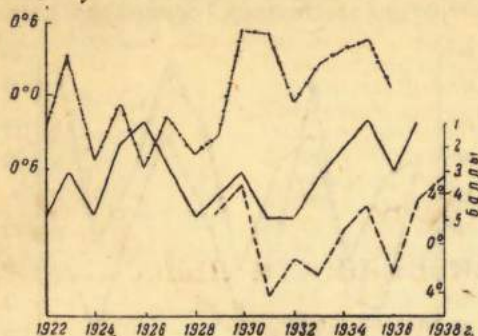


Рис. 27. Отклонение температуры разрезом по Кольскому меридиану на 15 января от средней многолетней (точка - тире); отклонение зимних температур воздуха (декабрь-февраль) на п/ст. Уэллен от средней многолетней (тире); ледовитость Чукотского моря в баллах (сплошная линия).

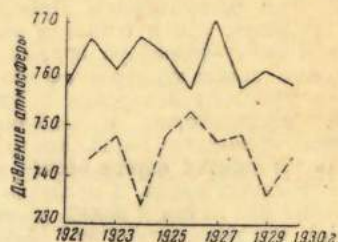


Рис. 28. Среднее давление атмосферы в декабре на м. Барроу (сплошная линия) и среднее давление атмосферы в декабре в центре Исландского минимума (пунктир).

Таким образом изменение температуры поверхностных слоёв воды, вызывая изменения барического рельефа в одном районе океана (через определённый для каждого района срок и в определённую для каждого района сторону), сказывается на температуре других районов океана, находящихся иногда на очень большом расстоянии от данного района.

Литература: 46, 66, 77, 109, 125, 143.

ЛЬДООБРАЗОВАНИЕ И РАЗНОВИДНОСТИ ЛЬДОВ В МОРЕ

§ 36. Понятие о льдообразовании

Согласно учению о кристаллизации, льдообразование начинается после охлаждения до температуры плавления не сразу во всей толще жидкости, а в отдельных, хаотически равномерно распределённых её точках, где уже имеются или зарождаются ядра кристаллизации.

Процесс зарождения ядер кристаллизации неизвестен. Считается, что ядра кристаллизации возникают на мельчайших взвешенных частицах органического и неорганического происхождения, всегда существующих в природной воде и представляющих собой образования самых различных размеров, формы и строения. В частности, Вегенер указывает, что пыль, носящаяся в воздухе, по большей части состоит из зёрен кварца, служащих прекрасными ядрами кристаллизации. В природных условиях, кроме того, ядрами кристаллизации часто служат мельчайшие кристаллики льда, уже существовавшие в данном объёме воды, или же кристаллики снега, выпадающие на его поверхность. Роль кристалликов льда и снега, как указывает Альтберг, двоякая: с одной стороны, они играют роль ядер кристаллизации, вокруг которых и происходит дальнейшее нарастание льда; с другой стороны, они являются своеобразными затравками — ускорителями роста ядер кристаллизации и превращения их в элементарные частицы льда.

Влияние кристалликов льда как затравок легко выявляется из опыта, описанного Шенроком.

В слегка переохлаждённую воду бросалось зернышко соли с сидящими на нём 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 вызвали образование всё новых и новых кристалликов, так что вода постепенно обогащалась ими. Процесс протекал значительно быстрее при перемешивании воды.

Первоначальное образование ядер кристаллизации и элементарных частиц льда всегда требует некоторого переохлаждения жидкости. Чем чище жидкость и чем спокойнее её состояние, тем больше должно быть первоначальное охлаждение. Известно, что в лабораторных условиях чистую воду можно охладить до -33° , но достаточно ввести в жидкость, даже незначительно переохлаждённую, небольшой кусок льда, чтобы сразу началось бурное льдообразование. Как указывает Альтберг, одна крупица льда, брошенная в бак с водой, переохлаждённой до $-0^{\circ},1$, создаёт в полминуты 2-3 кг льда.

В природной воде всегда имеются те или иные примеси, на которых происходит образование ядер кристаллизации, и, кроме того, природные воды всегда находятся в некотором движении, вызванном теми или иными причинами. Поэтому переохлаждение, 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 необходима небольшая разница температур воды и льда, обуславливающая постоянное истечение тепла через поверхность раздела лёд-вода. Таким образом частицы льда, температура которых равна 0° , во время льдообразования как бы окружаются оболочками тёплой 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° .

Ход температуры во время льдообразования в перемешиваемой пресной воде (по Альтбергу) показан на рис. 29. Если вода сильно охлаждается и в то же время энергично перемешивается, то до начала льдообразования температура воды понижается иногда до $-0^{\circ},2$. Затем, по мере увеличения количества льда, температура воды повышается до 0° .

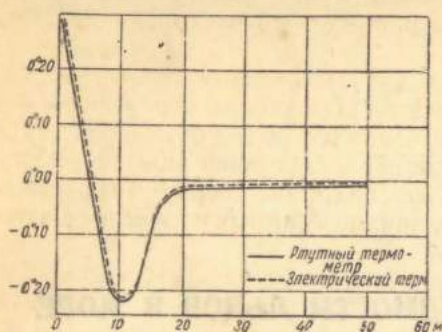


Рис. 29. Изменение температуры воды при образовании льда.

Таким образом основным условием для возможности льдообразования является некоторое переохлаждение воды.

Далее, для перехода воды из жидкой фазы в твёрдую от неё необходимо отнять сравнительно большое количество тепла — теплоты кристаллизации. Вторым необходимым условием для возможности льдообразования является, следовательно, обеспечение тем или иным путём сильной потери тепла водой.

Л и т е р а т у р а : 4, 5, 40, 62, 141.

§ 37. Льдообразование в пресных водах

Предположим, что мы имеем некоторый охлаждаемый сверху объём пресной воды, находящейся в покое. Так как температура замерзания пресной воды ниже её температуры наибольшей плотности, то к моменту, когда температура поверхностного слоя достигает температуры замерзания, всякие конвективные токи прекращаются. Некоторое переохлаждение тончайшего поверхностного слоя вызывает образование в нём ядер кристаллизации. Распределение этих ядер по поверхности воды, естественно, будет хаотически равномерным, но дальнейшее 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, идёт по горизонтальному направлению, и поэтому сначала образуются призматические кристаллы, располагающиеся оптически осями параллельно плоскости замерзания. В дальнейшем в клетках между ними, согласно микроскопическим исследованиям Головкова, развиваются пластинчатые кристаллы, ориентированные оптическими осями перпендикулярно плоскости замерзания. С момента, когда возможность дальнейшего горизонтального роста кристаллов прекращается соприкосновением с соседними пластинками, начинает преобладать рост вертикально ориентированных кристаллов. Этот процесс нарушается только переворачиванием на бок отдельных сильно развившихся вертикально ориентированных кристаллов.

В результате мы получаем лёд, как сrostок усечённых призм и пирамид, основанием кверху, форма которых более или менее приближается к шестигранной, а сечение очень медленно убывает книзу.

Так как кристаллы льда состоят только из молекул воды, то они абсолютно чисты, и поэтому постепенно все примеси из воды прsходят в прослойки между кристаллами. Раствор солей благодаря своей большой плотности в основной своей массе стекает вниз, а пузырьки воздуха вытесняются продолжающимся ростом кристаллов. Таким образом при спокойном состоянии воды и медленном её охлаждении получается чистый, без примесей и пузырьков воздуха, поверхностный — игольчатого строения — лёд.

Яснее всего игольчатая структура льда обнаруживается, например, весной в прудах, при начале таяния. Солнечное тепло поглощается, в первую очередь, включениями солей и мути, заключающихся в прослойках, окружающих отдельные кристаллы. В результате нижняя поверхность этого льда представляет

ся сотовидной, точно утыканной остриями — кристаллами чистого льда, отделёнными друг от друга плёнками талой воды, содержащей муть и соли.

Игольчатый лёд, как мы видели, образуется при условии, что вода находится в покое. Но если вода действием того или иного фактора достаточно интенсивно перемешивается, то льдообразование идёт по несколько другому пути.

Действительно, необходимое в этом случае для зарождения ядер кристаллизации переохлаждение воды может оказаться во всем объеме перемешиваемой жидкости, и тогда около образовавшихся ядер начнётся льдообразование. Выделяющаяся теплота кристаллизации выносится образующимися при перемешивании вихрями на поверхность; и теми же вихрями сверху непрерывно доставляются переохлаждённые частицы воды, чем, по Альтбергу, обеспечивается дальнейшее развитие процесса.

Таким образом, если в спокойной воде льдообразование начинается всегда на поверхности, то при достаточном перемешивании воды образование льда может начаться на некоторой глубине или даже у дна. Для этого существенными моментами (по Альтбергу) являются: подвижное состояние воды (момент динамический) и её переохлаждение (момент термодинамический).

Образовавшиеся в самой толще воды частицы льда благодаря своим малым размерам не всплывают сразу, а переносятся с места на место, смерзаются при столкновении друг с другом и, в конце концов, поднимаются на поверхность.

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 кажущихся блестящими точками. Барнес отмечает, что при введении в переохлаждённую воду небольшого кусочка льда сначала происходит некоторое помутнение раствора, называемое л е д я н ы м т у м а н о м. Затем мелкие частицы льда, являющиеся подлинными коллоидами, собираются в хлопья, нарастают и превращаются, в конце концов, в пропитанную водой губчатобразную массу.

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 отшлифованным ободком (рис. 30). Такая форма элементов глубинного льда объясняется сплавлением и стиранием их краёв в результате множества столкновений с другими элементами при подъёме к поверхности воды. Элемент такого льда 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.



Рис. 30.
Диски глубинного
льда.

Ядра кристаллизации, образовавшиеся в плёнке воды, обволакивающей придонные предметы, ведут в дальнейшем к образованию разновидности глубинного льда — донному льду.

Подмечено, что донный лёд образуется не на всех предметах с одинаковой интенсивностью: очень хорошо на металлических предметах, хуже на стекле и почти не образуется, например, на дереве.

По мере своего нарастания куски донного льда отрываются от дна и всплывают на поверхность, часто вместе с приставшими к ним частицами грунта, камнями и другими предметами¹.

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 возможности льдообразования является обеспечение сильной потери тепла водой. Эта потеря задерживается наличием поверхностного льда, и в дальнейшем пере-

¹ На порожистых участках рек донный лёд, постепенно нарастая, иногда доходит до самой поверхности воды, создавая характерные ледяные образования, называемые п а т р а м и.

охлаждение воды прекращается за счёт теплоты кристаллизации.

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 лёд.

Как указывает Великанов, образование глубинного льда не прекращается очень долго, если на реке имеются полыньи, причём образование льда всегда происходит ниже последних. Всплывая, глубинный лёд прилипает к поверхностному и образует заборы, стесняя живое сечение реки (на р. Свири, например, иногда на 80%).

Л и т е р а т у р а: 4, 5, 13, 26, 62, 77.

§ 38. Особенности льдообразования в море

Предположим, что к началу замерзания при спокойном состоянии моря мы имеем ряд параллельных однородных по температуре и солёности слоёв, причём плотность слоёв с глубиной увеличивается.

После того как поверхностный слой охладится несколько ниже температуры замерзания, в нём начинается зарождение ядер кристаллизации и нарастание кристаллов льда в виде игл. Эти иглы, если при низкой температуре воздуха море спокойно, очень быстро развиваются и переходят в пластинчатые кристаллы. Концы этих кристаллов обычно неправильны и слегка закруглены. Растворённые в морской воде соли одновременно переходят в прослойки между кристаллами, где образуют так называемый р а с с о л. Последний вследствие своей относительно высокой солёности частью постепенно стекает по кристаллам вниз (чем во всем верхнем слое воды вызываются конвективные токи), частью — при достаточно интенсивном охлаждении — остаётся вмёрзшим между кристаллами чистого льда в виде ячеек, наполненных рассолом. В подобных же ячейках сосредоточиваются при достаточно быстром замерзании растворённые в воде газы и пузырьки воздуха.

В полярных бассейнах в летнее время переслоенность поверхностных слоёв в большинстве случаев очень ярко выражена и солёность с глубиной резко повышается. Верхние слои распреснены таянием льдов и притоком пресных вод, в то время как глубинные слои или океанического происхождения (высокой солёности и высокой температуры), или же осолонены зимним льдообразованием. Поэтому верхний слой может быть здесь очень тонок и в то же время очень сильно отличаться по солёности от нижележащих слоёв.

Таким образом наиболее благоприятными условиями для начала льдообразования являются спокойное море, наличие тонкого очень распреснённого поверхностного слоя и большая отдача тепла в атмосферу (чему благоприятствует 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 твёрдом виде ещё 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.

Указанные явления характерны и для более мощных по высоте поверхностных слоёв моря. Всегда с началом льдообразования в них возникают конвективные токи, интенсивность которых определяется интенсивностью охлаждения, и до тех пор, пока поверхность моря не покроется хотя бы тонким слоем льда, ядра кристаллизации могут возникать и около них во всей толще верхнего — перемешиваемого конвекцией — слоя могут развиваться новые ледяные образования.

Но в море, помимо конвективного перемешивания, иногда наблюдается весьма интенсивное перемешивание верхних слоёв воды волнением или течениями. При таких условиях, естественно, в первую очередь образуется глубинный, а на мелководьях даже донный лёд.

В отдельных районах арктических морей вертикальная зимняя циркуляция может быть настолько сильной, что при малой толщине слоя, вовлекаемого в эту

циркуляцию, теплоотдача водой атмосфере оказывается достаточной для образования в этом слое зародышей глубинного льда.

Всё же обычно образование глубинного и донного льда в море, 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 пресных водах и в море нет: в обоих случаях необходимы некоторое переохладение и перемешивание воды, обеспечивающие теплоотдачу.

Л и т е р а т у р а: 62, 77.

§ 39. Образование льда при положительных температурах воздуха

Льдообразование в море обычно начинается при отрицательных температурах воздуха и после того, как температура поверхностного слоя понизится до температуры замерзания. Однако в отдельных случаях льдообразование может начаться и при положительных температурах воздуха.

Для этого необходимы два условия: первое — чтобы поверхностный слой воды был очень тонкий и резко отличался по плотности от нижележащих слоёв, и второе — чтобы эффективное излучение было достаточно сильно. Для последнего необходимы большая сухость и прозрачность атмосферы.

Характерный пример образования льда в очень тонком и очень опреснённом поверхностном слое я наблюдал 5 сентября 1934 г. в Трауренберг-бей ($79^{\circ} 58' \text{ с. ш.}$, $16^{\circ} 48' \text{ в. д.}$) во время плавания на «Персее».

Это было около полудня (высота солнца около 17°) при совершенно безоблачном небе, штиле, температуре воздуха (на высоте около 6 м) $2^{\circ},6$, при давлении атмосферы 1 030 мм, при относительной влажности 65% (минимальная относительная влажность, отмеченная самописцем, за сутки была 59%).

Температура воды у самой поверхности моря была $4^{\circ},92$. Солёность 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 слоёв (придонная температура на глубине 64 м была $4^{\circ},18$), на поверхности совершенно спокойного моря время от времени появлялся очень тонкий ледяной налёт, состоявший из совершенно пресного (на вкус) и чистого льда. Однако достаточно было дуновения ветра и возникновения ряби для того, чтобы этот лёд исчезал, будучи растоплен теплом поднимающихся в связи с образованием ряби к поверхности моря подповерхностных частиц воды с новым запасом тепла.

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 мёрзнет, но при ясной, тихой погоде, когда солнце спускается к горизонту, море начинает мёрзнуть, хотя термометр стоит на $2^{\circ},2$ и выше».

Такое же явление наблюдалось Норденшельдом 31 августа 1879 г. во время плавания на «Веге», у Новосибирских 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 лёд представлял собою частью иглы, частью тонкую чешую. Я прежде уже неоднократно наблюдал в арктическом море подобное явление, т. е. видел образование льда при температуре воздуха выше 0° ».

17 мая 1923 г. то же явление наблюдал Арнольд-Алябьев с ледокола «Ленин» в Финском заливе — у южной оконечности острова Гогланд — на чистой воде вблизи сплошного пловучего льда. При штиле и ясной погоде лёд, извлечённый из воды, оказался толщиной в несколько десятых миллиметра и представлял лепёшки — 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 — обычное явление. Уже по Скоресби оно объяснялось лучеиспусканием. Наблюдения «Персея» характерны лишь в том отношении, что температуры воздуха и воды были исключительно высоки по сравнению с прежде наблюдаемыми.

Литература: 8, 62, 77, 120.

§ 40. Основные разновидности льдов в море

Лёд по его структуре, определяемой его происхождением, условно разделяется на лёд игольчатый и лёд губчатый. Как увидим ниже, морской лёд в течение своего зарождения, жизни и умирания подвергается сильным физико-химическим и термодинамическим изменениям, однако основные его черты остаются неизменными. Игольчатый лёд образуется медленно, рассол из прослоек между кристаллами в значительной части успевает стечь вниз, а воздух — выделиться по вертикально расположенным ячейкам. Поэтому игольчатый лёд более чист от примесей, более прозрачен и более прочен, чем лёд губчатый. В последнем всегда гораздо больше разного рода посторонних включений, что особенно заметно, если такой лёд образовался на дне или у самого дна моря. В последнем случае в ячейках с рассолом можно встретить частицы ила и т. п.

Разделение морского льда по его структуре на лёд игольчатый и лёд губчатый, как уже отмечалось, 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 лёд губчатой структуры, после того как он всплывает на поверхность, начинает нарастать снизу, как игольчатый лёд. Образовавшийся игольчатый лёд, разломанный ветром на отдельные куски, может начать при достаточном охлаждении и перемешивании окружающей воды обрастать губчатым льдом.

Ещё большее значение для структуры отдельных ледяных глыб имеют механические причины. При волнении, ветре и сжатиях одна льдина налезает на другую, льдины смерзаются, и в результате получается лёд, состоящий из нескольких более или менее однородных слоёв, разделённых прослойками, образовавшимися в большинстве случаев из снега, покрывавшего верхние поверхности нижних льдин. Наконец, при надвигании одной льдины на другую равновесие может нарушиться и лёд может перевернуться или поверхность раздела стать наклонной. Таким образом слоистость льда является признаком изменений, которым данный лёд подвергался в течение своего существования ¹.

Несколько особое место по своей структуре занимает лёд, образовавшийся из снега. Снег, выпавший на поверхность моря, температура которой близка к температуре замерзания, не тает, пропитывается морской водой, уплотняется и способствует, как мы видели, её замерзанию. Получающийся лёд почти непрозрачен (состоит из зёрен) и напоминает фирновый лёд. Ещё более своеобразна форма льда, образующегося из снега, выпадающего на всегда влажную от рассола поверхность молодого льда.

Таким образом в первом приближении морской лёд по его строению мы можем разделить на игольчатый, губчатый и зернистый, а по глубине образования — на поверхностный, глубинный и донный.

Игольчатый лёд состоит из правильных шестигранных пирамид с осями, перпендикулярными поверхности моря (ориентированные кристаллы). По внешнему виду такой лёд напоминает стекло.

Губчатый лёд состоит из перепутанных в разных направлениях игл, пластин и зёрен (неориентированные кристаллы).

¹ Такую динамическую слоистость льда надо и можно отличать от его термической слоистости, создающейся в результате изменений температур воздуха и воды подо льдом во время льдообразования. Вопросы о термической слоистости я коснусь в § 84.

Зернистый лёд состоит из круглых зёрен — отдельных кристаллов округлой формы — с непараллельными осями. Образуется такой лёд из снега и льда при трении и давлении льдин друг о друга. Когда зёрна очень сближены между собой, этот лёд также напоминает стекло.

Поверхностный лёд 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 беспокойном — к губчатой.

Глубинный лёд образуется на некоторой глубине под поверхностью моря; его структура обычно губчатая.

Донный лёд образуется на придонных предметах, является разновидностью глубинного льда и также имеет губчатую структуру.

Более грубым (определяемым на-глаз) подразделением льда по его внешнему виду является определение льда как стекловидного и ноздреватого и как — комбинация из этих двух видов при их изменении — льда слоистого.

В последнее время некоторые исследователи к вопросу о строении льдов подошли с петрографической точки зрения; другими словами, они рассматривают лёд как минерал и применяют к нему классификации, установленные для горных пород. Действительно, лёд застывает из воды (которая является первичным геологическим веществом) подобно тому, как, например, кристаллические силикатовые породы образовались из расплавленной жидкой магмы. Так как за время своего существования лёд подвергается многим термодинамическим воздействиям, то лёд может быть и метаморфической горной породой. Такой взгляд разделяется многими. Некоторые относят лёд к нептуническим (осадочным) породам. Если проводить подобные аналогии, то поверхностный лёд надо относить к изверженным породам, а лёд глубинный, который подымается к поверхности моря и для которого эта поверхность является «дном», надо относить скорее к породам осадочным.

Л и т е р а т у р а : 62, 77.

§ 41. Начальные формы поверхностного льда

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, срстаются и образуют на поверхности моря пятна налёта, по виду напоминающего застывающее сало и называемого ледяным салом (или просто салом).

Сало (обычно темносвинцового цвета, мало отличающегося от цвета воды в облачную погоду) по своему внешнему виду напоминает мелко истёртый пропитанный водой лёд.

Первым следствием образования сала является уничтожение на поверхности спокойного или взволнованного моря ветровой ряби. Так как обычно льдообразование начинается не равномерно по всей поверхности моря, а отдельными более или менее редкими пятнами, то поверхность моря приобретает вид муара.

Если поверхностный слой моря сильно опреснён, то при дальнейшем охлаждении и совершенно спокойном состоянии моря вся его поверхность покрывается тонкой блестящей коркой, называемой склянкой или ледяной коркой (рис. 31).

Надо отметить, что склянка является в сущности типичной формой пресного льда. Поэтому в море склянка наблюдается на пресных водоёмах, образующихся в летнее время в Арктике на ледяных полях, между старыми льдами, где поверхностный слой при отсутствии ветра может быть совершенно пресным, и у устьев рек.

Такая склянка прозрачна, как стекло, легко ломается на куски и при движении судна разлетается с характерным треском.

В море при спокойном его состоянии из сала образуется н и л а с. Это — лёд матовый, непрозрачный, с поверхностью, влажной от рассола, серый, легко различаемый с мостика корабля и с самолёта. В противоположность склянке, обладающей хрупкостью, нилас весьма пластичен, легко изгибается на волне и после разлома сбивается в куски.

Бурке условно разделяет нилас по цвету на тёмносерый и светлосерый, ограничивая при этом толщину ниласовых льдов приблизительно 10 см, причём указывает, что тёмный цвет ниласов происходит не столько от просвечивания воды, сколько от большого содержания в них рассола. Вследствие того же снег, выпадающий на поверхность ниласов, тает.

При легком волнении льдообразование исходит иногда как бы из многих центров, и тогда образуются диски диаметром до 30-50 см. Это так называемый



Рис. 31. Ледяная склянка.

блинчатый лёд, являющийся наиболее распространённой начальной формой льда в море (рис. 32). Нередко блинчатый лёд наблюдается на озерах и спокойных реках.

Округлые формы блинчатого льда встречаются наиболее часто. Экспедиция Толля наблюдала при ветре 2-3 м/сек образование блинчатого льда в форме эллипсов. Подобное же изменение формы может быть вызвано и течениями. В сентябре 1935 г. во время экспедиции на «Садко» у восточных берегов Земли Франца-Иосифа я наблюдал разновидность блинчатого льда. Отдельные включения были угловатой формы, и поверхность льда напоминала по рисунку крокодилу кожу. Повидимому, такие формы блинчатого льда образуются в связи с разломом ниласа действием интерферированного волнения и свойственны более толстым льдам.

Характерными для блинчатого льда являются небольшие валики по краям его дисков, образующиеся вследствие трения одного диска о другой, что придает последним вид плоских сковородок.

Диски блинчатого льда, постепенно утолщаясь и смерзаясь друг с другом, образуют в конце концов более или менее обширные поля сплошного льда, причём 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.

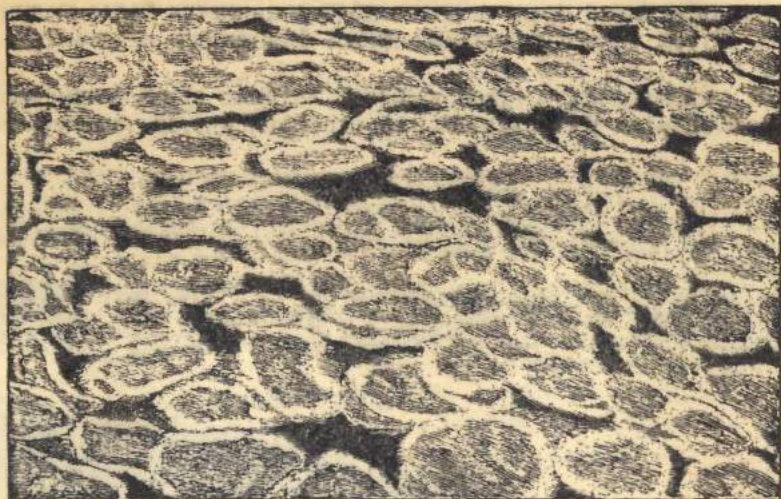


Рис. 32. Блинчатый лёд.

При ветре и сильном волнении сало сбивается в куски белесоватого цвета, называемые *ш у г о й*. Это сбивание особенно характерно на всплесках волны. Во время экспедиции на «Садко» в 1935 г. при температуре воздуха -6° и сильном ветре я наблюдал образование скоплений шуги, вытянутых за всплеском волны в направлении ветра. Казалось, что шуга образуется, минуя стадию сала.

Добровольский рассказывал мне, что в январе-феврале 1931 г. во время плавания на «Книповиче» в Канинско-Колгуевском районе он наблюдал своеобразную шугу, состоявшую из правильных прозрачных тонких пластинок длиной 1-2 см и шириной 2-3 мм. Эти пластинки, совершенно между собой не смерзшиеся, образовали слой шуги толщиной более полуметра. Сверху шуга была совершенно сухой. Она забивала приёмные отверстия системы охлаждения, из-за чего через каждые 5-10 мин. приходилось останавливать мотор.

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 охлаждённых слоях воды образование ледяных игл. При волнении и ветре снежура, подобне 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 первичными формами льдообразования в море являются ледяные иглы и сало, придающие морю странный маслянистый вид. При спокойном состоянии моря следующей стадией являются склянка и нилас. При беспокойном состоянии моря образуется блинчатый лёд, а при очень беспокойном — шуга.

Льдообразование в большинстве случаев начинается от берегов, 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 при приближении и входе в наветренную кромку льдов при морозе 10° мы на «Садко» наблюдали на небольшом протяжении следующие формы льда: сало, сероватый очень тонкий лёд (нилас), блинчатый лёд, состоящий из дисков с валиками на краях, и кромку старых льдов, от которой шло льдообразование. По мере приближения к кромке диски блинчатого льда увеличивались в размерах. Видно было, что крупные диски представляют собой спаянность более мелких начальных дисков. Путём такого спаивания диски блинчатого льда могут достигать диаметра 2 м.

Как уже указывалось, первоначальные ледяные образования выглядят по цвету темнотальными или свинцовыми, что объясняется тем, что они благо-

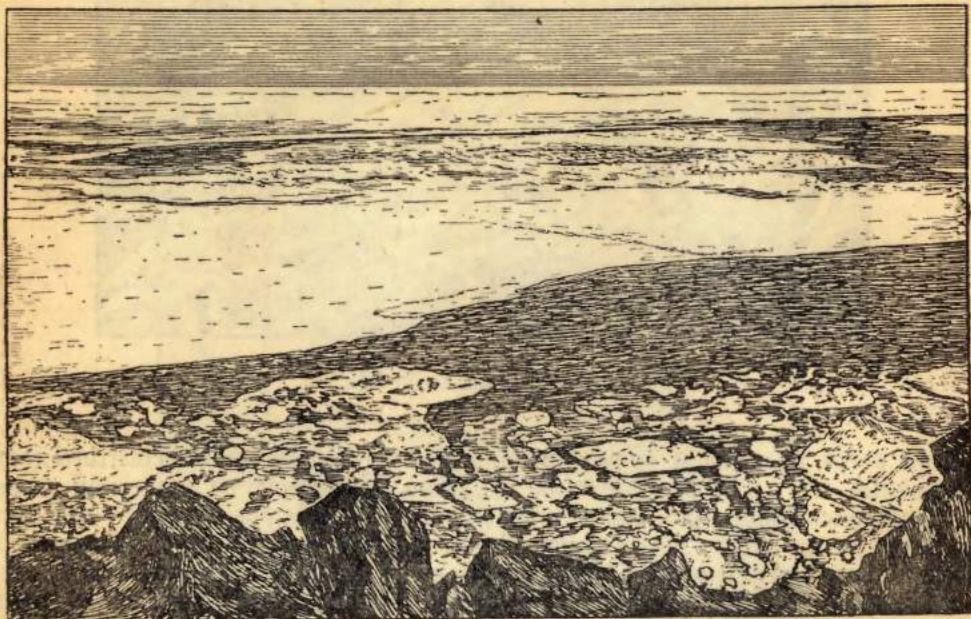


Рис. 33. Молодой лёд.

даря своей малой толщине почти полностью пропитаны водой. По мере утолщения лёд начинает приподыматься над водой и сначала сереть, а потом и белеть. В первую очередь начинают сереть валики дисков блинчатого льда.

Дальнейшее охлаждение влечёт за собой утолщение и смерзание отдельных льдин, и, таким образом, создается молодой лёд, или молодик — светлосерый, шероховатый, с поверхностью, влажной от выделившегося рассола (рис. 33).

Верхняя поверхность молодого льда в большинстве случаев гладкая или слегка волнистая; нижняя — в период льдообразования, наоборот, очень неровна и в некоторых случаях (при отсутствии течений) похожа на щётку из ледяных кристаллов. По наблюдениям «Зари», непосредственно под нижней поверхностью молодого льда при его толщине в 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 лёд совершенно уничтожают второстепенные ветровые волны, а очень крупные волны при распространении вглубь таких льдов постепенно приобретают вид мёртвой зыби.

В течение зимы при спокойных условиях молодой лёд постепенно покрывается снегом, увеличивается по толщине нарастанием снизу; в Арктике он к маю достигает толщины 1-2 м.

Спокойное нарастание льда в течение всей зимы возможно главным образом в защищённых бухтах, в области припая и между крупными и мощными ледяными образованиями. В большинстве случаев лёд с самого начала своего существования неоднократно взламывается, раздробляется и нагромождается.

Литература: 23, 62, 77.

§ 42. Глубинный лёд

Уже указывалось, что при низких температурах воздуха, при сильном перемешивании и, в особенности, при отсутствии ледяного покрова начальные ледяные образования могут создаться не на поверхности воды, а на некоторой глубине.

В дальнейшем эти ледяные образования благодаря своим малым размерам и малому отличию по плотности от воды (силы Архимеда мало превышают силы трения) могут долгое время находиться во взвешенном состоянии, до тех пор, пока, увеличившись в размерах или смёрзшись с другими такими же частицами, они не всплывут к поверхности моря и не соединятся с поверхностным льдом.

Это явление не случайно. Наоборот, многие считают, что во время процесса льдообразования весь слой воды, вовлечённый в вертикальную зимнюю циркуляцию, наполнен мельчайшими частицами глубинного льда. На месте таких частиц, поднявшихся к нижней поверхности ледяного покрова, возникают всё новые и новые частицы глубинного льда.

Внезапное появление больших масс глубинного льда не раз отмечалось в Арктическом бассейне. Так, во время экспедиции на «Фраме» Нансен наблюдал это явление к северу от Новосибирских островов, а Свердруп — на $81^{\circ}30'$ с. ш. к северо-западу от Шпицбергена ¹.

Интересные наблюдения над образованием глубинного льда провели Райт и Прислей во время Британской антарктической экспедиции (1910-1913 гг.).

Эти наблюдения были подтверждены Альтбергом, отметившим, 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 солнечным лучам кажущихся блестящими точками.

Далее Райт и Прислей отметили также, 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 (рис. 34) ².

Райт и Прислей указывают и на то, что глубинный лёд образовывался независимо от того, был ли на поверхности лёд или нет, а также независимо от толщины поверхностного льда.

Как сообщил мне капитан Мелехов, во время плавания л/к «Ленин» в январе 1942 г. среди сплошных ниласовых льдов Двинского залива ему неоднократно приходилось наблю-



Рис. 34.
Верёвка, обросшая
глубинным
льдом.

¹ В отдельных случаях всплывание глубинного льда может иметь практическое значение. Так, Танфильев отмечает, что в 1879 г. в Балтийском море несколько пароходов и парусников были застигнуты внезапно всплывшим и быстро достигшим значительной толщины глубинным льдом и с трудом из него выбрались.

² По моей просьбе Евгенов во время дрейфа «Садко» в море Лаптевых зимой 1937 г. несколько раз пробовал повторить наблюдения Райта и Прислея, но положительных результатов не получил.

дать следующее. Ледокол, шедший свободно по ниласу со скоростью 5-7 узлов, иногда постепенно сбавлял ход, хотя никаких признаков утолщения льдов не было. После остановки судна давали ход назад и обнаруживали, что перед носом ледокола набивалась своеобразная подушка из глубинного льда в форме игл и кристаллов. Повидимому, под сплошным ниласовым льдом при очень низких температурах воздуха (25-30° ниже нуля) вода была заполнена частицами глубинного льда в разных стадиях развития. При движении ледокола эти частицы скоплялись в шугу и в конце концов останавливали ледокол. Возможно, что само движение ледокола служило своеобразным катализатором для создания глубинного льда. Капитан Штумпф подтвердил мне, что такие же явления он наблюдал в Енисейском заливе.

Из этих наблюдений следует, что в отдельных полярных районах 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.

К сожалению, не всегда можно разобраться в явлениях, вызвавших и сопровождавших всплытие больших масс глубинного льда. Часто отмечается только самый факт, без попыток его объяснения, а между тем образование глубинного льда может происходить при разных условиях.

Наиболее полно освещено образование глубинного льда на поверхности раздела между сильно охлаждённой солёной морской водой и растекающейся по её поверхности тоже холодной, но при этом сильно распреснённой водой. Особенно заметно это явление при тихой погоде, когда верхний и нижний слои, значительно отличающиеся друг от друга по плотности, почти не перемешиваются.

11 июня 1894 г. во время экспедиции на «Фраме» Нансен в полынье на глубине 2-3 м обнаружил корку мягкого льда толщиной 3 см и пришёл к выводу, что образование глубинного льда на поверхности раздела между охлаждённой морской водой высокой солёности и почти пресной талой водой является обычным явлением.

Отто Петтерсон в 1897 г. обратил внимание, что в Скагерраке иногда наблюдается выныривание из глубин ледяных блинов, образовавшихся на поверхности раздела между поверхностным, распреснённым слоем (солёность менее 22‰, температура —0°,8, а температура замерзания около —1°,2) и глубинным, солёным слоем (солёность более 33‰, температура —1°,4).

Буйницкий в своих записях во время дрейфа «Седова» 28 июля 1938 г. отмечает, что он обнаружил на самом «дне» промоины во льду тонкий слой совершенно пресного льда. Через день на дне майны образовалась новая корка льда вместо удалённой.

25 июля 1939 г. в майне, через которую на «Седове» производили гидрологические наблюдения, на глубине 2,5 м была обнаружена корка льда из двух слоёв — в 2 и 4 см. Отдельные куски льда были совершенно пресные.

Явления того же порядка наблюдаются в начале зимы в устьях рек, впадающих в море, особенно в устьях рек, текущих с юга на север. Холодная пресная вода, разливаясь по поверхности холодного моря, охлаждается снизу, чем иногда вызывается образование глубинного льда.

Л и т е р а т у р а : 62, 77, 107, 128, 164, 179.

§ 43. Подлёдный лёд

Характерно проходит образование глубинного подлёдного льда. Во время таяния на поверхности ледяных полей и припая образуются большие скопления талой почти пресной воды. После протаивания насквозь или разлома ледяных полей эта талая вода уходит под лёд и здесь, растекаясь по морской воде (температура которой в это время близка к температуре замерзания), создаёт своеобразный подлёдный лёд. Явление это впервые было обнаружено Нансеном. 4 июля 1894 г. Нансен отметил, что лёд, образовавшийся осенью 1893 г., достиг толщины 257 см. Шесть дней спустя Нансен совершенно неожиданно для себя обнаружил, что толщина льда возросла на 19 см, несмотря на то, что ежедневно поверхность льда стаявала на несколько сантиметров.

При дальнейших измерениях Нансен получил данные, приведённые в табл. 26.

Нансен объяснил это явление тем, что образующаяся при таянии пресная вода, стекая под лёд, приходит в соприкосновение с солёной морской водой, температура которой равна $-1^{\circ},6^{\circ}$.

Естественно, что пресная вода, замерзающая уже при 0° , соприкасаясь с холодным поверхностным слоем моря, быстро превращалась в своеобразный губчатый лёд.

Русская полярная экспедиция Толля в 1900-1903 гг. тщательно исследовала процесс образования весеннего подлёдного льда как в природных условиях, так и в лабораторной обстановке. Наблюдения этой экспедиции подтвердили выводы Нансена.

Как оказалось, пресный подлёдный лёд, образующийся в результате соприкосновения стекающей пресной снежной воды с холодной морской водой (температура которой от $-1^{\circ},2$ до $-1^{\circ},5$), представляет собой лёд крупокристаллической формы и достигает иногда 10-15 см толщины.

Таблица 26

Толщина льда по измерениям Нансена

Дата	Толщина льда в сантиметрах		
	общая	основная	подлёдная
23 июля 1894 г.	249	223	26
10 августа 1894 г. . . .	217	194	24
22 » 1894 г.	206	186	20
3 октября 1894 г. . . .	198	175	23
12 » 1894 г.	208	180	28

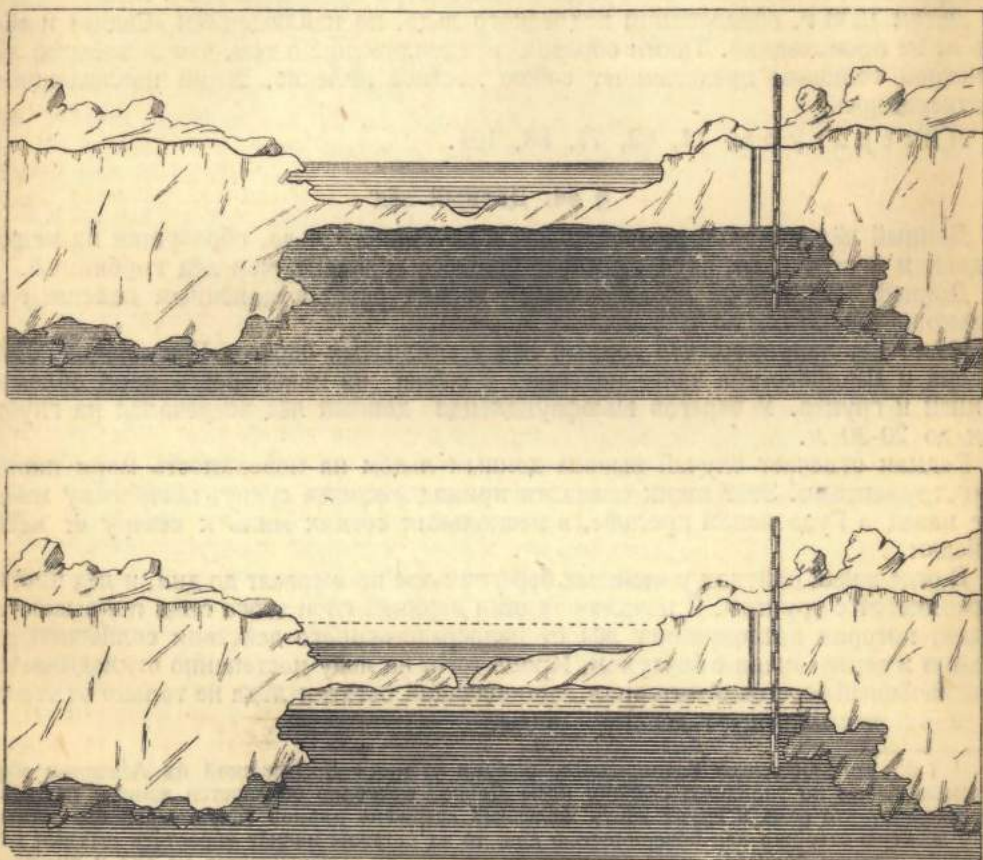


Рис. 35. Образование подлёдного льда в районе дрейфа «Седова».

Явление это проверялось в лаборатории. Кусок льда толщиной около 5 см помещался в раствор поваренной соли с температурой около -5° . Через сквозное вертикальное отверстие в куске льда в раствор подливалась окрашенная фуксином пресная вода.

Стекая под лёд и соприкасаясь с холодным рассолом, пресная вода замерзала и примерзала к нижней поверхности льда. Таким образом вид и строение подлёдного пресного льда в лаборатории в точности воспроизводили явления, наблюдавшиеся в природе.

Подлёдный пресный лёд имеет ясное кристаллическое строение из некрепко соединённых крупных кристаллов. Нижняя его поверхность очень неправильна и шероховата, и под нею обычно расположен слой ледяной каши из слабо соединённых ледяных кристаллов.

В отдельных случаях наблюдалось обратное расположение: тонкий слой подлёдного пресного льда отделялся от нижней поверхности морского льда слоем ледяной каши. Повидимому, подлёдный лёд не распространяется под всей поверхностью льдов, а представляет местное явление и скопляется под льдом в районах стекания под лёд снежной воды и держится сравнительно недолго — от 5 до 10 дней.

По наблюдениям «Седова», у одной из установленных ледемерных рек толщина льда с 30 июля до 10 августа 1939 г. возросла на 28 см.

Выяснилось, что в данном случае решающую роль сыграло случайное обстоятельство: под льдиной, на которой стояла рейка, образовался своеобразный ледяной водораздел из торосов, ушедших глубоко вниз (рис. 35). Эти торосы образовали замкнутое кольцо, препятствовавшее распространению стекающей вниз пресной воды на широком подлёдном пространстве. Получился своего рода холодильник, в котором талая вода очень быстро превращалась в лёд.

Летом 1938 г. образования подлёдного льда, по наблюдениям «Садко» и «Седова», не происходило. Таким образом предположение о том, что подлёдный лёд заметной толщины представляет собою местное явление, этими наблюдениями подтвердилось.

Л и т е р а т у р а: 11, 62, 77, 88, 107.

§ 44. Донный лёд

Донный лёд является разновидностью глубинного льда, образуется на мелководьях и в отдельных случаях имеет большее значение, чем лёд глубинный.

Донный лёд в море представляется весьма распространённым явлением не только в северных, но и в южных морях¹.

Известно, например, что донный лёд у скалистых берегов Гренландии, Лабрадора и Шпицбергена часто подымает с собою на поверхность моря обломки камней и грунта. У берегов Ньюфаундленда донный лёд встречался на глубинах до 20-30 м.

Родман отмечает случай выноса донным льдом на поверхность моря ящика с инструментами. Этот ящик оказался принадлежащим судну, погибшему много лет назад в Гудзоновом проливе, в нескольких сотнях миль к северу от места находки.

В отдельных районах у отмелей берегов море промерзает до дна, и лёд плотно скрепляется с грунтом. С началом таяния верхние слои этого льда покрываются водой, которая предохраняет лёд от непосредственного действия солнечной радиации и теплообмена с воздухом. Кроме того, на льду постепенно откладывается измельчённый береговой материал, защищающий остатки льда не только от тепла, но и от размывающего действия воды.

¹ Так, по сообщению Снежинского, рыбаки станции Должанской на Азовском море указывают, что по западную сторону косы Долгой ежегодно образуется донный лёд. Они утверждают, что если в грунт вбить железный стержень длиной сантиметров 40, оставив одну десятую стержня над поверхностью дна, то на стержне начнёт нарастать рыхлый донный лёд в таком размере, что в конце концов стержень выдёргивается из дна и вместе со льдом подымается на поверхность моря. Характерно, что по восточную сторону косы донный лёд не образуется. Образование донного льда наблюдалось также в некоторые годы по западную сторону Бердянской косы, причём это случалось только при открытой поверхности моря.

В Балтийском море также известны подобные случаи. Так, в иные годы в начале зимы корабли оказывались окружёнными льдом, внезапно поднявшимся со дна моря, что доказывалось песком и придонными предметами, всплывавшими вместе с этим льдом.

Понятно, что в таких условиях лёд, примерзающий к грунту, сохраняется очень долго. Так, Самойлов отмечает, что в Хатангском заливе 27 июля 1937 г. в 1,5 км от берега при отливе обнажались островки льда, примерзшего к грунту.

По мнению Бирули, наблюдавшего в июле 1901 г. подобные же явления на южном берегу Таймырского пролива, такой весенний донный лёд при исключительно суровых зимах и низком уровне моря может даже стать многолетним.

По мере таяния весеннего донного льда его части отламываются и всплывают на поверхность моря вместе с пристававшими к ним снизу частицами грунта и подводными камнями и с отложившимися на верхней поверхности продуктами весеннего берегового стока.

Висключительно тёплые годы таким же образом могут всплыть на поверхность глыбы многолетнего донного льда, на верхней поверхности которого не только имеются донные отложения, но и морские организмы, развившиеся на нём за время его подводного существования.

Часто донный лёд образуется в устьях рек, впадающих в моря с сильными приливо-отливными явлениями. Морская вода, охлаждённая до температуры $1^{\circ},5-1^{\circ},8$ 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 речная вода, вокруг них образуется ледяная корка, в зависимости от местных условий или каждый раз уничтожающаяся, или же постепенно нарастающая.

Наливайко обнаружил такой устьевой донный лёд при зимних промерах в устье реки Онеги. Как видно из рис. 36, любезно мне им предоставленного, песчаное дно было покрыто ледяной коркой, а песок промёрз на 10-12 см.

Л и т е р а т у р а : 62, 77, 88.

§ 45. Классификация льдов по происхождению

Льды, встречающиеся в море, по своему происхождению делятся на три класса, резко отличающиеся друг от друга по своим физико-химическим характеристикам: речные, глетчерные и морские.

Речной лёд выносится при весеннем ледоходе из рек в море и здесь в течение лета или растаивает, или же в полярных районах вкрапляется в льды морского происхождения. Речной лёд совершенно пресен, обычно он коричневатого цвета, обусловливаемого примесью гуминовых веществ. Нередко в речном льду много органической грязи и других включений.

В южных полярных широтах речной лёд совершенно не встречается. В Северном Ледовитом океане его довольно много в начале лета в районах впадения больших сибирских рек. Так как этот лёд в течение полярного лета почти полностью уничтожается, роль его в ледовом режиме морей крайне незначительна.

Глетчерный лёд попадает в море при обламывании концов ледников. Образуюсь из снега, скопляющегося в горных долинах, глетчерный лёд пресен и почти чист от посторонних примесей. Как правило, он голубоватого цвета.

Глетчерный лёд в виде айсбергов встречается в Северном Ледовитом океане между 120° з. д. — 0° — 100° в. д. Гренландским и Лабрадорским течениями айсберги выносятся через Дэвисов пролив в область Гольфстрима.

Но особенного развития и распространения глетчерный лёд достигает в южных полярных районах. Здесь айсберги встречаются вокруг всего Антарктического материка и поднимаются до юго-восточных побережий Южной Америки.

Морской лёд образуется в самом море из морской воды. Основной его характеристикой является солёность. С течением времени морской лёд преснеет, но, даже становясь пресным (годным для приготовления пищи), он со-

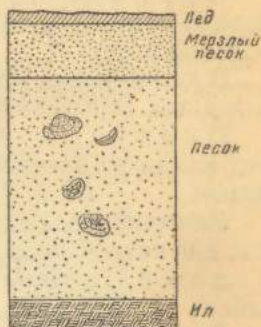


Рис. 36. Вертикальное распределение элементов в колонке грунта, взятой на Онежском бере на глубине 3 м.

хранят некоторые химические характеристики, позволяющие отличить его от льда речного или глетчерного.

В основной своей массе морской лёд зеленоватого оттенка; при большой примеси снега и пузырьков воздуха он белесоватого, стекловидного цвета. Морские льды, опреснённые и уплотнённые сжатиями, с течением времени приобретают синий цвет.

Морские льды по районам распространения и главным образом по своей подвижности разделяются на два класса: припай и пловучие льды.

П р и п а й, или **н е п о д в и ж н ы й л е д**, окаймляет в зимнее время берега, острова, а также льды, стоящие на мели и играющие в этом отношении роль островов.

В летнее время припай обычно взламывается, распадается на отдельные поля и льдины, отрывается от берега и переходит в класс дрейфующих льдов.

П л о в у ч и е, или **д р е й ф у ю щ и е**, льды и зимой и летом находятся под влиянием постоянных и периодических течений и ветра в непрерывном движении.

Многолетние дрейфующие льды большой толщины и сплоченности, не доступные для современных ледоколов даже в летнее время, называют **п а к о в ы м и л ь д а м и**. Паковые льды заполняют центральную часть Арктического бассейна.

В зависимости от того, при каких условиях происходило их формирование, льды разделяются на льды **н а р а с т а н и я** и льды **н а г р о м о ж д е н и я**. Толщина первых увеличивается исключительно за счёт низких температур воздуха. Толщина вторых, кроме того, увеличивается за счёт нагромождения одних льдин на другие.

Всякое ледяное образование может возникнуть в любое время.

По возрасту различают две группы льдов:

1. Группа однолетних льдов. В этой группе выделяют:

В е с е н н и й л ё д, т. е. лёд, образовавшийся весной перед навигацией. Это—самый молодой, самый тонкий и самый тёплый лёд; он почти не представляет препятствий для мореплавания. Затем **з и м н и й л ё д** и **о с е н н и й**,—оба более старые по возрасту, чем весенний.

2. Группа многолетних льдов, в которую переходят льды, просуществовавшие зиму, лето и следующую зиму.

Л и т е р а т у р а: 23, 62, 77.

§ 46. Классификация льдов по размерам и форме

Льды, встречающиеся в море, различаются, кроме происхождения и возраста, по своим размерам и форме.

В течение зимы благодаря движению льдов, вызванному теми или иными причинами, и изменению температуры происходит: 1) увеличение вертикальных размеров льдов (вследствие нарастания и нагромождения), 2) увеличение горизонтальных размеров (вследствие смерзания отдельных ледяных образований), 3) уменьшение горизонтальных размеров вследствие трещин, 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 **л е д я н ы м и п о л я м и** и **л ь д и н а м и**.

Пловучие льды, наиболее обширные по площади (протяжением свыше 2 км), называются **к р у п н ы м и л е д я н ы м и п о л я м и**. Они образуются при отрыве больших площадей припая от берега и главным образом при смерзании меньших по площади ледяных образований (рис. 37).

Некоторые крупные ледяные поля обладают такой ровной верхней поверхностью и такой толщиной, что допускают посадку на них тяжёлых самолётов. Такие поля называются полями-аэродромами.



Рис. 37. Ледяные поля.

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.



Рис. 38. Мелкобитый лёд.

Крупными льдинами (крупный или крупнобитый лёд) называются ледяные образования протяжением от 20 до 200 м. Мелкими льдинами (мелкий или мелкобитый лёд) называются ледяные образования протяжением до 20 м (рис. 38).

В море лёд обычно состоит из скоплений льдов разных размеров. Поэтому надо говорить крупно-мелкие поля — при преобладании крупных полей и мелко-крупные поля — при преобладании малых полей; крупно-мелкие льдины (крупно-мелкий лёд) — при преобладании крупных льдин; мелко-крупные льдины (мелко-крупный лёд) — при преобладании мелких льдин.

При столкновениях отдельных ледяных образований края их взламываются и обломки нагромождаются друг на друга, образуя одновременно массу измельчённого льда, представляющегося мелко-мелким льдом. При дальнейшем измельчении получается тёртый лёд и ледяная каша. Ледяная каша особенно характерна у наветренной кромки льдов и у берега, где она образуется в результате действия волнения и приливов. В таких случаях ледяная каша нередко достигает толщины нескольких метров, доходя иногда у берегов и на мелководьях до грунта и образуя з а б о й, очень плотный при сжатиях и несколько ослабляющийся при разрежениях.

На Белом море тёртым льдом называют очень измельчённый лёд, выбрасываемый на ледяные поля при торошении. Он похож на снег и отличается от него сероватым оттенком. Ледяной кашей называют измельчённый лёд, но загнанный под ледяные поля или заполняющий пространства между ними.

Тёртый лёд и ледяная каша вследствие малости своих частиц тают в первую очередь и потому характерны главным образом для зимы и для высоких широт.

Самый размер ледяных полей зависит от их толщины, а также морфологических и гидрометеорологических условий водоема. Если в центре Арктического бассейна не редкость ледяные поля площадью в несколько кв. километров и более, то в центре бассейна Белого моря поля таких размеров создаются только на непродолжительное время и при особых условиях — при сильных морозах и слабых ветрах. В Мезенском заливе ледяные поля не встречаются, что обусловливается сильными приливо-отливными явлениями.

Обычно, чем ближе к берегам, тем размеры полей меньше, причём в летнее время, в особенности после сильных ветров, они уменьшаются. Сильные ветры разламывают крупные ледяные поля и в зимнее время. В районах океана, где кромка льдов всегда ярко выражена, как, например, в Гренландском и Баренцовом морях, у самой кромки преобладают крупные и мелкие льдины, что надо приписать разламывающему действию морской волны и зыби.

Ледяные поля и льдины в зависимости от условий их образования и структуры могут быть или выросшими, или нагромождёнными, а по их внешнему виду — ровными или торосистыми.

Всякое столкновение одного ледяного образования с другими, какими бы причинами оно ни было вызвано, сопровождается более или менее сильным торошением.

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 р о п а к а м и ¹ (рис. 39).

Если соприкосновение при сжатии происходит более или менее равномерно, то нагромождение происходит по линии соприкосновения и называется т о р о с о м.

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 н е с я к а м и.

¹ На Белом море ропаками называют надводные части торосов, а подсовами — подводные.

Большие отдельные нагромождения этого вида, высотой над уровнем воды свыше 5 м, называются ф л о б е р г а м и или айсбергами морского происхождения.

Образования того же вида, высотой менее 5 м над уровнем воды, называются л е д я н ы м и г л ы б а м и.

Несяки, носясь под влиянием ветра и течений по свободным, особенно к осени, пространствам окраинных морей Арктического бассейна, часто притыкаются вследствие своей большой осадки к многочисленным здесь мелям и переходят в класс с т а м у х. Скопляясь в более глубоких частях моря и смерзаясь осенью друг с другом, несяки образуют очень мощные и очень характерные льды, которые встарину назывались к о т л а м и.

Схематически котлы представляют ряд холмов почти конической формы, с глубокими ложбинами и впадинами между ними.

В зимнее время весьма характерной формой льдов являются с м о р о з и. Под этим названием на Белом море подразумеваются сбитые вместе ветрами и течениями и смерзшиеся скопления битого льда и ледяной каши. Сморози могут достигать большой толщины и при низких температурах воздуха почти непроходимы (или даже совершенно непроходимы) самыми мощными ледоколами. Известны случаи, когда ледоколы, пробиваясь через сморозы ударами, при повторных ударах продвигались вперёд меньше, чем при первом ударе. С другой стороны, с началом таяния или при сильных оттепелях сморози легко распадаются на отдельные части и уничтожаются в первую очередь.

Наибольшее практическое значение для навигации имеет сплочённость льдов, оцениваемая в баллах по десятибалльной шкале. «Лёд 5 баллов» означает что в данном районе моря 50% его площади покрыто льдами и 50% от льдов свободно. Более грубым подразделением льдов по степени их сплочённости является:

Редкий лёд (1-3 балла) — плавание в таком льду возможно для всех судов и почти без потери скорости.

Разрежённый лёд (4-6 баллов) — плавание в таком льду возможно для всех судов, для ледоколов и ледокольных пароходов почти без потери скорости, а для обыкновенных пароходов — с потерей скорости до 20-30%.

Густой или сплочённый лёд (7-8 баллов) — при плавании в таком льду ледоколы и ледокольные пароходы теряют 20-30% своей скорости, обыкновенные пароходы плавать без помощи ледоколов не могут.

Сплошной лёд (9-10 баллов) — возможность плавания в таком льду определяется толщиной льда и мощностью ледокола.

В приведённой навигационной характеристике льдов предполагается, что ледяные поля и льдины, заполняющие данный район, распределены в нём равномерно, достаточно мощны и раскалываются судном только с трудом, так что плавание проходит главным образом по разводьям. Надо заметить, однако, что возможность плавания определяется не только толщиной и балльностью льдов, но также и степенью их сжатости. Так, напри-

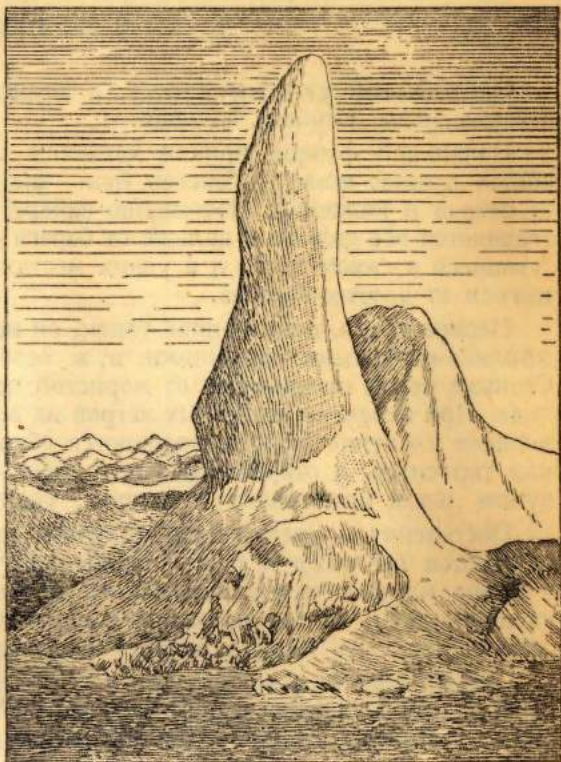


Рис. 39. Ропак.

мер, семибалльный лёд, ледяные поля и льды которого своими углами упираются друг в друга, может оказаться непроходимым даже для сильных кораблей. Сплошной лёд также может быть сжатым или ослабленным. Следующие примеры подтверждают сказанное.

В середине февраля 1938 г. л/к «Ермак» без особых задержек прошёл из Кронштадта в Балтийское море. В начале марта, возвращаясь в Кронштадт, «Ермак» с таким трудом форсировал лёд 50-70 см толщины, сжатый западными ветрами, что возникали опасения, что нехватит угля, и мы вынуждены были вернуться в Таллин для бункеровки. Лёд в марте был не прочнее и не толще, чем в феврале.

Л и т е р а т у р а : 23, 62, 77.

§ 47. Припай

Припай, как уже говорилось, в зимнее время окаймляет берега, острова, а также льды, стоящие на мели.

Начальной формой припая является ледяной заберег, образующийся прежде всего у берегов бухт, фиордов и проливов, хорошо закрытых от ветров и волнения. Постепенно заберег, увеличиваясь по толщине, распространяется всё дальше и дальше от берега (попутно включая в себя льды, образующиеся в самом море) и в узких местах доходит до припая, распространяющегося от других берегов.

Первое время, пока припай тонок, он неоднократно взламывается течениями, приливо-отливными явлениями и, в особенности, сгонно-нагонными ветрами. Сгонные ветры отламывают от мористой кромки припая значительные площади льда. При перемене отжимных ветров на нажимные оторвавшиеся части припая, а также пловучие льды возвращаются обратно. При этом мористая кромка припая торосится, а оторванные части припая вместе с нажатым на припай пловучим льдом примерзают к припаю, увеличивая таким образом его площадь.

Постепенно с увеличением толщины припая явления отрыва, естественно, случаются всё реже и реже. Наибольшего своего развития припай достигает в конце марта-начале апреля. Хотя в это время его толщина ещё продолжает увеличиваться, но одновременно солнечная радиация ослабляет лёд, и потому сопротивляемость припая всякого рода взламывающим усилиям уменьшается.

Припай может быть образован и из льдов нормального нарастания и из льдов нагромождения. Первое характерно для небольших закрытых от ветра и течений бухт и заливов, второе — для открытых побережий.

Из изложенного ясно (как это было установлено ещё в результате работ экспедиции Толля), что наиболее благоприятными условиями для развития припая являются:

1. Развитая береговая линия, в особенности если у берега расположены архипелаги островов.

2. Отсутствие сильных постоянных течений и приливо-отливных явлений, способствующих взламыванию припая.

3. Мелководье, где охлаждение воды всегда происходит значительно быстрее, чем над большими глубинами, и где льдообразование вообще при прочих равных условиях начинается раньше. Значение мелководий заключается ещё в том, что обычно к наиболее отмелым местам, подводным банкам, камням и мелям при-тыкаются разного рода ледяные нагромождения, имеющие значительные вертикальные размеры. Эти нагромождения в дальнейшем, принимая на себя напор льдов с моря, увеличиваются в размерах, становятся прочными и в отношении развития припая играют роль прибрежных островов.

Все перечисленные условия сочетаются в районе Новосибирских островов, где против устья Яны припай тянется по меридиану на 270 миль и по 74-й параллели на 350 миль (рис. 40). Этот район в отношении льдов Лаппо справедливо выделяет в особый припайный район, отмечая, что льды в нём формируются

и растаивают в совершенно отличных от соседних районов условиях. В марте-апреле 1943 г. по данным авиаразведки площадь припая здесь равнялась приблизительно 380 000 км².

Все же определяющим условием для распространения припая у сибирского побережья (за исключением Хатангского залива, где приливо-отливные явления значительны и припай поэтому не распространяется далеко от берега, и Чукотского побережья, где припай взламывается Чукотским течением) является мелководье.

Отдельные ледяные нагромождения в морях, омывающих сибирское побережье, нередко имеют осадку до 25 м. Поэтому считается, что в среднем у указанного побережья 25-метровая изобата является пределом распространения припая. Понятно, что в высоких широтах припай в узких проливах образуется и над большими глубинами.

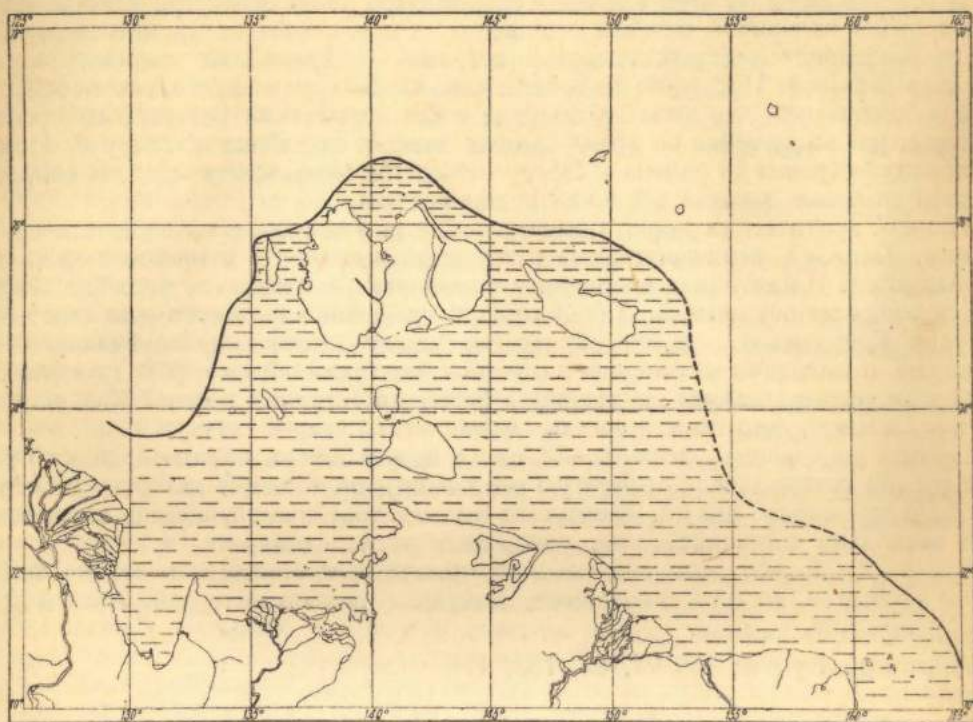


Рис. 40. Припайный район Новосибирских островов.

На рис. 104 показано распространение припая на Белом море на 17-18 апреля 1942 г., т. е. приблизительно во время его полного развития. Из рисунка следует, что на Белом море, где стамухи не играют большой роли, линия припая распространяется от берега приблизительно до 10-метровой изобаты. Наибольшего развития припай достигает в вершинах Кандакшского и Онежского заливов, согласно общему правилу: у вогнутых берегов припай более развит, чем у выпуклых.

Приблизительно можно считать, что на Белом море припай ко времени своего наибольшего развития занимает не более 10% поверхности моря.

Характерно выравнивание кромки припая в районах сильных приливо-отливных течений. Прибрежная полоса пловучих льдов, двигаясь вдоль припая и прижимаясь к нему, создаёт над ним валы. В Белом море такие валы тёртого льда особо характерны вдоль Терского берега — от Поноя до мыса Никодимского — и у Ромбаков в Онежском заливе.

Характерно также простираение припая у сравнительно приглубых восточных берегов Новой Земли. Как это установлено многочисленными авиаразведками,

здесь линия припая в момент его наибольшего развития тянется от мыса к мысу, заполняя бухты и фиорды побережья.

Как мы видели, по самым условиям своего образования и существования ровный припай образуется в закрытых бухтах и узких проливах, а торосистый — у открытых побережий.

Увеличение толщины льда идёт сначала быстро, а потом, несмотря на удерживающиеся низкие температуры воздуха, нарастание льда замедляется. В результате лёд, образовавшийся с началом морозов и не подвергшийся торошению, уже к началу января достигает в морях Советской Арктики толщины свыше 100 см. Эта толщина в совокупности с низкой температурой льда уже достаточна для того, чтобы противостоять обычным взламывающим припай усилиям. К указанному выше сроку формирование припая и установление положения его мористой кромки можно считать законченными.

В течение зимы на этой кромке в дальнейшем происходит при нажиме пловучих льдов на припай сильное торошение, а при отходе от кромки пловучих льдов (вызванном соответствующими ветрами) — образование широких «припайных» полыней. Последнее явление столь характерно и настолько поражало всех наблюдателей, что вызвало понятие о так называемой Великой сибирской полынье, наблюдавшейся во время санных поездок от района к северу от Новосибирских островов до района к северу от берегов Колымского края. К вопросу об этой полынье мы ещё вернемся в дальнейшем.

Припай арктических морей Советского Союза в основном надо считать однолетним. Только в исключительные годы отдельные бухты и проливы здесь не вскрываются. В некоторых американских районах Арктического бассейна встречается многолетний припай. Такой припай особенно характерен для северных фиордов Гренландии, где он образуется между ледниками, спускающимися в фиорды, и выходами из фиордов и преграждает таким образом выход из фиорда айсбергам, отрывающимся от ледника. Такой многолетний припай Кох назвал с и к о з а к о м, что по-эскимосски значит очень старый лёд.

Против наибольшего ледника Северного 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, рождённых этим ледником.

Раз в 20-25 лет этот многолетний припай взламывается, и только тогда массы айсбергов, до того скованные, получают возможность двигаться к Дэвисову проливу.

Л и т е р а т у р а: 62, 77, 88, 133, 171.

§ 48. Пловучие льды

Пловучие льды представляют собой скопления отдельных льдин и полей, образовавшихся или в самом море, или в результате разлома припая, многолетних льдов, а также глетчерного льда. Среди пловучих льдов можно поэтому встретить льды самого разнообразного происхождения и возраста. В морях Советской Арктики преобладают однолетние льды, в более высоких широтах — многолетние льды.

Пловучие льды под влиянием течений, приливо-отливных явлений, а также ветра и зимой и летом находятся в постоянном движении. Благодаря этим непрерывным движениям в разные стороны (главным образом под воздействием ветра) отдельные льдины, входящие в состав пловучих льдов, всё время меняют свою форму и очертания.

Как увидим дальше, скорость движения отдельных льдин в зависимости от течения или ветра различна. В результате льдины, дрейфующие быстрее, нагоняют более медленные и в дальнейшем дрейфуют вместе уже с некоторой средней скоростью. Образовавшиеся полосы или скопления, в свою очередь, нагоняют скопления, дрейфующие более медленно. Таким образом создаются характерные для пловучих льдов л е д я н ы е м а с с и в ы.

При нажиме такого ледяного массива на берег или на неподвижный лёд создаётся торшение как по линии соприкосновения, так и внутри самого ледяного массива, причём, в первую очередь, понятно, подвергаются разрушению наиболее молодые и потому наиболее слабые части массива. Одновременно за счёт торшения происходит уменьшение площади массива.

При перемене направления ветра ледяной массив отрывается от берега или неподвижного льда и начинает двигаться в соответствующем направлении до новой перемены ветра или до нового упора в берег или в неподвижный лёд.

Понятно, что такие явления приобретают особое значение тогда, когда льдов сравнительно мало, что бывает в начале зимы. В это время как раз и происходит наибольшее торшение и наибольший разлом ледяных образований, входящих в состав данного массива.

В зимнее время всторошенные льдины смерзаются друг с другом и образуют большие поля. В летнее время ледяные поля при торшении образуют так называемый битый лёд.

Естественно, что благодаря этим процессам поверхность пловучих льдов представляется весьма неровной. Только при исключительных обстоятельствах, когда старые торосистые поля упираются друг в друга таким образом, что между ними создаются защищённые со всех сторон бухты, в последних естественным намерзанием образуется ровный лёд¹.

Южной границы распространения пловучих льдов в летнее время является побережье, а в зимнее время — мористая кромка припая.

Положение северной границы пловучих льдов в Арктическом бассейне весьма неопределённо и во всяком случае весьма условно. Можно считать её совпадающей с северной границей свободного плавания паровых судов в летнее время. Можно также считать, что северная граница пловучих льдов приблизительно совпадает с 1000-метровой изобатой.

Проведение такой границы представляется возможным, во-первых, потому, что она приблизительно совпадает с северной границей свободного плавания кораблей в Арктическом бассейне, и, во-вторых, потому, что при переходе с больших глубин на материковую отмель атлантические воды, заполняющие Арктический бассейн в виде тёплого промежуточного слоя, здесь поднимаются к поверхности и оказывают на льды ослабляющее влияние.

Однако сопоставление наблюдений станции «Северный полюс» и «Седова», а также наблюдений самолётов во время полётов при организации станции «Северный полюс» показало, что особой разницы между льдами, заполняющими в зимнее время, скажем, северную часть моря Лаптевых, и льдами, с которыми в дальнейшем дрейфовал «Седов», нет, но зато льды, на которых была установлена станция «Северный полюс», от этих льдов отличаются весьма сильно.

Ниже приводятся наблюдения, сделанные Алексеевым и Жуковым во время перелёта в мае-июне 1937 г. от Земли Рудольфа (81°45' с. ш. и 50° в. д.) до Северного полюса и обратно.

От Земли Рудольфа до 82°30' с. ш. встречался сильно всторошенный (торосы до 3 м) молодой лёд с разводьями и трещинами. Попадались обломки айсбергов. Ровные площадки размерами 100 × 200 м² встречались редко. От 82°30' до 85°30' с. ш. размеры полей увеличивались до 20 км в поперечнике. Довольно часто встречались ровные площадки размерами 250 × 350 м². 6 июня 1937 г. при посадке самолёта у 84° с. ш. толщина льда оказалась равной 100-120 см. Лёд был ровный, с огромным количеством ропаков, сверху прикрытый слоем снега толщиной до 40 см. Снег сверху был слегка солоноватый.

Севернее 85°30' с. ш. начались многолетние льды, причём до 86° с. ш. ледяные поля были малы, сильно всторошены, разводья забиты мелким льдом, шугой и молодым льдом. Посадка самолёта на таких полях без аварии была невозможна.

¹ Исключение из этого правила представляют районы сильных приливо-отливных явлений. Так, например, в Горле Белого моря даже после длительных и сильных морозов основную массу льдов составляют крупные и мелкие сильно всторошенные льдины. Особенно это заметно в районе Мезенского залива.

Наибольших размеров посадочные площадки достигали между 87° и $88^{\circ}30'$ с. ш. Ближе к полюсу они становились меньше и хуже. Поле, на которое опустился самолёт Алексеева у полюса ($89^{\circ}51'$ с. ш. и 47° в. д.), было массивное, старое. На нём имелись две продолговатые площадки 500×300 м², разделённые грядой торосов. Вместо ропаков здесь были округлённые, покрытые снегом торосы. Лёд был совершенно пресный, а снежный покров походил на фирновый.

Поле, на котором 21 мая 1937 г. экспедицией Шмидта была организована станция «Северный полюс», представляло собою типичное паковое поле площадью около 4 км². Его толщина была около 3 м, а поверхность настолько ровная, что на нём одновременно сидели четыре тяжёлых самолёта экспедиции (рис. 41).



Рис. 41. Лёд в районе Северного полюса.

Из этого описания видно, что как будто бы своеобразный пояс торошения отделяет (по крайней мере на меридиане о. Рудольфа), приблизительно на 86° с. ш., сравнительно слабые льды, с которыми дрейфовал «Седов», от более мощных паковых льдов, с которыми дрейфовала станция «Северный полюс». Этот пояс напоминает пояс торошения, наблюдающийся на мористой кромке припая и, повидимому, вызван теми же причинами¹.

При отжимных северных ветрах более подвижные пловучие льды отрываются от паковых льдов и двигаются на юг, образуя на линии разрыва значительные разрежения и полыньи. При обратном движении они упираются в паковые льды и торосятся.

Л и т е р а т у р а : 62, 77, 88.

¹ Надо напомнить, что на пути от Земли Франца-Иосифа к Северному полюсу экспедиция Каньи (1900 г.) встретила очень всторошенные льды на $86^{\circ}34'$ с.ш. Нансен в 1895 г. на своем пути по льду к Северному полюсу был остановлен тяжёлыми льдами на $86^{\circ}14'$ с. ш. и 86° в. д. «Седов» в 1939 г. не смог пройти в том же районе севернее $86^{\circ}39',5$ с. ш. Таким образом пояс торошения, окаймляющий паковые льды, представляется, повидимому, постоянным явлением.

Паковые льды являются наиболее законченной формой многолетних льдов. Они представляют собою крупные ледяные поля, плотно прижатые друг к другу, так что общее пространство воды между ними — даже в летнее время — не превосходит 1-2%. Толщина паковых полей не меньше 3 м. Верхняя их поверхность выравнена и сглажена. Торосов с резкими очертаниями, характерными для пловучих льдов, нет. Их место занимают высокие (иногда до 10 м), но сглаженные холмы, по форме напоминающие «бараньи лбы». Только по краям паковых полей вследствие имеющих всё-таки место перемещений ледяных полей наблюдаются торосы из молодого льда, образующегося в зимнее время в трещинах между полями.

Для образования паковых льдов необходимо несколько процессов:

1. Начальное образование и утолщение льда естественным намерзанием снизу.

2. Увеличение толщины льда нагромождением отдельных льдин и полей и их обломков друг на друга.

3. Смерзание небольших льдин и полей в крупные поля, особо характерное при сжатиях в зимнее время.

4. Выравнивание верхних и нижних поверхностей льда. Это выравнивание достигается в силу следующего:

а) При той же отрицательной температуре воздуха прирост тонкого льда больше прироста толстого льда. Кроме того, в период роста нижняя часть ледяных полей представляется щёткообразной, состоящей из начальных ледяных игл, весьма непрочно связанных с нижней поверхностью льдов. При малейшем движении льдов относительно воды эти иглы отрываются от нижних поверхностей наиболее погружённых частей льда и всплывают под менее погружёнными. Таким образом при прочих равных условиях тонкий лёд стремится сравняться по толщине с более толстым льдом.

б) Прямая солнечная радиация, падающая в Арктике наклонно, действует сильнее всего на возвышающиеся над льдом торосы и разрушает их в первую очередь. Поверхность торосов, подвергающаяся влиянию рассеянной солнечной радиации, велика по сравнению с их объёмом. Таким образом и прямая и рассеянная радиация разрушает выступающие части торосов.

в) Талая вода, образующаяся в результате таяния в летнее время торосов и скоплений снега у последних, стекает в низины ледяных полей и, замерзая здесь в зимнее время, увеличивает толщину наиболее тонких частей ледяных полей.

г) Имеющее место и в зимнее и в летнее время «выветривание» льдов, вызываемое испарением и конвекцией, оказывает наибольшее влияние на выступающие над ровным льдом части торосов.

д) Отдельные наиболее углублённые части ледяных полей, в начальный момент достаточно прочные вследствие своей низкой температуры, с течением времени воспринимают температуру окружающей их воды и поэтому значительно ослабевают, а иногда, если солёность их была мала, и просто растаивают. Таким образом все подводные выступы ледяных полей также постепенно «выветриваются». Это явление приобретает особое значение при всякого рода передвижках ледяных полей. Выступающие подводные части ледяных полей, ослабленные повышением температуры, при этом распадаются, и их куски всплывают к наиболее тонким частям льда.

5. Опреснение в результате постепенного стекания более плотного (чем морская вода) рассола солевых ячеек, особенно интенсивного при летнем повышении температуры льда, а также в результате выдавливания рассола при сжатиях.

6. Уменьшение пористости льда в результате тех же сжатий.

7. Изостатические явления (см. § 103), заключающиеся в том, что при разрушении надводных или подводных выступов ледяных полей соответствующие части полей или поднимаются или опускаются. Эти явления, как увидим ниже, проходят наиболее интенсивно в летнее время.

Как известно, и «Фрам» и «Седов» наблюдали льды трехлетнего возраста; всё же это ещё не были настоящие паковые льды, как, например, поле станции «Северный полюс».

Таким образом паковые льды в основной своей массе являются многолетними льдами, состоящими из мощных, сильно уплотнённых, почти монолитных, почти пресных и почти лишённых пузырьков воздуха плит льда; и представляют собою большие поля сравнительно ровного льда, образующего площадки, достаточные по размерам для посадки самолётов. Эти поля окаймлены по краям молодыми торосами и пересечены пологими ледяными холмами (сглаженные хребты торосения)¹.

В отдельных районах, однако, паковые льды представляют собою настоящий хаос вздыбленных и нагромождённых друг на друга глыб льда, в расположении которых нет никакой правильности (области торосения).



Рис. 42. Палеокристический лёд.

Высказывались предположения, что не весь паковый лёд в конечном итоге дрейфует в Гренландское море, т. е. так, как дрейфовало ледяное поле станции «Северный полюс», а часть его движется далее на запад и входит в область постоянного напора в районе к северу от Американского материка.

Действительно, в этом районе как раз и встречается наиболее мощная разновидность паковых льдов — палеокристические льды (рис. 42).

Это понятие Нэрс ввёл для компактных морских ледяных образований, напоминающих своими размерами и мощностью обломки глетчерного льда, но происшедших в результате торосения и набивания льдов морского происхождения. Среднюю мощность палеокристических полей участники экспедиции на «Заре» оценивают в 30 и более метров, отмечая при этом, что даже в окраинных морях сибирского побережья, где льды слабее, отдельные стамухи достигают даже большей мощности.

Л и т е р а т у р а: 67, 77, 88, 171.

§ 50. Глетчерные льды

В Северном Ледовитом океане, у берегов Антарктиды, а также в некоторых районах умеренных широт Мирового океана, кроме льда, образовавшегося из

¹ Как сообщил мне Либин, в районе посадок самолёта Н-169 (за 80-й параллелью на меридиане острова Врангеля) паковые льды занимали 80% видимой с самолета площади. Промежутки между ними заполняли ледяные поля возрастом 1-1,5 года толщиной 150—200 см. Посадки самолёта (2-28 апреля 1941 г.) совершались на такие поля.

морской воды, встречаются глетчерные льды, отличающиеся от морского льда как по своим формам, так и по своим характеристикам.

На высоких горных массивах в умеренных и низких широтах и в особенности в полярных районах, где в течение лета растаивает меньшее количество снега, чем его выпало за зиму, происходит постоянное 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 большого количества снега благоприятствуют высокая широта, большая высота над уровнем моря и морской климат, характеризующийся 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, под давлением вышележащих слоёв они уплотняются и, во-вторых, под влиянием того же давления, понижающего температуру замерзания, они медленно перерождаются.

Первая фаза перерождения снега — это **фирновый лёд**, представляющий собою конгломерат отдельных зёрен льда белого цвета величиной с горошину. Следующая стадия — это **пузырчатый лёд**, образующийся из смёрзшихся зёрен фирна и включающий в себя большое количество пузырьков воздуха.

С течением времени пузырьки воздуха давлением вышележащих слоёв выдавливаются через трещины, получается последняя стадия — **голубой глетчерный лёд**.

Глетчерный лёд состоит из неправильных округлых, различных размеров зёрен, каждое из которых представляет собой кристалл с особой оптической ориентировкой. Эти зёрна достигают иногда размеров голубинного яйца, и чем глубже они лежат, тем они крупнее. В Альпах находили кристаллы весом до 700 г. Считается, что рост этих зёрен идёт или за счёт талой воды, циркулирующей в промежутках между кристаллами, или же за счёт поглощения более крупными зёрнами соседних, более мелких, но одинаково оптически ориентированных зёрен. Характерно, что всякое скопление льда со временем приобретает грубо-зернистую структуру, а глетчерный лёд, в особенности у концов ледников, всегда очень стар.

Кроме своей зернистой структуры, глетчерный лёд характерен также слоистостью и 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.

Это явление объясняется различно. Одни считают, что эти полосы связаны с периодичностью выпадения осадков. Это доказывается тем, что в южных ледниках отдельные слои отделяются друг от друга летними налётами пыли. Другие — что слоистость глетчерного льда образуется в результате скольжения отдельных слоёв льда друг по другу. На стыке этих слоёв благодаря таянию и давлению образуется голубой лёд, в то время как скользящие части, состоящие из фирнового льда, остаются белыми. Третьи допускают, что в образовании ленточности глетчерного льда участвуют оба фактора. Отмеченные особенности позволяют считать глетчерный лёд «льдом давления» в противоположность льду, образующемуся из морской воды и являющемуся льдом «термическим».

Естественно, что глетчерный лёд по своему составу резко отличается от морского льда. Производившиеся исследования показывают, что вода, полученная растапливанием глетчерного льда, почти ничем не отличается от дистиллированной воды.

После того как данное углубление окажется полностью заполненным льдом и снегом, глетчерный лёд начинает вытекать из района своего скопления по одному или нескольким — в соответствии с рельефом местности — руслам, совершенно подобно тому, как одна или несколько рек могут вытекать из одного и того же озера.

Эта способность льда вследствие его пластичности стекать вниз по долинам представляет собою самое замечательное свойство ледников. Скорость движения ледников, по данным Валло, 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 соеди-

няется опять¹. При каждом повороте и сужении русла в массе ледника возникают добавочные натяжения и давления, вызывающие явления *режелаяции*, заключающиеся в том, что при каждом давлении лёд как бы несколько растапливается, а при последующем ослаблении давления опять смерзается.

В низких и умеренных широтах «бассейны» снега и льда, питающие ледники, обычно занимают высокие долины, расположенные между горными хребтами и отдельными вершинами. Ледники, вытекающие из этих бассейнов, постепенно спускаясь на меньшие высоты, подвергаются всё большему и большему разрушению и таянию и в конце концов дают начало горным рекам.

По мере увеличения географической широты снеговая линия спускается всё ниже и ниже, концы ледников доходят до уровня моря, где они представляют особый интерес для мореведения. Действительно, ледники определяют здесь береговую черту, видоизменяют рельеф дна прилегающего моря и являются непрерывным источником больших масс глетчерного льда в море.

Как уже указывалось, несколько условий благоприятствуют образованию ледников, а именно: высокие широты, большие высоты над уровнем моря и обильное выпадение осадков, определяемое распределением суши и моря, морских течений и ветров, а также рельефом местности.

В некоторых районах Арктики и в Антарктике все эти факторы сочетаются. В результате создаются громадные *ледяные щиты*, покрывающие почти нацело отдельные острова и континенты. Главным отличием Арктики от Антарктики является то, что в центре последней расположен громадный и высокий континент (средняя высота около 1 500 м), а в середине Арктики расположен глубокий Арктический бассейн (глубиной более 4 000 м). Этим определяется, что главной массой ледяного покрова в Арктике является морской лёд, а в Антарктике — глетчерный.

Главное оледенение Арктики — Гренландия, на которой сосредоточено 90% глетчерного льда Северного полушария; занимает площадь 1,9 млн. км² при общей площади этого острова, равной 2,1 млн. км². В то же время морской лёд Северного полушария в момент своего наибольшего развития занимает площадь около 12 млн. км².

В Северном полушарии, кроме Гренландии, материковый лёд, доходящий до уровня моря, расположен и на других берегах Баффина залива. Меньшие изолированные оледенения встречаются в американском секторе Арктики — на островах Принца Патрика и Мелвилла. В евразийском секторе Арктики оледенения расположены на островах Шпицбергенского архипелага, на островах Белом и Виктория (между Шпицбергом и Землёй Франца-Иосифа), на островах Земли Франца-Иосифа (приблизительно 97% площади всего архипелага покрыто материковым льдом), на Новой Земле, на островах Ушакова и Шмидта (между Землёй Франца-Иосифа и Северной Землёй), на Северной Земле. Единственным известным местом оледенения к востоку от мыса Челюскин являются острова Де-Лонга, причём только на острове Генриетты ледник достигает моря (рис. 43).

При рассмотрении оледенения Северного полушария обращает на себя внимание, во-первых, то обстоятельство, что наиболее северные части суши, а именно Гренландии и Земли Элмира, свободны от глетчеров. Также почти лишён ледников Лабрадор, имеющий очень низкую летнюю температуру (около 7°) и к тому же расположенный на пути летних циклонов. Почти лишено ледников всё северное побережье Шпицбергена. Из этих примеров следует, что для образования

¹ Как известно, реки, протекающие в мягких грунтах, прокладывают русла, имеющие в поперечнике клинообразную, острием вниз, форму. Русла, прокладываемые ледниками, по большей части имеют плоское дно и очень крутые боковые склоны. Кроме поперечного профиля, русла ледников характерны и своим продольным профилем. Так, в долинах, некогда занятых ледниками, часто встречаются переуглубления дна долины, обязанные разрушительным действиям ледников. В шпицбергенских и новоземельских фиордах наибольшие глубины мы обычно встречаем у самой стены ледника, а самые фиорды отделяются от моря порогом, образовавшимся из моренного материала.

глетчеров высокой географической широты и низких температур лета ещё недостаточно. Недостаточно также и высоты над уровнем моря, а также и больших горизонтальных размеров. Так, например, очень небольшой (длина около 5 км) остров Виктория, расположенный между Шпицбергом и Землёй Франца-Иосифа, почти сплошь покрыт глетчерным льдом, в то время как острова более значительные по высоте и горизонтальным размерам и к тому же расположенные севернее—у северных берегов Шпицбергена—ледяного покрова лишены. Несомненно, наибольшее значение при прочих равных условиях имеет количество 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.

Вопрос о том, являются ли вообще современные оледенения реликтовыми или же на данном этапе они находятся в равновесии, представляется весьма интересным, однако еще не решённым.

В частности, для Гренландии Брукс не считает оледенение реликтовым. Он указывает, что на западной стороне Гренландии снеговая линия проходит приблизительно в 90 км от берега и разделяет ледяной купол на две части: накапливающую и расходующую. Накопляющая часть получает ежегодно 36 см осадков. Толщина расходующей 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 её ледники представляются по наблюдениям во время пересечений ледяного щита, а также по наблюдениям во время многочисленных санных и морских экспедиций 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 соответственно 3250 и 2925 м (возможно, и третий купол в районе к северу от Ангмагссалика). 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 м¹. Между северным и южным куполами ледяного 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 Баффинава залива, так как здесь климат мягче, а также потому, что скат ложбины к западному берегу более полог и, таким образом, площадь лёдосбора больше. Именно наличием поперечной ложбины объясняется то, что главная масса гренландских айсбергов рождается между 65° и 75° с. ш.

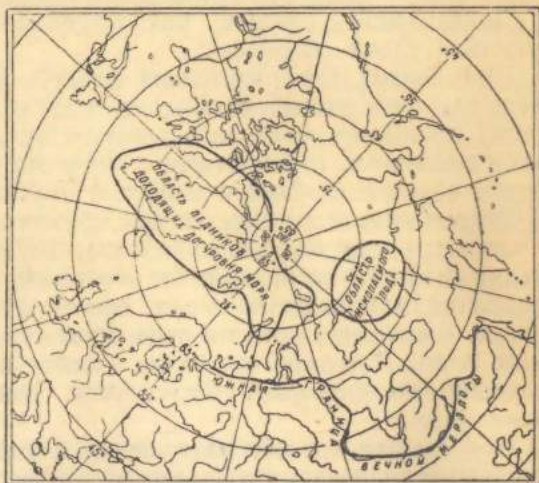


Рис. 43. Границы областей ледников, ископаемого льда и вечной мерзлоты.

Л и т е р а т у р а: 62, 79, 143, 146, 171.

¹ Подсчитано также, что если растопить весь лёд, покрывающий Антарктический материк, то уровень Мирового океана поднимется на 23 м.

Концы ледников, спускающиеся к морю в виде отвесной стены или пологого ската, по мере своего вхождения в воду испытывают вследствие малой плотности льда всё 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. Таким способом образуются айсберги, весьма различные по форме и по размеру, начиная от небольших «щенков» и кончая громадными «ледяными горами».

Дригальский считает, что выступающий конец ледника может разрушаться тремя способами:

При первом приблизительно поперёк 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 Баффина 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. 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 (см. § 53).

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. Скорость эта вообще всегда больше по оси ледника (чем по краям) и в верхней части (чем в нижней).

Скорость движения некоторых ледников Гренландии очень велика. Так, например, ледник Караяк на западном берегу Гренландии (70° с. ш. и 50° 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 большей скорости быстрейших альпийских ледников. С такой же скоростью движется расположенный несколько южнее ледник Якобсхавн, не прекращающий своей деятельности даже зимой и дающий, по подсчетам, 1 350 айсбергов в год, или около 10% всех гренландских айсбергов.

В августе 1928 г. Смит в фиорде Якобсхавн насчитал от 4 000 до 6 000 айсбергов. Замечательно, что через неопределённые интервалы времени, приблизительно 10 раз в году, цепочка айсбергов (повидимому, прорвав образовавшуюся где-то ледяную плотину) начинает двигаться к выходу из фиорда сначала медленно, а потом со скоростью 10-15 км/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, даёт наибольшие и наиболее причудливые айсберги Северного полушария. Его особенностью, как вообще быстрых ледников, является то, что рождённые им айсберги выше фронта ледника. Так, например, в этом районе Дригальский видел айсберг, возвышавшийся над уровнем моря на 149 м.

Ледники, занимающие по фронту значительные расстояния, нодвигающиеся медленно, могут совсем не производить айсбергов или производить их очень мало, разрушаясь главным образом отпадом от стенки больших или меньших

кусов льда. Так, например, в той же Гренландии в окрестностях Фредерикс-хаба 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 мыса Ли-Смит до мыса Мон — и представляющий, по Норденшельду, непрерывную ледяную стену, недоступную с моря на протяжении около 100 км. Но продуктивность этого ледника настолько мала, что, например, в 1930 г. мы на «Книповиче» в близлежащих районах не видели ни одного айсберга.

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 Смиту, 5 400 (из 7 500) «больших» айсбергов (т. е. таких, величина которых достаточна для того, чтобы они, не растаяв и не распавшись, 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° с. ш.), вследствие суровых климатических условий, близости пака и палеокристаллического льда, имеют языки, далеко выступающие в море, подобно языкам ледников Антарктики¹.

Величина айсбергов, как мы видели, зависит отчасти от скорости движения ледника, но, конечно, определяется также его вертикальными и горизонтальными размерами. 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 — 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, длина 565 м.

В то же время антарктические айсберги нередко имеют в длину несколько десятков километров. Так, например, в 1854 г. в Атлантическом океане (44° ю. ш. и 28° з. д.) была встречена ледяная гора размерами 75-120 км и высотой 90 м. Пароход «Антарктика» в 1894 г. к югу от Новой Зеландии видел ледяную гору длиной 130 км. В ноябре 1904 г. у Фалькландских островов судно «Зенита» увидело гору, высоту которой определило в 450 м (?).

После того как айсберг отделится от конца ледника, он под влиянием ветра или течений начинает передвигаться и или выносится в открытый океан, или притыкается к прибрежным мелям, постепенно разрушаясь и меняя свою начальную форму.

Айсберги в Северном Ледовитом океане имеют малое практическое значение. Объясняется это тем, что здесь айсберги встречаются вдали от обычных торговых путей, и тем, что их вообще в европейском секторе Арктики мало. Так, по подсчетам Смита, здесь ежегодно рождается около 600 небольших айсбергов.

Ледники Шпицбергена и Новой Земли, как правило, расположены в «кутах» глубоких фиордов, отделённых от открытых частей моря сравнительно

¹ Считается, что язык ледника Петтермана (81° с. ш., 62° в. д.), самого длинного в Северном полушарии (несколько метров высоты над водой) простирается в море на плаву, по крайней мере, на 40 км. Такие языки, пробивающие себе путь среди многолетнего восточного припая, обламываются раз в 15-20 лет.

неглубоким порогом. Поэтому, чтобы выйти из фиорда, большой новорожденный айсберг должен сначала уменьшиться в размерах. Малый же по размерам айсберг, попадая в тёплые воды Шпицбергенского и Нордкапского течений, очень быстро растаивает.

Малое практическое значение имеют и восточногренландские айсберги. Они также сравнительно малы по размерам и их вообще мало. Те из них, которым удастся выйти из фиордов, следуют вблизи берега вместе с Восточногренландским течением на юг, огибают м. Фаруэлл и здесь присоединяются к западногренландским айсбергам. На рис. 44 показаны, по Смит, обычные западная и южная границы распространения восточногренландских айсбергов у м. Фаруэлл.

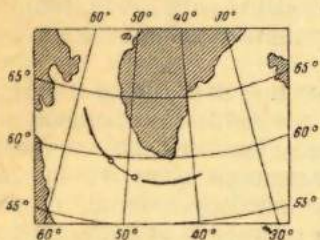


Рис. 44. Крайние западная и южная границы распространения восточногренландских айсбергов.

Наибольшее практическое значение, как указывалось, имеют айсберги Баффинова залива. Вместе с пловучими льдами они Лабрадорским течением выносятся в открытый океан и здесь на своём пути пересекают важнейшие торговые пути между Европой и портами Северной Америки. Несмотря на то, что по своему объёму айсберги Баффинова залива составляют, по подсчётам Смита, всего 2% объёма морского льда, образующегося за зиму в том же море, именно айсберги, переживающие мор-

ские льды, составляют главную угрозу мореплаванию¹.

Форма айсбергов также зависит от местных условий. В момент рождения айсберги можно разделить на два класса: столообразные (рис. 45) и пирамидальные (рис. 46).

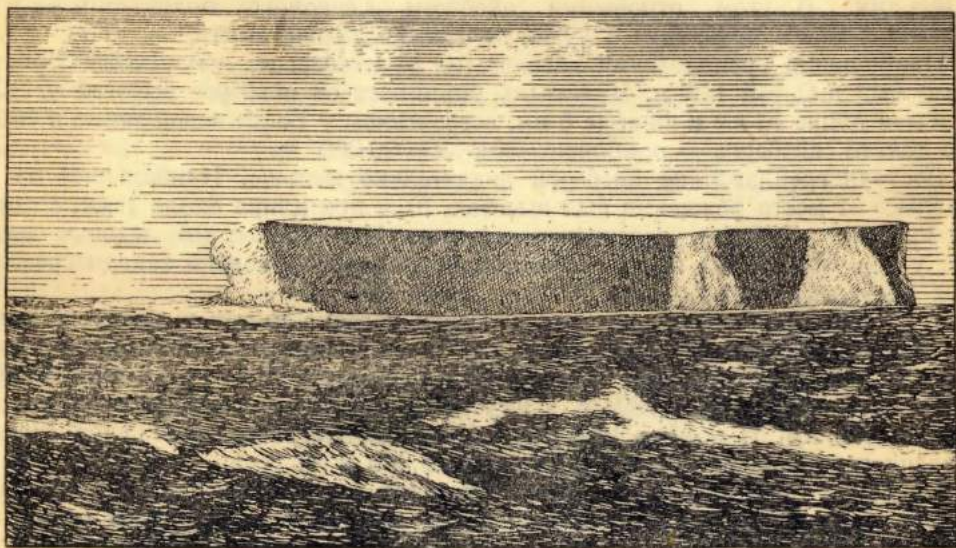


Рис. 45. Столообразная ледяная гора. Высота над уровнем моря 40 м.

Первые характерны для Антарктики, где айсберги образуются главным образом путём 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 и где ледники узки и сравнительно высоки, обычно встречаются айсберги почти правильной кубической формы (рис. 47).

¹ В апреле 1912 г. в результате столкновения с айсбергом на 41° 46' с. ш. и 59° 14' з. д. потонул пароход «Титаник», причём погибло 1 513 человек.

Пирамидальные айсберги характерны для быстро движущихся ледников, расположенных в более южных широтах, что обуславливается большими градиентами скорости и сильным разрушением концов ледников таянием. Наи-



Рис. 46. Пирамидальный айсберг.

более причудливые формы айсбергов Северного полушария, как указывает Смит, даёт, повидимому, ледник Якобсхавн.

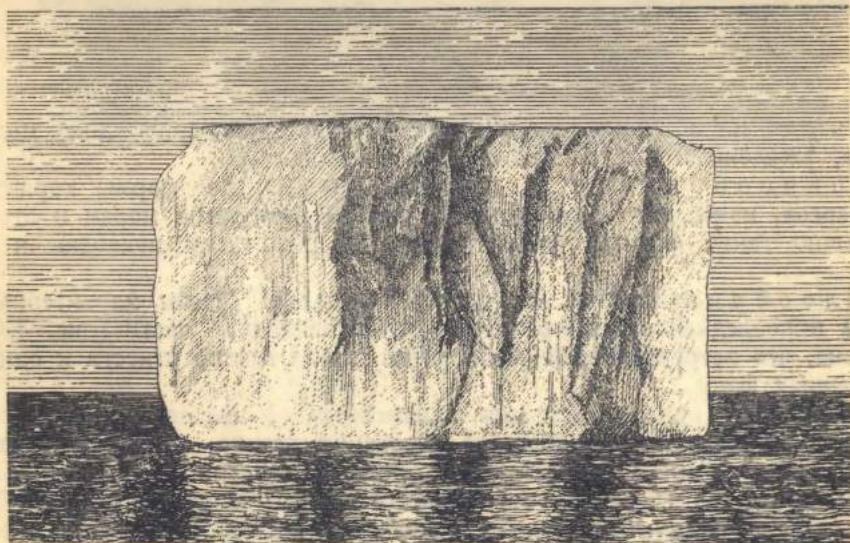


Рис. 47. Айсберг кубической формы.

С течением времени айсберги, неравномерно разрушаемые в надводной и подводной своих частях, становятся всё более причудливыми и разнообразными по своей форме.

Классификация айсбергов (в основу которой я положил классификацию Смита) такова:

Столообразные формы (прямоугольные, кубические, с более или менее отвесными боковыми стенками) характерны для молодых айсбергов, рождённых в суровых климатических условиях медленно движущимися ледниками.

Пирамидальные формы характерны для молодых айсбергов, рождённых быстро 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 (рис. 48).

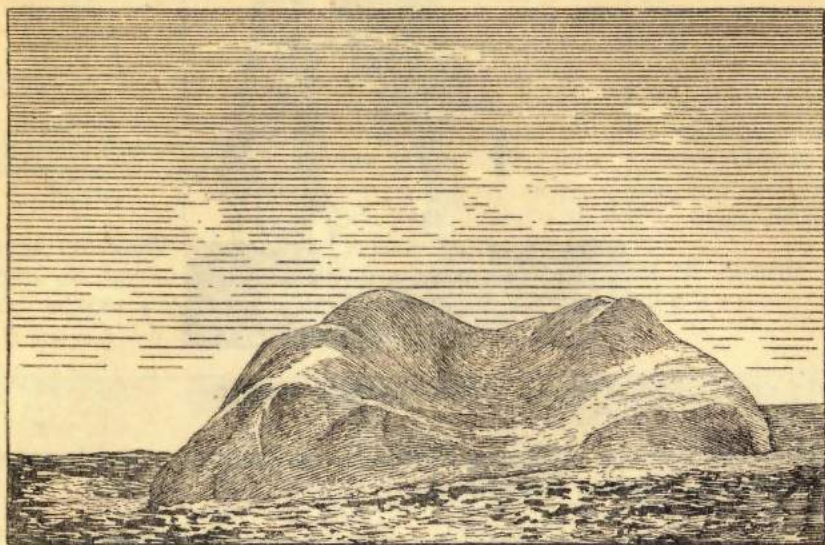


Рис. 48. Айсберг округлой формы.

Причудливо изрезанные формы характерны для молодых айсбергов, рождённых 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 тара-нами.

Крылообразные и рогообразные формы характерны для айсбергов в последней стадии разрушения их надводной части (рис. 49).

Понятно, что встречающиеся айсберги не всегда можно отнести к одной из перечисленных форм.

Один признак, однако, остаётся неизменным. У недавно отколовшегося или недавно расколовшегося айсберга очертания резкие — как у расколотого сахара. С течением времени, благодаря таянию и выветриванию, резкие внешние формы айсбергов исчезают, уступая место мягким размытым формам. Таким образом степень округлости очертаний айсбергов является признаком их относительного возраста.

Как мы увидим дальше, отношение подводной осадки к надводной высоте морских льдов даже у льдин с горизонтальными верхней и нижней поверхностями и вертикальными боковыми стенками колеблется в значительных пределах в зависимости от плотности льдов и плотности вод, в которых лёд плавает.

Но ещё больше сказывается на осадке льдов в воде неправильность их формы. Поэтому при плоской и широкой подводной части льдины её узкая надводная часть может значительно возвышаться над уровнем моря. Особенно сказывается это явление у разрушаемых таянием айсбергов, принимающих при этом весьма причудливые формы. Так, по Смигу, отношение углубления айсбергов к их возвышению над уровнем моря в среднем равно величинам, показанным в табл. 27.

Таблица 27

Отношение осадки к высоте надводной части у айсбергов различной формы

Столообразные айсберги	5
Округлые »	4
Пирамидальные »	3
Колоннообразные »	2
Крылообразные »	1

Эти результаты основаны на многочисленных непосредственных измерениях высот и углублений айсбергов, выполненных Международным ледовым дозором, а также и на данных наблюдений многих экспедиций.

Весьма характерно проходит таяние и разрушение айсбергов. Надо, однако, различать разрушение айсбергов в районах их образования и в районах их выноса. Наиболее изучены эти процессы в районах Лабрадорского течения и Гольфстрима.

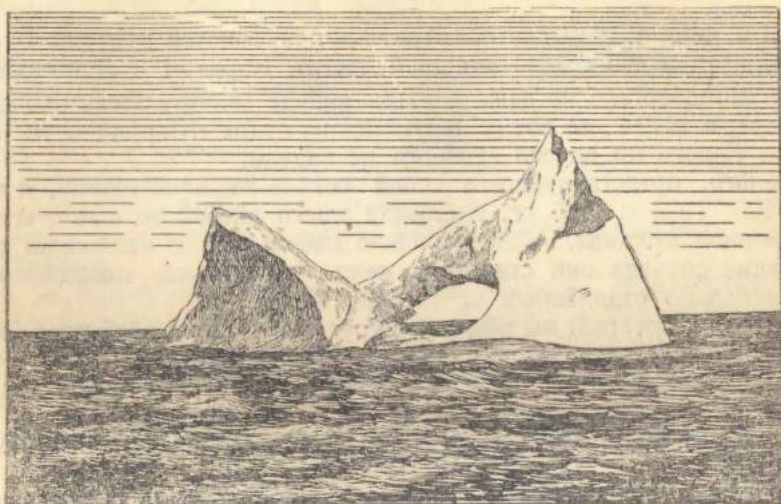


Рис. 49. Айсберг с окном.

Как указывает Смит, летом в Лабрадорском течении вода холодная и воздух тёплый, а потому в первую очередь тает надводная часть айсбергов. В Гольфстриме же весной вода значительно теплее воздуха, вследствие чего скорее разрушается и тает подводная часть.

Наибольшей быстроты таяние достигает в летнее время в Гольфстриме (тёплый воздух и тёплая вода). Ручьи текут по айсбергу непрерывным потоком, от айсберга то и дело отваливаются отдельные куски и глыбы, равновесие нарушается, и айсберг неоднократно переворачивается. Естественно, что чем меньше айсберг, тем скорее он тает. Это объясняется не только тем, что чем меньше айсберг, тем больше отношение его поверхности к его объёму, но также и тем, что малый айсберг плавает в более поверхностных, т. е. более подвижных и летом более тёплых слоях.

По Смигу, высота айсберга летом в Баффиновом заливе в среднем уменьшается на 0,7 м в день, в Дэвисовом проливе это уменьшение доходит уже до 1,3 м, у Ньюфаундленда до 2,0 м, а к югу от Больших Банок до 3,3 м в день.

За 5 месяцев пути из Баффина залива до района к югу от Больших Банок средняя высота айсберга уменьшается с 80 до 40 м, а масса его с 1 500 000 до 150 000 т.

По наблюдениям Ледового патруля высота айсбергов в Гольфстриме в отдельных случаях уменьшалась на 10 м в день, а в июне 1926 г. большой айсберг, длиной 127 м, на краю Гольфстрима растаял в 36 часов.

Уничтожение айсбергов в тёплых водах усиливается в бурную погоду, когда к тепловому эффекту воздуха и воды прибавляется механический размыв айсбергов. Как указывает Смит, этот размыв айсбергов сосредоточен у центральной части айсберга. Действительно, если один из концов на длинной оси айсберга будет размыв, то в силу потери в весе этот конец приподымется и размыв начнётся с другой стороны. В то же время вдоль короткой оси (около которой происходят колебания) размывание не прекращается. Этим объясняются характерные, напоминающие седло формы айсбергов и льдин в результате их размыва.

Л и т е р а т у р а: 62, 143, 151, 171.

§ 52. Айсберги в морях Советской Арктики

Айсберги в евразийском секторе Арктики встречаются в морях Баренцовом (главным образом в его северо-западной части), Карском и Лаптевых.

Ледники Шпицбергена не дают сколько-нибудь значительных айсбергов. По крайней мере, в 1930 г. во время плавания на судне «Книпович» мы от о. Надежды до о. Белого ни одного айсберга не видели.

У о. Белого, представляющего собой остров-ледяную шапку, я во время плаваний 1930, 1932 и 1935 гг. наблюдал много айсбергов как с его южной, так и с северной стороны. Айсберги были небольшие, с отвесными стенками. В большинстве случаев они стояли на мели, группируясь, повидимому, у отдельных, несколько отдалённых от острова банок.

У о. Виктория, который мы обходили кругом в 1932 г., айсбергов было мало, они были небольших размеров и также стояли на мели.

У Земли Франца-Иосифа айсбергов больше. Высота их над уровнем моря доходит до 25 м, а длина — до полукилометра. Ли-Смит упоминает об айсберге длиной в несколько миль. Кубическая форма айсбергов в этом районе проявляется наиболее ярко.

Возможно, что такая форма айсбергов отчасти связана с медленным движением ледников. Так, по Визе, ледники на о. Гукера движутся со скоростью 12-17 см в сутки, причём летом скорость их движения больше. Ледник на о. Рудольфа с 24 апреля по 4 августа 1933 г., судя по перемещению за это время контрольной вехи на 9,13 м, двигался со скоростью 9 см в сутки. Любопытно, что во время экспедиции герцога Аббруцко (1899-1900 гг.) движения ледников на этом острове не наблюдалось.

Если не считать проливов Земли Франца-Иосифа, где около каждого ледника, спускающегося в море, можно встретить большее или меньшее количество айсбергов, айсберги наиболее многочисленны у юго-западного и северо-западного побережий. Здесь они также как бы окаймляют удалённые от берега банки. В начале августа 1928 г. «Седов» к югу от Земли Александры насчитал 24 айсберга.

Между о. Виктория и Землёй Франца-Иосифа айсберги встречаются редко. По крайней мере, в 1930 г. мы видели 2-3 айсберга, а в 1932 г. во время огибания Земли Франца-Иосифа здесь при полном отсутствии льда и хорошей видимости мы не видели ни одного айсберга. Не видели мы также айсбергов (за исключением айсбергов в проливах) при плавании от о. Рудольфа к Белой Земле и дальше на юг вокруг восточного побережья Земли Франца-Иосифа в 1932 г. и при плавании в 1935 г. у восточных побережий Земли Франца-Иосифа.

У баренцовоморских берегов Новой Земли айсберги в открытом море, как правило, не встречаются, хотя в куту почти каждого фиорда северного острова Новой Земли имеется спускающийся к морю ледник.

Таким образом наибольшим производителем айсбергов в Баренцовом море надо считать Землю Франца-Иосифа (рис. 50). Эти айсберги в некоторые годы совершают удивительные путешествия.

Так, в 1929 г. в апреле видели айсберги на 71° с. ш. и $34^{\circ},5$ в. д. В первую декаду мая эти айсберги оказались у Мурмана. Положение некоторых из них было таково: 1-го — $68^{\circ}13'$ с. ш. $39^{\circ}24'$ в. д., 2-го — в 4 милях на северо-восток от м. Чёрного, 3-го — $69^{\circ}22'$ с. ш., $35^{\circ}44'$ в. д., 4-го — в 20 милях на северо-запад от мыса Цып-Наволок, 5-го — около Териберки. Высота айсбергов была до 12 м над уровнем моря. В дальнейшем айсберги, занесённые ветрами и течениями в Воронку Белого моря, удерживались под Канинским берегом в течение июня.

Такой исключительно редкий занос айсбергов надо объяснить северными ветрами, выбросившими айсберги в Нордкапское течение, которое затем и понесло их на восток вдоль Мурманского побережья. Этот пример характеризует в то же время живучесть айсбергов, объясняемую их большой массой и монолитностью.

В Карском море вдоль восточного побережья Новой Земли айсберги почти не встречаются по тем же причинам, что и у западного её побережья: существующая система течений и ветров прижимает их к побережью и, кроме того, мелководные пороги не выпускают их из фиордов, где они откололись от ледника.

Много айсбергов встречается у острова Ушакова. Фактически этот остров был открыт нами (экспедиция на «Садко») в 1935 г. в тумане именно благодаря неожиданной встрече с айсбергами, острые формы которых заставляли предполагать, что они откололись недавно и что место их рождения находится где-то недалеко.

По наблюдениям экспедиции Ушакова (1930-1932 гг.) наибольших масштабов материковое оледенение достигает на острове Комсомолец—северном острове Северной Земли. Здесь имеется несколько ледяных щитов, от которых ледники спускаются в пролив Красной Армии. Из этого пролива ветры и течения выносят айсберги в Карское море и главным образом в море Лаптевых.

У северо-западного побережья Северной Земли айсберги встречаются, по-видимому, редко. По крайней мере, во время плавания на «Садко» в 1935 г. мы их не видели. У юго-западного побережья Северной Земли встречаются айсберги, в основном вынесенные из пролива Шокальского.

В море Лаптевых, у пролива Красной Армии, «Сибиряков» насчитал 129 айсбергов, стоявших здесь на мели и, по-видимому, вынесенных из этого пролива. Любопытно отметить, что по наблюдениям с 1932 г. в районе к югу от 80 -й параллели (за исключением пролива Шокальского) айсберги встречались редко; лишь в 1935 г. «Ермак» на пути от пролива Вилькицкого до м. Лаврова насчитал 30-35 айсбергов. Начиная с 1939 г., как к западу от острова Большевик, так и в проливе Вилькицкого отмечается увеличение количества айсбергов вокруг острова Большевик, причём в 1939 г. айсберги встречаются главным образом с его западной и южной сторон, а в 1940 г. также и с восточной. В том же 1940 г. было отмечено большое количество айсбергов на пути от пролива Вилькицкого к бухте Тикси приблизительно до 75° с. ш.

Судя по всем признакам, в районах, прилегающих с юго-запада и с юго-востока к Северной Земле, в 1939 и 1940 гг. наблюдалось такое же «извержение» айсбергов, как это было отмечено у берегов Мурмана в 1929 г.



Рис. 50. Места айсбергов, встреченных в Баренцовом море в 1899-1928 гг.

Лактионов полагает, что айсберги, оказавшиеся в 1940 г. у восточного побережья острова Большевик (в 1939 г. их здесь не было), вынесены из пролива Красной Армии, где их особенно много и где они, скопанные нескрывающимися припаем, могут накапливаться в течение нескольких лет, а затем при особó благоприятных условиях выноситься в море сразу в большом числе, подобно тому, как это имеет место у некоторых ледников северо-западной Гренландии.

Одним из показателей таких благоприятных условий Лактионов считает положительные аномалии температур воздуха, наблюдавшиеся в 1938 и 1939 гг. на мысе Челюскин.

Как сообщил мне Падалка, во время полёта 27 марта 1943 г. на север по меридиану острова Рудольфа (Земля Франца-Иосифа) между 84° и 84°30' с. ш. были встречены сотни айсбергов, причём к западу от маршрута их количество уменьшалось. Замечательно, что во время неоднократных полётов советских самолётов при организации станции «Северный полюс» приблизительно по тому же маршруту ни одного айсберга замечено не было. Падалка предполагает, что эти айсберги занесены с Северной Земли (см. § 135).

Не менее замечателен следующий факт. В октябре 1943 г. в 3 км на северо-северо-запад от мыса Челюскин оказался айсберг столообразной формы длиной 1500 м, шириной 400 м и высотой над уровнем моря 10 м. Как сообщили мне лётчики, при летних авиаразведках они видели этот необычайный айсберг у восточных побережий Северной Земли.

Л и т е р а т у р а: 62, 77, 96.

§ 53. Острова-ледяные шапки

Ледники представляются вполне естественным явлением в больших высокогорных странах. Необходимый для образования ледников снег накапливается здесь в обширных областях питания, затем по одному или нескольким руслам, преобразованным давлением в глетчерный лёд, истекает в долины или к морю. Как уже говорилось, чем меньше летнее таяние и чем больше твёрдых осадков, тем больше вероятно образование мощных ледников.

С этой точки зрения большой географической загадкой представляются острова-ледяные шапки. Эти острова, несмотря на свою малую высоту над уровнем моря и на малые размеры, почти нацело погребены под льдом. С моря они представляются отвесной ледяной стеной большей или меньшей высоты над уровнем моря. Ледяной купол (рис. 51), напоминающий щит черепахи, плавно подымается к центру острова.

Острова-ледяные шапки можно грубо разделить на два типа:

К первому типу принадлежат острова Брюса и Евалив в архипелаге Земли Франца-Иосифа, а также острова Ушакова и Шмидта, расположенные между Землёй Франца-Иосифа и Северной Землёй. Эти острова полностью погребены под ледяным покровом.

Ко второму типу принадлежат острова Белый и Виктория, расположенные между Шпицбергом и Землёй Франца-Иосифа. У этих островов только небольшие и низкие косы (с разбитым береговым валом) выступают из-под отвесной ледяной стены.

Особенно велика высота отвесной стены льда у островов Белый и Виктория, где в некоторых местах, несмотря на небольшие размеры (особенно последнего острова), она достигает 12-15 м. При ближайшем рассмотрении отвесной стены мы видели, во-первых, что она несколько наклонена к морю и, во-вторых, что она не однородна, а состоит из волнистых горизонтальных пластов различной толщины и структуры. Каждый из таких пластов, повидому, характеризует определённые климатические условия. Чем меньше выпадение осадков и чем больше летний прогрев, тем тоньше слой, образовавшийся в течение данного года.

Главными отличиями ледяного покрова островов-ледяных шапок от обычных ледников, стеснённых в своём 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 самолётов, как это и было доказано советскими самолётами в 1937 г. на ледяных покровах островов Земли Франца-Иосифа.

Весьма неприятными для самолёта являются на этих островах так называемые кататические ветры. Под последними понимаются резкие потоки воздуха вниз по холодным склонам. Такие ветры наблюдались, например, вдоль края Антарктического материка. Экспедиция Британского Арктического воздушного пути на своей главной стоянке в Гренландии наблюдала такие ветры, в то время как в Ангмассалике на расстоянии нескольких миль от стоянки в это время были только слабые и умеренные ветры. Из этого Брент заключает, что кататические ветры распространяются очень невысоко и быстро разрушаются под влиянием трения и фрикционного перемешивания. В 1930 г. во время стоянки на якоре у одного из островов-ледяных шапок (о. Белый) мы также наблюдали явления кататического ветра: вниз по склону острова мчался, вздымая снежную пыль и срывая верхушки волн у

берега ветер штормовой силы; в то же время на расстоянии 2-3 миль от берега море было совершенно спокойно.

Острова-ледяные шапки обычно окружены бóльшим или меньшим количеством айсбергов разной степени разрушения, иными словами, разного возраста.

Самым замечательным обстоятельством является, что острова эти расположены среди или недалеко от таких же по размеру и высоте или даже бóльших по размеру островов, на которых больших скоплений снега или льда нет.

Так, например, в северо-западной части Баренцова моря к югу от типичных островов-ледяных шапок Белый и Виктория расположены острова короля Карла, лишённые ледяного покрова. К северо-западу от них расположены острова Фойн, Брок, Карла, Семь Островов

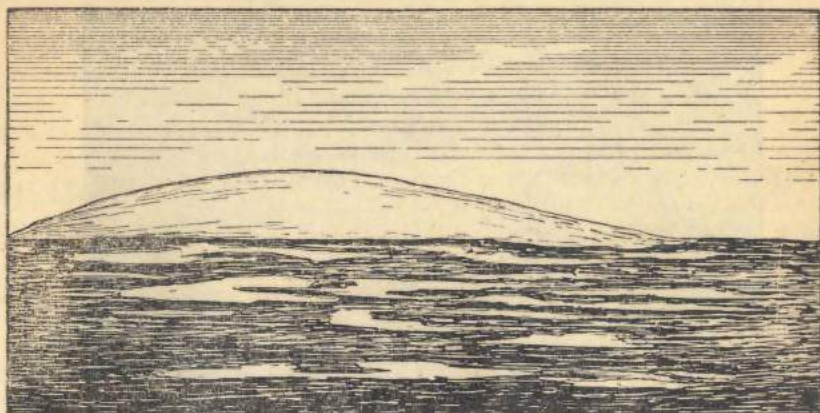


Рис. 51. Остров Ушакова.

и северо-восточное побережье Северо-Восточной Земли, все также лишённые ледяного покрова. К востоку от них лежит Земля Александры, в своей северо-западной части также лишённая ледяного покрова.

Между островом Ушакова — островом-ледяной шапкой — и северным островом Новой Земли расположен остров Визе, не имеющий ледяного покрова. Расположенные на запад и на восток от острова Ушакова ближайшие части архипелагов Земли Франца-Иосифа и Северной Земли сравнительно мало оледенены.

Отсюда возникает вопрос: не являются ли такие острова реликтовыми от последнего оледенения при условии опускания области оледенения?

Мне представляется маловероятным, что Гренландия, например, является единым островом, а не архипелагом, подобным Шпицбергену. При опускании Гренландии, одновременном с общим потеплением Арктики, в первую очередь будут протаивать и разрушаться проливы, и сама Гренландия таким образом начнёт распадаться на отдельные острова. Естественно, что некоторые острова при этом освободятся от оледенения в последнюю очередь. Это предположение как будто подтверждается тем обстоятельством, что все известные острова-ледяные шапки расположены или в архипелагах или в центрах обширных мелководий.

Большое количество айсбергов, встречаемых у таких островов, является также косвенным доказательством того, что эти острова находятся в стадии разрушения. Количество осадков (на юге Земли Франца-Иосифа около 500 мм, а на севере — около 300 мм в год), выпадающих на эти острова, не может компенсировать рождение айсбергов.

Правда, надо указать, что питание ледников может происходить не только за счёт выпадения твёрдых атмосферных осадков. Облака, состоящие из сильно переохлаждённых 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 2 000 м, а в Альпах на высоте 2 000-3 000 м образуются значительные скопления этого вида осадков. В полярных странах изморозь может играть значительную роль и тем бóльшую на таких изолированных островах, как острова-ледяные шапки; однако, всё же недостаточную для покрытия расхода льда в результате отделения айсбергов.

Литература: 62, 77.

§ 54. Ископаемый лёд

Как уже отмечалось, к востоку от Северной Земли ледников, имеющих хоть какое-нибудь значение для жизни моря, нет. Объясняется это явление не только более южным расположением встречающихся здесь островов, но в основном незначительным количеством выпадающих осадков. Тёплые и влажные воздушные массы из Атлантического океана, Гренландского и Баренцова морей, встречаемая на своем пути возвышенности Новой Земли и Северной Земли, доносятся сюда в значительной степени обезвлажненными.

Зато в районе к востоку от мыса Челюскин замечательны находжения ископаемого льда, погребённого под позднейшими донными отложениями.

По Толлю, ископаемый лёд представляет собою остатки такого же материкового льда, как и ледяной покров Гренландии, и состоит из сложенных в беспорядке призматических, плотно сцепленных друг с другом кусков. Поверхность отдельных зёрен покрыта выемками,



Рис. 52. Ископаемый лёд на Новой Земле.

в которых наподобие суставов входят уступы рядом лежащих зёрен. Размер больших зёрен доходит до $10 \times 5 \text{ мм}^2$. Таким образом структура ископаемого льда говорит о его происхождении из снега.

Ископаемый лёд встречается на южной части северного острова Новой Земли (рис. 52), но в наиболее яркой форме в море Лаптевых на Ляховских островах. На острове Б. Ляховский¹ стена ископаемого льда подымается 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 идёт интенсивное размывание ископаемого льда и в некоторых местах береговая черта отступает, по крайней мере, на полметра за год. В этом отношении особо интересны расположенные также в море Лаптевых — к северу от мыса Бархая и к западу от мыса Столбовой — острова Семеновский и Васильевский.

Эти острова были засняты экспедицией Анжу (1823 г.), «Вайгачом» (1912 г.) и «Хронометром» (1936 г.), причём длина их (в километрах) изменялась, как это показано в табл. 28.

Таблица 28

Длина островов Семеновского и Васильевского в километрах

Год измерения	1823	1912	1936
о. Семеновский	15	4,6	2,0
о. Васильевский	7	4,6	—

Исходя из изменений длины острова 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 острова Семеновского уменьшается на 113 м, а ширина на 4 м, и таким образом к 1954 г. остров должен исчезнуть, как это было с островом Васильевским².

Из приведённых примеров видно, что в районе Ляховских островов ископаемый лёд определяет собою характер береговой черты и прибрежного дна.

Л и т е р а т у р а: 62, 77, 134.

¹ Длина острова Ляховского по параллели — около 100 км и по меридиану — около 50 км. 80% его площади занято ископаемым льдом.

² В 1936 г. «Хронометр» этого острова не обнаружил. На его месте оказалась лишь небольшая банка. Уменьшение размеров и растаивание островов, состоящих из ископаемого льда, является одним из признаков общего потепления Арктики, о чем будет говорить в § 160.

ФИЗИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОРСКИХ ЛЬДОВ

§ 55. Солёность

Начальными формами морского льда, как уже говорилось, являются тонкие переплетающиеся друг с другом иглы или пластинки чистого льда. 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 успеет стечь, и таким образом часть рассола остаётся вкрапленной в лёд 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.

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, вкрапленных в толщу льда. В них при понижении температуры также выделяются добавочные слои льда, при последующем повышении температуры опять переходящие в раствор.

Понятно, что в тонких ледяных образованиях главную роль играет поверхностный рассол. По мере увеличения толщины льда приобретают значение солевые ячейки, тем более, что с течением времени идёт непрерывный сток рассола сверху вниз и поверхностный рассол переходит сначала в солевые ячейки, а затем и в воду.

Вкрапления солевого раствора, окружённые со всех сторон чистым льдом, определяют собой строение морского льда и являются первопричиной многих физико-химических его свойств.

Из самих процессов образования морского льда вытекает, что солёность морского льда, под которой понимается солёность воды, полученной при плавлении льда, зависит от следующих факторов:

1. От солёности воды, из которой лёд образовался. Действительно, как бы быстро ни шло льдообразование, часть рассола всегда успевает из льда вытечь. Поэтому солёность морского льда всегда ниже солёности воды, из которой он образовался.

2. От скорости льдообразования. Чем скорее образуется лёд, тем меньше рассола успевает просочиться вниз между кристаллами. Скорость же льдообразования при прочих равных условиях тем больше, чем ниже температура воздуха, при которой происходит льдообразование,

Кроме того кристаллы льда, образующиеся при сильном охлаждении, весьма малы. Обладая большой удельной поверхностью, они удерживают

около себя большое количество рассола. В табл. 29 показаны соответствующие наблюдения Мальмгрена.

Таблица 29

Зависимость солёности льда от температуры воздуха

Температура воздуха в °С . . .	—16	—23	—30	—40
Солёность нового льда в ‰ . .	5,64	8,01	8,77	10,16

Скорость нарастания льда снизу путём теплопроводности в общем меньше скорости образования поверхностных слоёв льда при непосредственном соприкосновении с холодным воздухом. Таким образом в среднем, пока скорость стекания рассола невелика, солёность льда уменьшается от верхней поверхности к нижней. Соответствующие наблюдения Мальмгрена приведены в табл. 30.

Таблица 30

Зависимость солёности льда от глубины слоя

Глубина слоя в см	0	13	55	95
Солёность в ‰	6,74	5,31	4,37	3,17

3. От состояния моря во время льдообразования. При отсутствии каких-либо перемешивающих воду процессов образуется лёд сравнительно правильной игольчатой формы; наоборот, лёд, образовавшийся при сильном перемешивании, похож на пропитанную морской водой губчатую массу. Этот лёд более солён, чем игольчатый¹.

Надо учитывать, 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 и вновь соединяются. На возникшие ледяные образования заплёскивается морская вода, замерзающая, в свою очередь, уже вместе со всеми находящимися в ней солями, выпадают осадки и т. д. Всё это вместе взятое создаёт весьма сложную картину распределения солёности во льду по вертикали и по пространству и её изменений во времени.

4. От возраста льда. Чем старше лёд, тем меньше его солёность. Это объясняется непрерывающимся просачиванием солевого раствора между кри-

Таблица 31

Зависимость солёности льда от глубины слоя

Глубина слоя в см	0-5	5-14	14-19
Солёность в ‰	25	13	12

сталлами льда. Ниже приводится вертикальное распределение солёности во льду по определениям Вайпрехта (табл. 31).

Большая разность в солёностях, определённых Вайпрехтом и определённых Мальмгреном, только отчасти объясняется тем, что образец Вайпрехта образовался в более солёной воде и при очень низкой температуре воздуха. Главной же причиной является то, что Вайпрехт исследовал свою льдину спустя только 60 часов после начала её образования, а исследования Мальмгрена производились в апреле над льдом, начавшим образовываться в ноябре.

¹ Самойленко в 1932 г. определил солёность льда, образовавшегося из морской воды солёностью 33,64‰ в условиях покоя и в условиях искусственного перемешивания.

Несмотря на малые количества полученного льда (всего около 7‰, опыты были не закончены), солёность льда, образовавшегося в условиях покоя, была равна 19,3‰, а образовавшегося при перемешивании — около 23,8‰.

Как сообщил мне Либин, по исследованиям экспедиции на самолёте Н-169 ледяного поля толщиной 210 см, возраст которого был около полутора года (79°54' с. ш., 140° в. д. 28 апреля 1941 г.), послойная солёность (вычисленная по содержанию хлора) была такова (табл. 32):

Таблица 32

Распределение солёности по вертикали в многолётнем льду

Слой от поверхности поля в см.	0	20	40	60	80	100
Солёность в ‰	0,19	0,21	0,28	0,46	0,88	0,99

Из этих данных видно, насколько сильно с течением времени опресняются верхние слои льда.

5. От высоты льда над уровнем моря. Чем выше лёд подымается над поверхностью моря, тем преснее он становится, что объясняется стеканием рассола. Поэтому верхние части ропаков и торосов всегда почти пресные, причём они опресняются весьма быстро, особенно в летнее время ¹.

За последние годы было произведено очень много определений солёности припайного льда на советских полярных станциях. Черниговский приводит следующие интересные данные. Солёность верхнего 1,5-сантиметрового льда, образовавшегося 30 декабря 1931 г. в Маточкином Шаре при 39°,9 мороза, была 24,1‰. Максимальная солёность молодого льда, наблюденная в 1934/35 г. на Земле Франца-Иосифа, была 25,02‰.

Изменения солёности на всех горизонтах льда на станциях Карского моря в течение зимы не велики. С конца апреля начинается понижение солёности верхних слоёв льда. Это понижение становится особенно сильным при повышении солнечной радиации и положительных температурах воздуха. Опреснение льда при этом распространяется от поверхности льда до глубины 100 см. Однако на горизонте 120-160 см солёность одновременно даже несколько повышается.

Л и т е р а т у р а: 52, 62, 104, 166, 177.

§ 56. Поверхностный рассол и рассол солевых ячеек

Уже было указано, что солёность морского льда определяется поверхностным рассолом и рассолом солевых ячеек.

Поверхностный рассол образуется из вымороженной морской воды, оставшейся на всплывающих над поверхностью моря ледяных образованиях, и из рассола, выдавливаемого кверху из солевых ячеек при понижении их температуры и соответствующем выделении в них добавочных слоёв льда.

В свою очередь поверхностный рассол с течением времени, 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 остаётся в жидком виде даже при очень низких температурах, то поверхность молодого льда всегда 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°.

По наблюдениям экспедиции на «Заре», свежий лёд полыней, закрывшихся в ноябре (при температурах воздуха около —30°), 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.

¹ Во время антарктической экспедиции Ф. Ф. Беллинсгаузена на кораблях «Восток» и «Мирный» (1818-1821 гг.) для получения пресной воды подымали на палубу куски морского льда. Если лёд почему-либо оказывался солоноватым, его оставляли полежать на палубе. Лёд несколько подтаивал, морская вода стекала, и лёд становился пресным.

Если температура воздуха ещё 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. Эти цветы похожи на сильный иней на траве. По Вайпрехту, эти кустики, высотой иногда в 3-4 см, состоят из тонких ледяных игл, несущих на конце кристаллики выделяющихся солей.

Ледяные цветы представляют собой очень хрупкие образования, легко сдуваются ветром, обращаясь в мелкую солевую пыль. Эта пыль иногда переносится на большие расстояния, прежде чем она снова вместе со снегом выпадет на поверхность льда.

При каждом повышении температуры кристаллики солей переходят в раствор, и поверхность льда опять становится влажной.

Снег, выпадающий на влажную от рассола поверхность молодого льда, пропитывается рассолом на небольшую высоту. Верхние слои снега при этом не испытывают перемен и предохраняют рассол от вымораживания при низких температурах воздуха. Таким образом поверхностный рассол сохраняется долго, определяя собой «сырость льда». Экспедиция на «Заре» наблюдала при морозе -20° , что при ходьбе по свежевывапавшему на молодой лёд снегу оставались резкие мокрые следы серовато-стального или серовато-жёлтого оттенка.

При дальнейшем понижении температуры смесь снега и рассола твердеет и образует на поверхности льда тонкий, в 2-3 см толщиной, непрозрачный снежно-белый, сильно солёный налёт, резко отличающийся от стекловидной тусклой, полупрозрачной массы льда.

Смёрзшаяся масса снега и рассола образует более шероховатую поверхность по сравнению с поверхностью льдов, отвердевшей без снега, в особенности — с поверхностью льдов, образовавшихся на пресных водоёмах на арктическом льду. Последние обычно гладки, как зеркало, и снег на них не задерживается.



Рис. 53. Схема распределения рассола в морском льду по Бурке.

Уже упоминалось, что по мере увеличения толщины морских льдов наибольшее значение для их солёности приобретают солевые ячейки, окружённые со всех сторон чистым льдом (рис. 53). Форма этих ячеек может быть весьма разнообразна.

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 обратных ом. Электропроводность же рассола морской воды при температурах от -5° до -10° , по определению Брунса, была порядка 10—3 обратных ом. Если рассол заключен в изолированных ячейках, окружённых 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 капиллярах, то электропроводность должна приближаться к электропроводности рассола. Электропроводность ряда образцов морского льда, измеренная Брунсом, оказалась порядка от 10—3 до 10—5 обратных ом. Кроме того, ход температурного коэффициента электропроводности удовлетворительно объясняется при предположении, что соли морского льда принимают участие в проводимости. Это показывает, по Брунсу, что рассол пропитывает лёд, как губку или древесину.

По всей вероятности, в морском льду имеются и отдельные изолированные ячейки с рассолом и сообщающиеся — наполненные рассолом — капилляры. При этом в зимнее время, при понижении температуры льда, преобладают первые, а летом, при повышении температуры льда, — вторые. Повидимому, рассол распределён во льду весьма неравномерно.

Дерюгин во время зимовки на мысе Желания сделал много сотен послойного определения солёности спокойно нараставшего льда (припая), не подвергавшегося в течение зимы никаким подвижкам или нагромождениям. Как указывают Дерюгин и Брунс, солёность одного и того же горизонта морского льда при этих определениях не является величиной постоянной, а колеблется в среднем в пределах 10% (при объеме проб 300-350 см³).

Л и т е р а т у р а : 61, 62, 77, 177.

§ 57. Количество рассола в морском льду

Для суждения о том, какое количество рассола находится в морском льду данной солёности, вспомним, что, согласно опытам Рингера и Ганзена, каждой солёности соответствует вполне определённая температура замерзания (§ 7, табл. 5).

Тем же приёмом, что и при вычислении упомянутой таблицы, мною вычислена табл. 33, в которой показаны солёности рассола морской воды S_τ при его температуре τ и изменение этой солёности $dS_\tau/d\tau$ при изменении температуры.

Из этой таблицы следует, что, например, при температуре -12° солёность рассола в ячейке морского льда должна быть равной 165‰ . Если солёность окажется меньше, то из рассола будет выделяться лёд, если больше, — стенки ячеек несколько расплавятся и таким образом концентрация рассола понизится.

Пользуясь табл. 33, нетрудно определить, какое количество рассола и какое количество чистого льда содержится в данном количестве морского льда. Действительно, в m граммах морского льда мы имеем $mS_i/1000$ граммов солей, где S_i — солёность морского льда. Если в этих m граммах морского льда при некоторой температуре τ заключено n граммов рассола, солёность которого равна S_τ , то в n граммах рассола имеем $nS_\tau/1000$ 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

$$\frac{mS_i}{1000} = \frac{nS_\tau}{1000}, \quad (1)$$

откуда

$$n = \frac{mS_i}{S_\tau}. \quad (2)$$

Из этой формулы следует, что в 1 г морского льда солёностью S_i при температуре τ содержится S_i/S_τ граммов рассола и $(1 - S_i/S_\tau)$ граммов чистого льда.

Результаты моих вычислений по табл. 33 и формуле (2) приводятся в табл. 34.

Таблица 34

Количество рассола в граммах на 1 кг морского льда при различных его температурах и солёностях

$S^\circ/\text{‰}$ \ τ°	-2	-4	-6	-8	-10	-15	-20	-23
2	54	29	21	17	14	10	8	8
4	108	58	42	33	27	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 видно из таблицы, при высоких температурах и солёностях морского льда количество рассола очень велико. Понятно, что это не может не оказать влияния на все свойства морского льда.

При пользовании формулой (2) и табл. 34 надо чётко помнить, что солёность рассола S_r определяется только температурой льда, а солёность льда S_i зависит от количества рассола, определяемого числом и размерами солевых ячеек.

Л и т е р а т у р а: 52, 62, 104.

§ 58. Миграция рассола

Как мы видели, морской лёд состоит из чистых кристаллов, окружающих более или менее равномерно распределённые ячейки, наполненные рассолом. Так как соотношение главных элементов в морской воде различной солёности одинаково, то и концентрация рассола в этих ячейках при каждой данной температуре льда должна быть одинакова, не завися ни от солёности воды, из которой лёд образовался, ни от общей солёности 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 лёд и выпадают соли в последовательности, установленной опытами Рингера (§ 7). При каждом повышении температуры лёд, выделившийся при понижении температуры из рассола, расплавляется, а осадившиеся соли растворяются в рассоле. Солёность воды, из которой лёд образовался, при прочих равных условиях сказывается лишь на объёме рассола включённого в солевые ячейки.

Однако эта схема явлений значительно усложняется тем, что выделение чистого льда в ячейке, полностью заполненной рассолом, вызывает некоторое увеличение объёма ячейки. Действительно, пресная вода при замерзании увеличивает свой объём 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. Наоборот, при всяком повышении температуры в ячейках образуются пустоты, втягивающие в себя рассол из соседних, главным образом выше расположенных ячеек, а также воздух из атмосферы. Поэтому в морском льду под влиянием изменений температуры всё время происходят процессы, определяющие многие свойства морского льда.

В частности, последовательные образования в ячейках давлений, 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 солёности льда с увеличением его возраста.

Просачивание с течением времени капель рассола сквозь лёд вызывается многими причинами. Прежде всего в этом отношении (так как плотность капель рассола больше плотности льда и воды, подстилающей лёд) действует сила тяжести. Сила тяжести в узких капиллярах несколько уравновешивается подъёмом в них уровня поверхностным натяжением. Однако, так как с течением времени верхние части льда при продолжающемся его нарастании поднимаются всё более и более над уровнем воды и так как размеры капилляров с течением времени также увеличиваются, то в конце концов сила тяжести, особенно в верхних слоях льда, начинает преодолевать молекулярные силы.

Уитман обратил внимание на перемещение включённых в лёд солевых капель, вызываемое наличием во льду вертикального градиента температуры.

Как мы видели, концентрация рассола солевых ячеек определяется температурой слоя льда, в которой находится данная ячейка. При наличии вертикального градиента температуры на более тёплой стороне ячейки концентрация рассола будет выше и на более холодной ниже концентрации, требуемых условиями равновесия. Отсюда у более тёплой стороны ячейки лёд будет расплавляться и тем понижать концентрацию рассола, а у более холодной будет выделяться новый лёд и тем повышать концентрацию рассола. В результате этих процессов капля рассола будет перемещаться от более холодных слоёв льда к более тёплым, причём одновременно концентрация рассола капли будет уменьшаться.

Свои рассуждения Уитман подтвердил опытами с раствором поваренной соли концентрации 3,31%, искусственно замороженным в специальных цилиндрических пробир-

ках. Эти пробирки выдерживались некоторое время при постоянных температурах у их верхних и нижних концов, и затем определялась концентрация рассола. Результаты, как среднее из пяти опытов, приводятся в табл. 35.

Из таблицы видно, насколько быстро совершается перемещение капель рассола, определяющих солёность льда.

В зимнее время в морском льду очень низкие температуры наблюдаются у верхней поверхности льда и температуры, близкие к температуре замерзания, — у нижней поверхности льда. Следовательно, явление, отмеченное Уитманом, должно зимой вызывать энергичное стекание рассола вниз. В летнее время наиболее низкие температуры наблюдаются в средних частях льда, и солевые капли должны, следовательно, двигаться вверх и вниз (рис. 54). Но в летнее время капилляры и ячейки, содержащие рассол, у поверхности льда сильно увеличиваются в своих размерах, лёд становится очень

Изменение содержания поваренной соли при изменении градиента температуры

Продолжительность опыта в часах	5,5	6,5
Температура у верхней части пробирки в °C	—2	—25
Температура у нижней части пробирки в °C	—20	—4
Содержание поваренной соли в %:		
в верхнем слое	3,88	1,86
во втором »	3,19	1,92
в третьем »	3,19	2,69
» четвёртом »	3,08	2,77
» нижнем »	2,92	2,51

пористым, и главную роль в просачивании рассола начинает играть сила тяжести. Лёд становится благодаря этому мало солёным.

Для доказательства пористости льда и просачивания через него рассола Мальмгрен приводит наблюдение, сделанное им 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 солёностью 51,0‰ при солёности окружающей морской воды 28‰ и солёности самого льда 3‰, что показывало, что рассол просочился из окружающего льда.

На острове Уединения в 1939 г. Савельев наблюдал солёность рассола 72,75‰ при солёности воды 33,75‰ и солёности льда 3,75‰ (на горизонте 30-40 см).

Весьма интересно также наблюдение капитана Свердрупа в районе к северу от Шпицбергена. Он указывает, что 18 апреля 1895 г., при температуре воздуха —23°, он заметил каплю, висевшую в тени под выдающимся углом большой глыбы льда. Эта капля была солона, как самый крепкий рассол. Очевидно, эта капля являлась результатом стекания рассола по капиллярам льда.

Рис. 54. Схема миграций ячеек с рассолом в морском льду летом (слева) и зимой (справа).

Нисходящее движение рассола, особенно интенсивное в летнее время, влечёт за собой, кроме опреснения верхних слоёв льда (в первую очередь возвышающихся над ровной поверхностью льда торосов), неправильное вертикальное распределение солёности. Солёность при этом достигает своей максимальной величины в средних частях льда.

Свои многочисленные наблюдения над вертикальным распределением солёности льда в течение года Мальмгрен свёл в схему (рис. 55), предупреждая, однако, что эта схема даёт лишь качественную картину изменения солёности и толщины льда и что её не следует истолковывать как средние значения за различные месяцы.

Из рис. 55 ясно видно, какие постепенные изменения по толщине и солёности претерпевает лёд, образовавшийся в Арктическом бассейне в октябре, до момента, характеризующего эти элементы в августе следующего года. Анализируя полученные на схеме кривые, Мальмгрен приходит к следующим выводам:

Новый лёд обладает на поверхности солёностью тем большей, чем быстрее происходило льдообразование; книзу солёность уменьшается сначала быстро, а затем медленнее; вблизи нижней поверхности льда солёность снова оказывается больше, но по мере нарастания снизу новых слоёв льда солёность в дан-

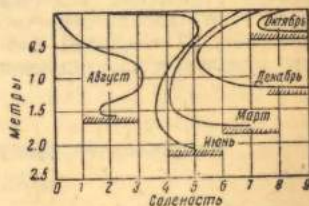


Рис. 55. Схема изменений толщины и солёности морских льдов в течение года.

ной точке начинает уменьшаться до нормальной. В течение зимы солёность льда уменьшается постепенно на всех глубинах; летом, вследствие таяния, солёность поверхностных слоёв начинает быстро уменьшаться, и эти слои становятся почти пресными. Одновременно идёт уменьшение солёности нижних слоёв.

К этим заключениям надо прибавить ещё одно, а именно: при стекании холодного и концентрированного рассола по капиллярам вниз и постепенном при этом повышении температуры рассола одновременно происходит и понижение солёности этого рассола за счёт растапливания стенок капилляров, по которым рассол протекает. Последнее обстоятельство, увеличивая диаметр капилляров, в то же время способствует разрушению и без того слабых нижних частей льда.

Л и т е р а т у р а: 62, 104, 139, 178.

§ 59. Состав солей

Как мы видели, всякое изменение температуры изменяет количество и концентрацию рассола в солевых ячейках морского льда.

Но эти же процессы изменяют и самый состав солей морского льда. Действительно, из опытов Рингера известно, что небольшого понижения температуры морской воды ниже точки замерзания достаточно для того, чтобы из неё начал выпадать карбонат кальция, а при понижении температуры рассола 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° , то эти соли очень долгое время сохраняются в ячейках рассола и постепенно просачиваются вниз, уменьшая с течением времени солёность 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 Баренцова моря, произведённые Лактионовым в 1929 г., привели к результатам (средним), показанным в табл. 36.

Т а б л и ц а 36

Химические характеристики морского льда в зависимости от его возраста

Возраст льда	$Cl^{\circ}/_{\infty}$	$SO_2 : Cl$	$A : Cl$	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

$Cl^{\circ}/_{\infty}$ — содержание хлора,

$SO_2 : Cl$ — отношение содержания сульфат-иона к содержанию хлора,

$A : Cl$ — отношение щёлочного резерва к содержанию хлора.

В табл. 37 показано (по некоторым анализам Лактионова) вертикальное распределение отдельных составляющих в морском льду.

Т а б л и ц а 37

Вертикальное распределение отдельных составляющих в морском льду

Глубина образца от поверхности в см .	0-5	20-35	45-50	65-70	80-85
$SO_2 : Cl$	0,1067	0,1134	0,1176	0,1185	0,1198
$A : Cl$	1,2597	1,2648	1,0370	1,0774	0,9331

Из приведённых данных, а также из других исследований видим следующее:

1. Отношение $SO_2 : Cl$, 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 $SO_2 : Cl$ достигло величины 0,574, т. е. было в пять раз больше нормального.

2. Отношение $SO_2 : Cl$ с возрастом льда, как правило, увеличивается. (Это объясняется тем, что, как уже указывалось, хлориды труднее выпадают из раствора и потому стекают из

ячеек с рассолом быстрее сульфатов, частично отлагающихся на стенках ячеек в виде твёрдых солей.)

3. Отношение $\text{SO}_4 : \text{Cl}$ в верхних слоях льда в общем меньше, чем в нижних (что объясняется тем, что при каждом повышении температуры льда выше $-8^\circ,2$ сульфаты опять переходят в рассол и начинают стекать в нижние слои льда, а затем и в воду)¹.

Что касается отношения щелочного резерва к содержанию хлора, то первые исследования этого вопроса принадлежат, повидимому, Лактионову, который, помимо наблюдений над природным льдом, произвёл вместе с Кириленко такие же исследования в лабораторной обстановке.

Из этих наблюдений следует:

4. Содержание карбонатов в морском льду почти постоянно, слегка лишь увеличиваясь с глубиной слоя льда, что объясняется тем, что 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 $A : \text{Cl}$ 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 лёд выделился, должен наблюдаться некоторый избыток хлоридов, и, наоборот, в воде, в которой лёд растаял, — избыток сульфатов и главным образом карбонатов.

Таблица 38

Следовательно, воды арктического и антарктического происхождения (т. е. где происходит интенсивное льдообразование), повидимому, должны отличаться пониженным щелочным коэффициентом.

Щелочной коэффициент в водах северной части Карского моря

S°/oo	29-30	30-31	31-32	32-33
(A : S) 10 ⁴	755	694	691	688

Определения щелочности поверхностных вод северной части Карского моря, произведённые Чигириным во время экспедиции на «Садко» в 1935 г., показали, что щелочной коэффициент при увеличении солёности понижается, как это видно из табл. 38.

Л и т е р а т у р а : 62, 95, 104, 166.

§ 60. Теплоёмкость

Отто Петтерсон первый обратил внимание на то обстоятельство, что теплота плавления и тепловое расширение морского льда обнаруживают аномалии по сравнению с теми же свойствами пресного льда.

Так, изучая теплоту плавления искусственно приготовленного морского льда в пределах температур от -6° до -9° , Петтерсон получил для льда солёностью $20^\circ/\text{oo}$ теплоту плавления $60,5 \text{ г-кал}$, а для льда солёностью $40^\circ/\text{oo}$ — теплоту плавления $49,5 \text{ г-кал}$. Очень солёный лёд при опытах Петтерсона при понижении температуры до -20° продолжал увеличиваться в объёме.

Крюммель, анализируя опыты Петтерсона, пришёл к заключению, что ненормальное тепловое расширение морского льда следует приписать рассолу, включённому в лёд. Если понижать температуру морского льда, то из рассола, содержащегося в ячейках, выделяется чистый лёд, что связано с большим увеличением объёма. Это увеличение объёма при больших количествах рассола пересиливает естественное уменьшение объёма при понижении температуры.

Мальмгрен своими исследованиями во время экспедиции на «Мод» (1922—1924 гг.) подтвердил правильность гипотезы Крюммеля. Кроме того, он впервые показал, что высокая теплоёмкость морского льда вблизи температуры замерзания создаётся тем, что при температурах несколько ниже температуры замерзания даже малое изменение температуры влечёт за собой значительное изменение в количестве чистого льда, приходящегося на единицу объёма.

¹ В некотором противоречии с этими выводами находятся выводы Свердруп и Мальмгрена из результатов экспедиции на «Мод». Выводы эти получены из сравнения содержания хлора, определённого обычным титрованием, в воде, полученной растапливанием морского льда, с содержанием хлора, вычисленным по удельному весу (определённому ареометром с полным погружением). Нансен также отмечает, что по его наблюдениям отношение хлоридов к сульфатам в подлёдной воде меньше нормы. Для разрешения этого противоречия необходимы дальнейшие исследования.

В своих исследованиях Мальмгрен предположил, что морской лёд состоит из чистого льда, в который более или менее равномерно вкраплены изолированные друг от друга ячейки рассола. Рассол в этих ячейках подчиняется эвтектическому закону: при всяком повышении температуры рассола со стенок солевой ячейки растапливается определённое количество льда; при всяком понижении температуры, наоборот, из рассола выделяется некоторое добавочное количество льда, откладывающегося на стенках ячейки.

Далее Мальмгрен указал, что при всяком изменении температуры льда в нём происходит ряд процессов, так или иначе влияющих на свойства морского льда.

Так, при понижении температуры:

- 1) уменьшается объём льда и понижается его температура;
- 2) из рассола ячеек выделяется некоторое добавочное количество льда, что сопровождается большим выделением тепла и большим увеличением объёма;
- 3) понижается температура рассола и изменяется его объём;
- 4) в самом рассоле происходят всякого рода термохимические процессы, связанные с изменением объёма и температуры.

Мальмгрен для вывода своих теоретических формул предположил, что влияние термических и объёмных изменений в рассоле морского льда (поскольку рассола во льду мало) настолько незначительно по сравнению с влиянием таких же изменений в чистом льду, что им можно пренебречь.

Исходя из тех же предположений, что Мальмгрен, выведем необходимые формулы более простым, на мой взгляд, путём.

Теплоёмкость относят к 1 г вещества и к 1° температуры. Вспоминая, что в 1 г морского льда находится $(1 - S_i/S_\tau)$ граммов чистого льда и S_i/S_τ граммов рассола, и пренебрегая влиянием термохимических процессов, мы можем написать:

$$c_\tau = c_i \left(1 - \frac{S_i}{S_\tau} \right) + c_s \frac{S_i}{S_\tau} + \lambda_\tau \frac{d}{d\tau} \left(1 - \frac{S_i}{S_\tau} \right), \quad (1)$$

где c_τ — теплоёмкость морского льда,

c_i — теплоёмкость чистого льда,

c_s — теплоёмкость рассола,

S_i — солёность морского льда,

S_τ — солёность рассола при температуре τ ,

λ_τ — теплота плавления при температуре τ (значение этой величины будет объяснено ниже),

$d(1 - S_i/S_\tau)/d\tau = S_i/S_\tau^2 \cdot dS_\tau/d\tau$ — изменение количества чистого льда в 1 г морского льда при изменении его температуры на 1°.

Так как количество рассола в морском льду невелико, то приближённо из формулы (1) получаем

$$c_\tau = c_i + \lambda_\tau \frac{S_i}{S_\tau^2} \frac{dS_\tau}{d\tau}. \quad (2)$$

Из формулы (2) следует, что теплоёмкость морского льда складывается из теплоёмкости чистого льда и поправки на солёность. Эта поправка тем больше, чем больше солёность морского льда и чем меньше солёность рассола. Последняя тем меньше, чем выше температура морского льда.

В формулу (2) входят: c_i — теплоёмкость чистого льда и λ_τ — теплота плавления чистого льда при температуре морского льда, равной τ .

Для теплоёмкости чистого льда при температурах от -2° до -40° Дикинс и Осборн дали следующую формулу:

$$c_i = 0,5057 + 0,001863 t. \quad (3)$$

Они показали также, что между 0° и -2° теплоёмкость чистого льда очень возрастает и при $-0^\circ,06$ достигает 1,73. Это показывает, что около температуры

замерзания в чистом льду происходят какие-то внутренние молекулярные изменения. Явления того же характера, конечно, должны иметь место и в морском льду.

Что касается теплоты плавления λ_{τ} , входящей в формулу (2), то надо обратить внимание на то, что в ячейках рассола образование и плавление добавочного чистого льда происходит при температуре самого морского льда, т. е. при очень низких температурах. Поэтому здесь нам надо применить формулу Персона, проверенную на опыте Петтерсоном, а именно:

$$\lambda_{\tau} = 80 + 0,5 \tau, \quad (4)$$

где 80 — теплота плавления чистого льда при 0° ,

τ — температура морского льда,

0,5 — разность теплоёмкостей воды и льда.

Формула эта основана на том расчёте, что для образования льда температура рассола сначала должна быть мысленно повышена до температуры замерзания чистой воды, затем от неё отнята теплота плавления чистого льда, и после этого температура образовавшегося льда должна быть вновь понижена до начальной температуры рассола.

Остальные величины, входящие в формулу (2), а именно: солёность рассола S_{τ} при данной температуре рассола τ и изменение этой солёности при изменении температуры ($dS_{\tau}/d\tau$), получаются по табл. 33.

В табл. 39 приведена вычисленная Мальмгреном теплоёмкость морского льда при разных температурах и солёностях.

Таблица 39

Теплоёмкость морского льда в г-кал¹ при разных температурах и солёностях

τ° $S_{\tau}/_{\infty}$	-2	-4	-6	-8	-10	-12	-14	-16	-18	-20	-22
0	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,47	0,47	0,47	0,47	0,46	0,46
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	0,56	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

Как следует из этой таблицы, теплоёмкость морского льда при высоких температурах и больших солёностях льда может достигать очень больших значений. Так, например, при $\tau = -2^{\circ}$ и $S_{\tau} = 15^{\circ}/_{\infty}$ теплоёмкость морского льда равна 16,01 г-кал. Такая высокая теплоёмкость объясняется тем, что при изменении температуры на 1° в солевых ячейках происходит образование или таяние значительных количеств чистого льда с сопутствующим выделением или поглощением теплоты плавления.

Таким образом для морского льда понятия теплоёмкости и теплоты плавления неотделимы друг от друга.

Литература: 13, 52, 62, 73, 104, 158, 166.

§ 61. Теплота, расходуемая на плавление

Под теплотой плавления понимается количество теплоты, которое необходимо (при условии постоянства температуры) сообщить единице массы вещества для перехода её из твёрдой фазы в жидкую.

Однако, как это впервые указано Мальмгреном, в отношении морского льда, в ячейках которого при повышении температуры идёт непрерывное и постепен-

¹ Теплота плавления чистого льда равна 79,67 г-кал, но для приближённых вычислений достаточно пользоваться округлённой цифрой.

ное таяние чистого льда, можно говорить не о теплоте плавления, а лишь о числе грамм-калорий, необходимых для расплавления 1 г морского льда с начальной температурой τ .

Пусть S_i — солёность морского льда, а τ_s — температура замерзания морской воды солёностью S . Количество теплоты $U_{\tau s}$, необходимое для того, чтобы расплавить 1 г морского льда, начальная температура которого равна τ , будет суммой:

1) теплоты, необходимой для расплавления чистого льда, заключающегося в 1 г морского льда, т. е.

$$80 \left(1 - \frac{S_i}{S_\tau} \right) \text{ г-кал},$$

где 80 — теплота плавления чистого льда,

$(1 - S_i/S_\tau)$ — число граммов чистого льда, заключающегося при температуре τ в 1 г морского льда солёностью S_i ;

2) теплоты, необходимой для повышения температуры чистого льда¹ от τ до τ_s , т. е. приближённо

$$0,5 (\tau_s - \tau) \text{ г-кал},$$

где 0,5 — теплоёмкость чистого льда.

Таким образом

$$U_{\tau s} = 80 \left(1 - \frac{S_i}{S_\tau} \right) + 0,5 (\tau_s - \tau). \quad (1)$$

По формуле (1) Мальмгрен вычислил таблицу числа грамм-калорий, необходимых для растапливания 1 г морского льда при разных его солёностях и при температурах его, в начальный момент равных -1° и -2° . Эти вычисления мною продолжены для более низких температур (табл. 40).

Таблица 40

Число грамм-калорий, необходимых для растапливания 1 г морского льда

τ° $S_{\text{г/100}}$	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	84	81	80	79	76
— 20	90	89	89	88	87	86	84

Из этой таблицы выявляется существенная разница между пресным и морским льдом. Пресный лёд требует большого количества калорий в самый момент своего образования или таяния и малого количества калорий на изменение своей температуры. Морской лёд, наоборот, требует большого количества калорий 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 г-кал для того, чтобы поднять его температуру от -5° до -2° . Для того чтобы растопить 1 г морского льда солёностью $15^\circ/_{100}$, надо всего 17 г-кал, а чтобы поднять температуру льда от -5° до -2° , необходимо затратить 20 г-кал.

Это обстоятельство, как мы видели, объясняется тем, что пресный лёд образуется при постоянной температуре замерзания и в дальнейшем идёт только изменение его температуры. Процесс формирования морского льда идёт 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 всё интенсивнее и интенсивнее, и к моменту своего

¹ Количеством тепла, необходимым для изменения температуры рассола, можно пренебречь.

распада морской лёд представляет собою как бы разъединенную изнутри массу («гнилой лёд»), сохраняющую иногда ещё внушительную форму, но легко разрушающуюся незначительным прогревом или механическим воздействием. Этим объясняется чрезвычайно быстрое иногда исчезновение больших масс льда в южных частях Арктического бассейна в течение полярного лета, создающее впечатление «таяния на глазах».

Л и т е р а т у р а: 52, 62, 73, 104.

§ 62. Сосуществование воды и льда

Для рассмотрения вопроса о равновесии системы вода-лёд сделаем следующие упрощающие предположения:

1. Массы воды и льда, принимающие участие в процессе, ограничены и изолированы от воздействий атмосферы, так что все изменения, происходящие в воде или во льду, обуславливаются исключительно их взаимодействием.

2. Масса воды непрерывно перемешивается, так что всегда остаётся однородной по температуре и солёности.

При таких предположениях могут иметь место следующие характерные случаи:

1. Лёд, положенный в воду, или частично или полностью растаивает за счёт запаса тепла в воде, в результате чего вода охлаждается и, если солёность льда меньше солёности воды, опресняется.

2. Лёд, положенный в воду, несколько увеличивается по весу (явление намерзания) за счёт запаса холода в самом льду, а солёность морской воды несколько повышается за счёт образования добавочной массы льда (опять-таки при обычном условии, что солёность льда меньше солёности воды).

3. Лёд, положенный в воду, не растаивает и не намерзает.

Таким образом при соприкосновении воды и льда в общем случае осуществляются термическое и солёностное взаимодействия, для определения которых (при условии сосуществования воды и льда) я пользуюсь следующими формулами:

Для термического взаимодействия:

$$Mc_w(t_w - \tau) + (N - n)c_i(t_i - \tau) + nc_i(t_i - 0^\circ) + nc_w(0^\circ - \tau) = \lambda n, \quad (1)$$

где M —начальная масса воды,

N —начальная масса льда,

n —масса льда, растаявшего или намерзшего при соприкосновении с водой,

c_w —теплоёмкость воды,

c_i —теплоёмкость льда,

t_w —начальная температура воды,

t_i —начальная температура льда,

τ —конечная температура воды, равная температуре её замерзания,

λ —теплота плавления.

Из формулы (1) путём соответствующих перестановок получаем:

$$n = \frac{Mc_w(t_w - \tau) + Nc_i(t_i - \tau)}{\lambda + (c_w - c_i)\tau}. \quad (2)$$

Из формулы (2) следует, что при n , равном нулю, т. е. при условии, что лёд, положенный в воду, не намерзает и не тает, должно существовать равенство

$$N_0 = -M_0 \frac{c_w}{c_i} \frac{t_w - \tau}{t_i - \tau}. \quad (3)$$

Понятно, что если масса льда, положенного в данную массу воды, больше получающейся по формуле (3), то в результате взаимодействия воды и льда происходит намерзание, а если меньше, то таяние льда.

Если мы рассмотрим крайний возможный при сосуществовании воды и льда случай, а именно, что лёд, положенный в воду, полностью растаивает, т. е. что $N=n$, то из формулы (2) получаем

$$N = Mc_w \frac{t_w - \tau}{\lambda + c_w \tau - c_i t_i} \quad (4)$$

Естественно, что предельная масса льда, которая может быть растоплена данной массой воды, получается при условии, что по окончании процесса температура воды опустится до температуры замерзания и, следовательно, весь запас тепла, находившегося в воде, будет исчерпан.

Для солёностного взаимодействия служат следующие формулы:

$$MS_w + nS_i = (M+n)S, \quad (5)$$

где S_w — начальная солёность морской воды,

S_i — солёность льда,

S — конечная солёность воды.

Из формулы (5) получаем

$$n = M \frac{S_w - S}{S - S_i} \quad (6)$$

Понятно, что если (при условии, что солёность льда меньше солёности воды) конечная солёность воды меньше начальной, то происходит таяние, а если больше, — намерзание.

Представляет некоторый интерес разобраться подробнее в обстоятельствах, обуславливающих сосуществование воды и льда без изменения их массы. Не трудно видеть, что такое сосуществование может быть только при следующих условиях:

1. Температуры воды и льда одинаковы и равны температуре замерзания воды, в которой лёд плавает. Из этого условия вытекает

$$t_w = t_i = \tau.$$

Но температура замерзания и солёность морской воды, как мы видели в § 5, связаны формулой

$$\tau = -0,054 S_w.$$

Так как в рассматриваемом случае нет причин, вызывающих таяние или намерзание, то нет причин и для изменения начальной солёности морской воды, т. е. мы должны иметь равенство

$$S_w = S_\tau.$$

Разобранный случай является примером термического (в силу равенства температур нет теплообмена между водой и льдом) и динамического (нет изменения масс воды и льда) равновесия.

2. Температуры воды и льда отличаются друг от друга, но температуры и массы воды и льда находятся в таком отношении, что запас «тепла» в воде как раз равен запасу «холода» во льду. Такое соотношение характеризуется формулой (3).

Так как в рассматриваемом случае таяния или намерзания не происходит, то, как и в предыдущем случае, мы имеем

$$S_w = S_\tau.$$

Таким образом во втором случае мы имеем динамическое равновесие (нет ни таяния, ни намерзания), но термического равновесия нет. Теплообмен между водой и льдом продолжается до тех пор, пока температуры воды и льда не сравняются и не станут равными температуре замерзания.

Приведённые рассуждения и формулы позволяют решать многие вопросы, связанные с взаимодействием воды и льда. Приведу несколько примеров.

Предположим, что $c_w = 1,0$, $c_i = 0,5$ и $\lambda = 80$ г-кал. При таких предположениях получаем, что 1 т морской воды, солёность которой в начальный момент равна $35,00\text{‰}$ и температура 30° , растапливает 399 кг пресного льда, температура которого равна 0° , причём морская вода смешением с талой водой опресняется до $25,02\text{‰}$ и охлаждается до температуры замерзания, т. е. до $-1^\circ,35$.

При тех же предположениях 1 т морской воды, солёность которой в начальный момент также равна $35,00\text{‰}$, но температура равна 0° , растапливает 23 кг пресного льда, температура которого также равна 0° , причём солёность воды смешением с талой водой понижается до $34,21\text{‰}$, а температура до $-1^\circ,85$.

При тех же предположениях при взаимодействии 1 т морской воды ($S_w = 35,00\text{‰}$, $t_w = 0^\circ$) и 1 т льда ($S_i = 0\text{‰}$, $t_i = 0^\circ$) растапливаются 35 кг льда, причём солёность воды понижается до $33,81\text{‰}$ и температура воды и оставшихся 965 кг льда понижается до $-1^\circ,83$.

Надо отметить, что первый пример характеризует условия, имеющие место при заносе айсбергов в тёплые и солёные воды Гольфстрима; второй и третий примеры — условия высоких полярных широт. Различие конечных результатов первого и второго примеров объясняется различием начальных температур воды. Во втором и третьем примерах при одних и тех же начальных температурах и солёностях воды окончательные температуры и солёности определяются исключительно соотношением соприкасающихся масс воды и льда, причём конечные температуры весьма близки друг к другу и отличаются фактически в пределах точности производимых наблюдений, в то время как солёности отличаются весьма сильно. Этим обстоятельством объясняется отчасти тот факт, что поверхностные арктические воды (см. § 146) отличаются весьма большим вертикальным градиентом солёности и очень малым вертикальным градиентом температуры (температура везде очень близка к температуре замерзания). Этот же факт является весьма убедительным доказательством того, что поверхностные арктические воды окончательно формируются не в результате вертикальной зимней циркуляции и не в результате смешения с другими водами, а в результате таяния. Действительно, при вертикальной зимней циркуляции мы всегда встречаемся с полной однородностью верхних слоев и по температуре (равной при условии льдообразования температуре замерзания) и по солёности. При сосуществовании воды и льда мы всегда встречаемся с температурами, близкими к температурам замерзания, но солёности верхних слоев могут сильно отличаться.

Представим себе айсберг, имеющий форму цилиндра с вертикальной осью, плавающий в воде, состоящей из горизонтальных слоёв, причём солёность этих слоёв одна и та же, а температура с глубиной убывает. После завершения взаимодействия воды и льда подводная часть айсберга приобретёт форму усечённого конуса основанием книзу (этим явлением объясняется отчасти создание подсовов), а в воде создаётся вертикальный градиент солёности (в силу действия разности температур). Представим теперь, что подводная часть тороса представляет собой конус острием вниз и что торос плавает в воде, однородной по температуре и солёности. По завершении процесса конусообразная форма подводной части тороса сохранится, температура воды понизится до температуры замерзания, а солёность опять-таки в верхних слоях окажется меньше, чем в более глубоких (за счёт действия масс).

В рассмотренных выше примерах мы принимали, что температура морского льда равна 0° . В действительности она, даже в летнее время, несколько ниже температуры замерзания воды, в которой лёд плавает. Вследствие этого подводные части льдов тают в основном за счёт тепла, накапливаемого водой за лето в данном районе или накопленного в более южных районах. Так как согласно формуле (6) при прочих равных условиях масса растаявшего льда прямо пропорциональна массе соприкасающейся со льдом воды, то естественно,

что таяние частей льда, выступающих под ровной нижней поверхностью ледяных полей, происходит особенно интенсивно, если воды и льды по тем или иным причинам движутся относительно друг друга, как это бывает, например, при наличии под неподвижным льдом морских течений или при ветровом дрейфе льдов. Такое размывание нижних выступающих частей льда отмечено многими наблюдениями и имеет решающее значение при изостатических явлениях (см. § 103), в частности, в уничтожении торосов и создании ровных паковых полей (§ 49). Этим же явлением объясняется быстрое уничтожение отдельно плавающих льдин в летнее время при большей волне.

Литература: 77.

§ 63. Тепловое расширение

Для чистого льда коэффициент объёмного теплового расширения как среднее из многих определений равен

$$\beta = \frac{dv}{vdt} = 0,000165,$$

и, следовательно, линейный коэффициент расширения равен

$$\alpha = \frac{dl}{ldt} = \frac{\beta}{3} = 0,000055,$$

где v — объём, l — длина, t — температура.

Мальмгрен при выводе формулы для теплового расширения морского льда при тех же допущениях, что и при выводе формулы для теплоёмкости морского льда, считал, что коэффициент расширения морского льда равен коэффициенту расширения чистого льда плюс поправка на изменение объёма, зависящая от выделения или растапливания добавочного слоя льда в связи с изменением температуры.

Таким образом, согласно с допущением Мальмгрена, получаем

$$u_{\tau} = \frac{\beta}{0,92} - \gamma \frac{\partial}{\partial \tau} \left(1 - \frac{S_i}{S_{\tau}} \right), \quad (1)$$

где u_{τ} — коэффициент теплового расширения, отнесённый к 1 г и 1°,

0,92 — масса в граммах 1 см³ чистого льда (плотность),

γ — увеличение объёма при замерзании 1 г чистой воды,

$\partial(1 - S_i/S_{\tau})/\partial\tau$ — добавочное количество чистого льда, выделяемого в 1 г морского льда при охлаждении его на 1°.

Но

$$\frac{\partial}{\partial \tau} \left(1 - \frac{S_i}{S_{\tau}} \right) = \frac{S_i}{S_{\tau}^2} \frac{\partial S_{\tau}}{\partial \tau}.$$

Полагая $\beta : 0,92 = 0,000169$ и $\gamma = 0,091$, Мальмгрен получает окончательно

$$u_{\tau} = 0,000169 - 0,091 \frac{S_i}{S_{\tau}^2} \frac{\partial S_{\tau}}{\partial \tau}, \quad (2)$$

где коэффициент расширения отнесён не к единице объёма, как это делается обычно, а к единице массы.

Первый член правой части формулы (2) является коэффициентом расширения чистого льда, второй член — поправкой на солёность.

По формуле (2) Мальмгреном вычислена табл. 41.

Из формулы (2), проверенной Мальмгреном эмпирическим путём, вытекает ещё одно существенное отличие морского льда от пресного: пресный лёд расширяется при повышении температуры; морской лёд при низких его температурах и малых солёностях, когда поправка коэффициента расширения на солёность невелика, при повышении температуры также расширяется, но меньше, чем пресный лёд. Но при высоких температурах и больших солёностях значение

Коэффициент объёмного расширения 1 г морского льда различной температуры и солёности. Коэффициент умножен на 10^4

t° $S^{\circ}/_{\text{‰}}$	-2	-4	-6	-8	-10	-12	-14	-16	-18	-20	-22
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	+0,15	-0,42
15 . . .	-176,72	-42,85	-18,92	-9,78	-4,73	-2,54	-1,72	-1,45	-1,04	-0,63	-0,22

поправки на солёность возрастает настолько, что коэффициент объёмного расширения становится отрицательным, т. е. объём льда при понижении температуры увеличивается. В табл. 42 показано изменение (в метрах) длины 1 км льда различной температуры и солёности при повышении температуры на 1° .

Таблица 42

Изменение длины 1 км льда в метрах при повышении температуры на 1°

Солёность льда в ‰	Температура в $^{\circ}\text{C}$	Коэффициент линейного расширения	Изменение длины льда
0	от 0 до -20	+0,000055	0,055
10	-20	+0,0000047	0,0047
10	-4	-0,000911	-0,901

Одновременно с вычислением коэффициента расширения Мальмгрен произвёл непосредственные определения этого коэффициента в специально построенном приборе. Кроме того, он сравнил свои данные с данными Петтерсона, производившего свои опыты очень тщательно с искусственно приготовленным морским льдом, причём оказалось, что все результаты хорошо совпадают. Это доказы-

вает, во-первых, правильность рассуждений Мальмгрена и, во-вторых, то, что пузырьки воздуха, включённые в морской лёд, играют второстепенную роль в тепловом расширении льда. Последнее следует из совпадения данных, полученных Петтерсоном при исследовании искусственно приготовленного и лишённого пузырьков воздуха морского льда, с наблюдениями Мальмгрена над природным, следовательно, содержащим пузырьки воздуха, льдом.

Л и т е р а т у р а: 52, 53, 62, 73, 104.

§ 64. Теплопроводность

Коэффициент теплопроводности чистого, лишённого пузырьков воздуха льда, как среднее из данных многих исследователей равен

$$k = 0,00540 \text{ г-кал/сек град см},$$

причём по Лису, с понижением температуры он несколько (примерно на 0,00001 на 1°) понижается.

Для морского льда определения теплопроводности производились Мальмгрен, причём для этой цели были применены прямой и косвенный методы.

На основании своих вычислений коэффициента теплопроводности косвенным методом Мальмгрен даёт чертёж (рис. 56), представляющий среднее изменение теплопроводности как функцию глубины горизонта льда; при этом Мальмгрен отмечает, что быстрое уменьшение коэффициента теплопроводности 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, не содержащего пузырьков воздуха льда.

Как указывает Черниговский, по его вычислениям, произведённым тем же приёмом, что и вычисления Мальмгрена, теплопроводность припайного льда

Карского моря повышалась от зимы к лету и от верхней поверхности льда к нижней. Так, на горизонте 0 см она была около 0,001, на 150 см около 0,0044.

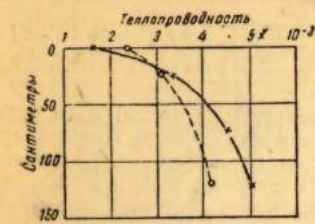


Рис. 56. Теплопроводность морского льда по Мальмгрену: прерывистая линия по наблюдениям с октября 1922 по август 1923 г. и сплошная — по наблюдениям с ноября 1923 по май 1924 г.

Считая коэффициент теплопроводности чистого льда равным 0,0054 и пренебрегая теплопроводностью пузырьков воздуха, мною вычислены коэффициенты теплопроводности и температуропроводности для различных плотностей чистого льда (табл. 43).

Таблица 43

Коэффициенты теплопроводности и температуропроводности льда в зависимости от его плотности (умножены на 10⁴)

Плотность льда . .	0,92	0,90	0,88	0,86	0,84
Теплопроводность .	54	53	52	50	49
Температуропроводность	117	118	118	117	117

Величины табл. 43 значительно превосходят значения теплопроводности, полученные Мальмгреном косвенным методом.

Однако надо помнить, что теплопроводность морского льда определяется не только теплопроводностью чистого льда и количеством пузырьков воздуха, включённых в лёд, но и количеством рассола, содержащегося в ячейках.

Понятно, что при этом надо принимать во внимание молекулярную теплопроводность рассола, ибо турбулентные процессы в ячейках с рассолом и капиллярах не имеют места.

Молекулярная теплопроводность чистой воды при 0° равна 14 · 10⁻⁴ г-кал/сек град см, а воды солёностью 40‰ при той же температуре — около 13 · 10⁻⁴, т. е. приблизительно в четыре раза меньше теплопроводности чистого льда. Естественно отсюда, что чем солонее и пористее лёд, тем меньше его суммарная теплопроводность.

Что касается теплопроводности снега, то тщательные исследования Абельса показали, что она зависит от плотности снега и выражается формулой

$$k = 0,0067\delta_s^2,$$

где δ_s — плотность снега.

Коэффициенты теплопроводности снега при различных его плотностях, вычисленные по этой формуле, показаны в табл. 44.

Таблица 44

Коэффициент теплопроводности снега в зависимости от его плотности (умножен на 10⁴)

Плотность снега . .	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
Теплопроводность .	1	3	6	11	18	24	33	43	54

Как видим, при больших плотностях снега теплопроводность, вычисленная по формуле Абельса, весьма близка к теплопроводности льда, определённой непосредственными измерениями.

Как известно, коэффициенты температуропроводности и теплопроводности связаны между собой формулой

$$a = \frac{k}{c\delta},$$

где a — коэффициент температуропроводности,
 k — коэффициент теплопроводности,
 c — теплоёмкость,
 δ — плотность.

Для воды турбулентные коэффициенты температуропроводности и теплопроводности, определяемые вообще весьма приближённо, практически можно считать численно (не по размерности) равными друг другу, ибо как теплоёмкость, так и плотность морской воды весьма близки к единице.

Что касается льда, то, как видно из табл. 43, для чистого льда коэффициент температуропроводности численно более чем в два раза больше коэффициента теплопроводности. Для морского льда коэффициент температуропроводности в сильнейшей степени зависит от чрезвычайно изменчивой его теплоёмкости.

Л и т е р а т у р а: 1, 62, 73, 104.

§ 65. Плотность в зависимости от температуры и солёности

Природный лёд, как мы видели,—тело не однородное, а пористое, ячейки и капилляры которого заполнены рассолом, мутью и воздухом. Некоторые из этих ячеек вполне изолированы одна от другой, другие сообщаются свободно как между собою, так и с наружными водой и воздухом. Это обстоятельство делает понятие о плотности в применении к природному льду весьма условным. Во всяком случае, когда мы говорим о плотности льда, то мы должны относить это понятие к достаточно большим его объёмам, для того чтобы получить некоторые средние значения.

Плотность чистого, лишённого пузырьков воздуха льда при 0° равна $0,9176 \text{ г/см}^3$. Отсюда удельный объём его равен $1,0898 \text{ см}^3/\text{г}$. Так как удельный объём чистой воды при 0° равен $1,00013$, то, следовательно, при льдообразовании удельный объём увеличивается приблизительно на 9%.

При изменении температуры плотность чистого льда меняется незначительно. Действительно, коэффициент объёмного теплового расширения чистого льда в пределах температур от 0° до -20° приблизительно равен

$$\beta = 0,000165.$$

Таким образом плотность чистого, лишённого пузырьков воздуха льда будет равна

$$\delta_t = \frac{\delta_0}{1 + 0,000165 t}, \quad (1)$$

где δ_t —плотность чистого льда при температуре t ,
 δ_0 —плотность чистого льда при температуре 0° .

Плотность морского льда зависит от его температуры, солёности и пористости. Для вычисления плотности морского льда в зависимости от его температуры и солёности вспомним, что, согласно § 57 в 1 г морского льда содержится (S_i / S_τ) г рассола и $(1 - S_i / S_\tau)$ г чистого льда, где S_i —солёность морского льда, S_τ —солёность рассола в ячейках.

Отсюда объём 1 г морского льда при его солёности S_i и температуре τ , выраженный в куб. сантиметрах, или, иначе, его удельный объём будет равен

$$v_{s\tau} = \frac{S_i}{S_\tau} \frac{1}{\delta_{s\tau}} + \left(1 - \frac{S_i}{S_\tau}\right) \frac{1}{\delta_{0\tau}}, \quad (2)$$

где $\delta_{s\tau}$ —плотность рассола, солёность которого при температуре τ равна S_τ .

Понятно, что, зная удельный объём морского льда, не трудно вычислить плотность как величину, ему обратную, по формуле

$$\delta_{s\tau} = \frac{1}{v_{s\tau}}. \quad (3)$$

Для вычисления этой величины $\delta_{s\tau}$ сделаем следующее предположение.

Известно, что плотность морской воды связана с её температурой и солёностью весьма сложной зависимостью, но для приближенных расчётов зависимости плотности от солёности может быть выражена следующей простой формулой

$$\delta_{st} = \delta_{0t} + 0,0008 S, \quad (4)$$

где δ_{ot} — плотность чистой воды при температуре t ,

δ_{st} — плотность морской воды, солёность которой S и температура t .

Принимая во внимание, что плотность переохлаждённой воды равна приблизительно единице, и распространяя формулу (4) на низкие температуры и высокие концентрации рассола, мы можем вычислить плотность рассола по формуле

Таблица 45

Плотность чистого льда δ_{0t} , переохлаждённой воды δ_w и рассола солёных ячеек δ_{st} при различных температурах

t°	δ_{0t}	S_t	δ_w	δ_{st}
— 2	0,918	37	0,99972	1,030
— 4	0,918	69	0,99945	1,055
— 6	0,918	95	0,99912	1,076
— 8	0,919	120	0,99869	1,096
— 10	0,919	144	0,99815	1,115
— 15	0,920	193	—	1,154
— 20	0,921	237	—	1,190
— 23	0,921	260	—	1,208

$$\delta_{st} = 1,000 + 0,0008 S_t. \quad (5)$$

В табл. 45 показаны результаты моих вычислений по формулам (1) и (4), а в табл. 46 — результаты вычислений по формуле (3) и по табл. 45.

Рассматривая табл. 46, мы видим, что плотность морского льда, лишённого пузырьков воздуха, в связи с изменением его температуры и солёности меняется сравнительно мало, но обнаруживает характерную особен-

ность, а именно: при изменении температуры льда той же солёности его плотность проходит через минимум. Это явление вполне закономерно.

Таблица 46

Плотность морского льда при разных температурах и солёностях при отсутствии пузырьков воздуха

$S_i \backslash t^\circ$	— 2	— 4	— 6	— 8	— 10	— 15	— 20	— 23
2	0,924	0,922	0,920	0,921	0,921	0,922	0,923	0,923
4	0,927	0,925	0,924	0,923	0,923	0,923	0,925	0,925
6	0,932	0,928	0,926	0,926	0,926	0,925	0,926	0,926
8	0,936	0,932	0,929	0,928	0,928	0,928	0,929	0,929
10	0,939	0,935	0,931	0,929	0,929	0,929	0,930	0,930
15	0,953	0,944	0,939	0,937	0,935	0,934	0,935	0,935

Действительно, в § 63 мы видели, что коэффициент объёмного расширения 1 г морского льда, по Мальмгрену, определяется приближённой формулой

$$u_t = 0,000169 - 0,091 \frac{S_i}{S_t^2} \frac{\partial S_t}{\partial t}. \quad (6)$$

Первый член правой части этой формулы, по Мальмгрену, является коэффициентом теплового расширения 1 г чистого льда, второй — поправка на солёность — характеризует изменение объёма вследствие выделения или растапливания при изменении температуры некоторого количества чистого льда в ячейках с рассолом.

Из формулы (6), как мы видели, вытекает существенное отличие морского льда от пресного. Плотность пресного льда при понижении температуры увеличивается. Плотность морского льда при его малой солёности и при низких температурах с понижением температуры также увеличивается, хотя и в меньшей степени, чем плотность чистого льда. Но при больших солёностях и сравнительно высоких температурах плотность морского льда при понижении температуры уменьшается. Отсюда вытекает введённое мной понятие о минимальной плотности морского льда в зависимости от его температуры и солёности. Для соответствующих вычислений я воспользовался формулой Мальмгрена (6).

Действительно, если коэффициент теплового расширения меняет свой знак, то, очевидно, наименьшая плотность будет тогда, когда этот коэффициент будет равен нулю. Таким образом из формулы (6) получаем

$$0,000169 = 0,091 \frac{S_i}{S_z^2} \frac{\partial S_z}{\partial \tau}, \quad (7)$$

где S_i — солёность морского льда,

S_z — солёность рассола в солевой ячейке при температуре τ ,

$\partial S_z / \partial \tau$ — изменение этой солёности при изменении температуры.

Величины S_z и $\partial S_z / \partial \tau$ определяют собой, как мы видели, температуру морского льда. Отсюда, пользуясь формулой (7), нетрудно вычислить для любой солёности морского льда такую температуру θ' , при которой плотность морского льда будет минимальной (табл. 47).

Надо отметить все-таки, что цифры этой таблицы представляют скорее теоретический интерес, так как изменения плотности морского льда в связи с изменением его температуры, как мы видели, сравнительно невелики.

Л и т е р а т у р а: 44, 62, 77.

§ 66. Плотность в зависимости от пористости

Пористостью льда называется отношение объёма пузырьков воздуха или газов, находящихся во льду, к общему объёму льда, выраженное в процентах. Коэффициентом пористости Арнольд-Алябьев называет величину

$$\epsilon = \frac{n}{1-n} = \frac{\delta_0 - \delta}{\delta},$$

где n — пористость льда,

δ_0 — плотность льда, лишённого пузырьков воздуха.

Пузырьки в морском льду могут быть различного происхождения и формы.

Часть пузырьков образуется в результате выделения растворённых в воде газов, не успевающих во время льдообразования выйти из ячеек между кристаллами льда. 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. Преимущественно это приплюснутые или плосковыпуклые пузырьки диаметром до 10 см и больше. Особо большие скопления таких пузырьков встречаются во льду, образующемся над участками дна, где происходит интенсивное разложение органического вещества с выделением газов. На мелководьях количества этих газов иногда настолько велики, что они образуют пустоты величиной с кулак, а нижнюю поверхность льда делают неровной¹.

Следующая группа пузырьков в морском льду получается вследствие вмержания в лёд водорослей, продолжающих выделять газы в виде мельчайших пузырьков.

Наконец, воздушные пузырьки образуются в результате замещения с течением времени воздухом рассола, вытекающего из морского льда. Эти пузырьки обычно образуют цепочки, вытянутые в вертикальном направлении. Последняя группа воздушных пузырьков для морских льдов открытого моря имеет наибольшее значение.

Предположим, что рассол полностью вытек из солевых ячеек и заместился воздухом. Такое предположение вполне вероятно для надводных частей льдов и в особенности для верхних частей торосов.

¹ В проливе Лаптева Ермолаев наблюдал бурное выделение метана, поднимавшегося со дна моря и горевшего над поверхностью замёрзшего моря синеватым пламенем.

Таблица 47
Температура минимальной
плотности морских льдов раз-
ной солёности

S_i	θ'	S_i	θ'
0	0°,0	9	-16°,0
1	-5,1	10	-17,6
2	-7,5	11	-18,5
3	-9,3	12	-19,3
4	-10,7	13	-20,1
5	-12,0	14	-20,8
6	-13,2	15	-21,4
7	-14,4	16	-22,0
8	-15,5	17	-22,6

В § 65 мы видели, что объём 1 г морского льда равен

$$v_{st} = \frac{S_i}{S_r} \frac{1}{\delta_{st}} + \left(1 - \frac{S_i}{S_r}\right) \frac{1}{\delta_r}, \quad (1)$$

где первый член правой части представляет собой объём, занимаемый рассолом, и второй — объём, занимаемый чистым льдом.

При сделанном допущении и при определении пористости льда, как выраженного в процентах отношения объёма, занимаемого пузырьками воздуха, к общему объёму льда, получаем

$$n = \frac{S_i}{S_r} \frac{100}{\delta_{st} \cdot v_{st}}. \quad (2)$$

По формуле (2) мною вычислена табл. 48.

Таблица 48

Пористость льда (в процентах объёма) при замещении воздухом солевых ячеек

S_i/S_r \ t°	-2	-4	-6	-8	-10	-15	-20	-23
2	4,9	2,5	1,8	1,4	1,1	0,8	0,6	0,6
4	9,9	5,1	3,6	2,8	2,3	1,7	1,3	1,2
6	14,9	7,7	5,5	4,2	3,4	2,6	1,9	1,8
8	20,0	10,3	7,3	5,7	4,6	3,4	2,6	2,3
10	25,1	12,9	9,2	7,1	5,8	4,3	3,3	2,9
15	38,2	19,5	13,9	10,7	8,7	6,3	5,0	4,4

Из этой таблицы ясно значение повышения температур воздуха и соответствующего потепления надводных частей льда. Ячейки с рассолом при этом

сильно увеличивают свой объём, рассол получает возможность стекать вниз, и в результате пористость сильно увеличивается.

Таблица 49

Содержание газов в морском льду Баренцова моря (в процентах объёма)

№ пробы	CO ₂	O ₂	N ₂ + редкие газы	Ar + тяжёлые газы	O ₂ : N ₂
1	—	18,3	81,7	0,917	0,224
2	0,6	15,9	83,5	0,905	0,190
3	0,5	16,5	83,0	0,884	0,187
4	0,6	18,0	81,4	0,944	0,223
Среднее . .	0,4	17,2	82,4	0,912	0,209

По измерениям Брунса в сентябре 1934 г., морской лёд Баренцова моря иногда содержал газов до 12-13% по объёму. Результаты анализа состава газов в пузырьках показаны в табл. 49.

Отношение содержания кислорода и азота, насыщающих морскую воду при всех температурах и солёностях, приблизительно равно 0,5; то же отношение в воздухе — приблизительно около 0,264. Общее содержание кислорода и азота, насыщающее при температуре замерзания морскую воду различной солёности, колеблется в пределах от 2,2 до 2,8% по объёму. Отсюда следует заключить, что пустоты в морском льду заполнены главным образом атмосферным воздухом, причём количество кислорода в нём понижено, а количество углекислоты, наоборот, повышено¹, по всей вероятности, дыханием организмов, включённых в морской лёд, и процессами окисления.

Как показали исследования Дерюгина и Брунса, распределение газов даже во льдах, образовавшихся в спокойной обстановке, весьма неравномерно, и наименьшая пористость наблюдается в средней части льдов

Как показали исследования Дерюгина и Брунса, распределение газов даже во льдах, образовавшихся в спокойной обстановке, весьма неравномерно, и наименьшая пористость наблюдается в средней части льдов

¹ Брунс указывает, что количество углекислоты, повидимому, ещё больше, так как часть углекислоты растворяется в воде при освобождении пузырьков воздуха из тающего льда.

По исследованиям Арнольда-Алябьева, содержание воздуха во льду Финского залива колеблется в пределах до 4% объёма, 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. 57.

Исключение из указанного правила представляют многолетние льды, подвергавшиеся в течение своего существования сильным сжатиям, постепенно выдавливавшим из льда как рассол, так и частично воздушные пузырьки, и превращавшим такой лёд в плотную монолитную массу.

Иногда количество воздуха во льду выражают в куб. сантиметрах на 1 кг 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/кг. В таком же льду толщиной 10 см количество воздуха повысилось до 31,0 см³/кг. В голубом льду содержание воздуха оказалось значительно больше (от 55 до 130 см³/кг), чем в зеленоватом (от 9 до 102 см³/кг), желтоватом (около 24 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.

По наблюдениям Савельева, проведённым в феврале-мае 1939 г. над припайным льдом у острова Уединения, пористость льда увеличивается от февраля к маю и всегда у верхней и нижней поверхности льда больше, чем в средних его частях. Так, в мае она была на горизонтах: 10 см — 35,0, 80 см — 8,0 и 170 см — 44,0 см³/кг.

Приведённые 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% объёма. С течением времени, при постепенном преобразовании фирнового льда, пузырьки воздуха частью выдавливаются в атмосферу через мельчайшие трещины и каналы, а частью сжимаются и сохраняются под давлением. Это давление, как показали исследования экспедиции Коха и Вегенера в Гренландии в 1912-1913 гг., в отдельных случаях может достигать 10-12 ат.

Барнес высказал мысль, что, исследуя воздух, заключённый во льду айсбергов, можно судить о составе атмосферы в те времена, когда происходило образование данного глетчерного льда. Произведённые исследования воздуха пузырьков отклонений от современного состава атмосферы, однако, не обнаружили.

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 Смигу, колеблется от 0,6 до 0,92.

Наиболее пористый и лёгкий глетчерный лёд образуется в очень высоких широтах. Этот лёд очень слабо спаян и легко распадается на части. Айсберги, состоящие из такого льда, норвежцы называют «сахарными».

Избытком давления в пузырьках воздуха, включённых в лёд, повидимому, надо объяснить обычно наблюдающееся обильное выделение пузырьков воздуха при таянии кусков глетчерного льда, сопровождаемое характерным шипением, напоминающим шипение поджариваемого сала.

Плотность пористого льда определяется из формулы

$$\delta = \delta_0 \left(1 - \frac{n}{100} \right), \quad (3)$$

где δ_0 — плотность льда, лишённого пузырьков воздуха,
 n — пористость льда.

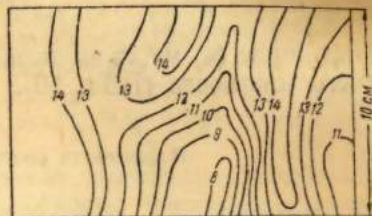


Рис. 57. Изолинии содержания пузырьков воздуха в см³/кг в верхнем слое льдины Финского залива.

Плотность δ_0 зависит от температуры и солёности и, как мы видели из табл. 46, в природных условиях колеблется в пределах от 0,920 до 0,953.

Из формулы (3) получаем

$$n = 100 \left(1 - \frac{\delta}{\delta_0} \right). \quad (4)$$

По формуле (4) мною вычислена пористость чистого льда и снега в зависимости от его плотности (табл. 50).

Таблица 50

Пористость снега и льда в зависимости от плотности

Плотность	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
Пористость	89	78	67	56	46	35	14	13	2

Литература: 8, 9, 13, 44, 62, 115, 129.

§ 67. Пловучесть

Вследствие малой разности между плотностями льда и воды только сравнительно небольшая часть льда возвышается над водой (рис. 58).

Если плотность льда равна δ_i , плотность воды δ_w , надводный объём v_h и подводный объём v_z , то, согласно закону Архимеда, между этими величинами существует зависимость

$$(v_h + v_z) \delta_i = v_z \delta_w. \quad (1)$$

Понятно, что если верхняя и нижняя поверхности льдины горизонтальны, а боковые её стенки вертикальны, то формула (1) упрощается, а именно:

$$(h + z) \delta_i = z \delta_w, \quad (2)$$

где h — надводное возвышение, z — подводная осадка льдины.

Рис. 58. Погружённость льдин (плотность 0,90) в воде (плотность 1,01) по Бурке.

Из формулы (2) получаем

$$\frac{z}{h} = \frac{\delta_i}{\delta_w - \delta_i},$$

или

$$\frac{z}{i} = \frac{\delta_i}{\delta_w}, \quad (3)$$

где i — общая толщина льда.

В табл. 51 приведено отношение углубления подводной части льда к высоте надводной при различных плотностях воды и льда для однородных льдин.

Рассматривая табл. 51, мы видим, что даже малое изменение плотности льда или воды влечёт за собой большое изменение отношения высоты надводной к углублению погружённой части ледяных полей.

Но мы видели, что морской лёд является пористым телом, причём часть пор в надводной части льдов сообщается с воздухом, а в подводной — с морской водой. Понятно, что такие поры нужно исключать из объёмов льда, вводимых в формулу (1).

Памятуя об этих оговорках, отметим, что пористость морского льда летом, при замещении рассола в ячейках воздухом, значительно увеличивается и плот-

ность надводной части льдов в это время может сильно отличаться от плотности его подводной части. Отсюда, уточняя формулу (2), получаем

$$h\delta_h + z\delta_z = z\delta_w, \quad (4)$$

Отношение подводного углубления к надводному возвышению однородных льдин с горизонтальными верхней и нижней поверхностями и вертикальными боковыми стенками

где δ_h — плотность надводной части,
 δ_z — плотность подводной части.
 Из формулы (4) получаем

$$\frac{z}{h} = \frac{\delta_h}{\delta_w - \delta_z}. \quad (5)$$

$\delta_i \backslash \delta_w$	1,00	1,01	1,02	1,03
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
0,95	19,0	15,2	13,6	11,9

Насколько значительно может колебаться плотность, показывают измерения Мальмгрена плотности льда того же ледяного поля. В зимнее время, когда в холодном льду все ячейки с рассолом и воздухом были изолированы друг от друга и окружающей среды, плотность льда колебалась в пределах от 0,914 до 0,924, а в мае — в пределах от 0,885 до 0,899.

Уже отмечалось, что по наблюдениям Савельева в 1939 г. пористость припая увеличилась от февраля к маю и наименьшие значения пористости отмечались на средних горизонтах льда. Соответственно с этим плотность льда от февраля к маю уменьшилась и наибольших значений достигала в средних частях льда. Так, в мае 1939 г. на горизонте 5 см плотность была 0,870, на 80 см — 0,910 и на 172 см — 0,875. Наименьшая плотность морского льда, по определению Макарова, 13 августа 1899 г. была 0,846, а наибольшая — 0,929, при солёности льда 2,8‰.

Макаров называет пловучестью морского льда отношение

$$\frac{h}{h+z} = \frac{h}{i}. \quad (6)$$

По его измерениям, проведённым в морской воде с температурой $-1^{\circ},5$ и солёностью 32,4‰ (плотность 1,0258), пловучесть исследованных 27 образцов колебалась в пределах от 1 : 6 до 1 : 15.

Коэффициентом пловучести я называю вес груза в тоннах, заставляющий тонуть 1 м³ льда. Нетрудно видеть, что коэффициент пловучести равен

$$p_0 = (\delta_w - \delta_i). \quad (7)$$

Понятно, что пловучестью льдины будет произведение коэффициента пловучести на объём льдины, выраженный в куб. метрах, или

$$p = p_0 i q, \quad (8)$$

где i — толщина льда,
 q — площадь льда¹.

Из формул (6) и (7) вытекает, что пловучесть тем больше, чем больше толщина льда, чем больше плотность воды и чем меньше плотность льда.

Из табл. 52 нетрудно видеть, что при той же толщине льда возможные сезонные изменения плотности воды, в которой лёд плавает, мало отражаются на пловучести льдов. Иначе обстоит дело с плотностью самого льда, сезонные изменения которого весьма значительны. Поэтому если не считаться с фактом, что поры летнего льда открыты для окружающей среды, в то время как поры зимнего льда

Таблица 52

Коэффициент пловучести морского льда в тоннах

$\delta_i \backslash \delta_w$	1,00	1,01	1,02	1,03
0,80	0,20	0,21	0,22	0,23
0,85	0,15	0,16	0,17	0,18
0,90	0,10	0,11	0,12	0,13
0,95	0,05	0,06	0,07	0,08

¹ Формулы (6) и (7) и табл. 52 выведены в предположении, что лёд в своей верхней и нижней частях однороден по плотности.

для неё закрыты, мы можем притти, руководствуясь формулами (6) и (7), к неверному заключению, что лёд одной и той же толщины в летнее время обладает большей пловучестью, чем лёд зимний. На самом же деле в природе мы наблюдаем обратное явление.

Малой пловучестью льда объясняется погружение верхней поверхности льда ниже уровня воды под тяжестью выпадающего на лёд снега и в особенности под тяжестью наметаемых снежных сугробов. Действительно, из формул (3) и (7) следует, что верхняя поверхность ледяного поля уходит под уровень воды при условии, что

$$s\delta_s = i(\delta_w - \delta_i), \quad (9)$$

где s — высота снежного покрова,

δ_s — плотность снега.

Из формулы (7) следует, что льдина, коэффициент пловучести которой равен 0,1, толщина 40 см, а площадь $2,4 \times 4,37 = 10,5 \text{ м}^2$ (размеры 12-тонного трактора), тонет под нагрузкой 0,4 т. Следовательно, для того чтобы льдина выдерживала вес трактора исключительно своей собственной пловучестью, её площадь должна быть не менее 300 м^2 .

Из этого примера следует, что если мы хотим использовать пловучесть льда для поддержания грузов, мы должны распределять нагрузку на большие площади льда.

Л и т е р а т у р а: 62, 76, 77, 101.

§ 68. Плотность снега

Наиболее замечательным свойством снежного покрова является значительная амплитуда его плотности.

Другим не менее замечательным свойством снега является его способность под действием давления вышележащих слоёв и ветра, солнечной радиации, температуры и влажности воздуха и выпадающих жидких осадков изменять свою плотность, в основном повышая её с течением времени, но в отдельных случаях и понижая.

Некоторые виды природного снега представляют практический интерес.

Дикий снег — очень пушистый, почти не обладающий сцеплением, пересыпающийся, как мука. Этот вид свежеснежавшего снега часто наблюдается при полном штиле и низкой температуре воздуха. Плотность такого снега около 0,01-0,03.

Песчаный снег, — выпавший при чрезвычайно низкой температуре. Сани и лыжи с трудом скользят по нему, что, в частности, подтверждают наблюдения Коха и Вегенера в Гренландии.

Ветровой наст и ветровая корка образуются давлением ветра. Это давление значительно. При слабом ветре (5 м/сек) оно равно около 3 кг/м², при свежем ветре (9 м/сек) — около 6 кг/м² и при штормовом ветре (30 м/сек) — около 74 кг/м². У чистого уплотнённого ветром снега поверхность — белая, матовая и покрыта рябью. Ветровой наст большой мощности называют снежными досками.

Весенний снег — это снег, распавшийся на отдельные зёрна. Он представляет прекрасную поверхность для лыж, так как зёрна смочены водой плавления и двигаются друг относительно друга почти без трения.

Весенняя корка образуется на весеннем снеге при понижениях температуры его поверхности. Она обычно состоит из тонкого слоя льда, находящегося над снегом и отделённого от него тонкой воздушной прослойкой.

Солнечная корка образуется при низких температурах воздуха в результате оплавления верхних снежинок и их смерзания.

Дождевая корка образуется после небольших дождей, выпавших на сильно охлаждённый снег.

Плотность снега, выпавшего на поверхность суши или льдов, повышается не только благодаря давлению ветра и других факторов, но и под влиянием веса вышележащих слоёв. Последний случай поддается учёту.

Абе, считая, что плотность пропорциональна давлению и градиенту давления, получил

$$d\rho = k\rho dz, \quad (1)$$

где ρ — плотность,

z — глубина залегания слоя,

k — коэффициент пропорциональности.

$$\rho = \rho_0 e^{kz}. \quad (2)$$

Входящие в формулу (2) постоянные Абе определил из своих измерений на семи уровнях плотности снега, толщина которого была 70 см, и окончательно получил

$$\rho = 0,1854 e^{0,00545z}, \quad (3)$$

где z выражено в сантиметрах.

По Шепелевскому, плотность снега до некоторой глубины остаётся неизменной, так как плотность снежинок здесь достаточна, чтобы выдержать небольшую нагрузку верхних слоёв.

Шепелевский, как и Абе, считает, что ниже этого слоя плотность снега изменяется с глубиной по логарифмическому закону.

В конечном итоге после некоторых дополнительных допущений Шепелевский приходит к формулам:

$$\rho = \rho_1 \sqrt{\frac{z - H_0}{H_1}}, \quad (4)$$

$$H_0 = \frac{2}{3} H_1 \frac{\rho_0^2}{\rho_1^2},$$

где ρ_1 — плотность снегового покрова на глубине H_1 .

Для приближенной оценки плотности снега Кухарским разработана следующая шкала, оказавшаяся полезной при санных экспедициях:

Балл

Характеристика

- 1 — рыхлый снег, совершенно не задерживающий ноги.
- 2 — снег, легко уминающийся ногами.
- 3 — нога уходит по щиколотку и задерживается, не дойдя до грунта или льда.
- 4 — нога при ходьбе уходит в снег на 1-2 см.
- 5 — снег, выдерживающий вес человека, — нога оставляет слабый след.
- 6, 7, 8 — снег плотный, поддающийся продавливанию в мягкой обуви и её удару.
- 9 и 10 — снег с трудом поддаётся пробиванию деревянным колом.

Л и т е р а т у р а: 25, 133, 142.

§ 69. Радиационные свойства

Кристаллы льда одноосны и положительные. Поэтому во льду скорости необыкновенных лучей больше скоростей обыкновенных лучей, а отсюда больше и коэффициенты преломления¹.

Коэффициенты преломления для льда весьма близки к коэффициентам преломления для воды. Мало отличаются вода и лёд и по своим коэффициентам поглощения, и потому лёд по своим оптическим свойствам весьма похож на воду.

Более важными представляются другие радиационные свойства снега и льда.

Уже отмечалась высокая способность снега отражать лучистую энергию (альбедо). Это имеет особое значение для ледяного покрова, так как последний всегда прикрыт сверху более или менее толстым слоем снега. Специальные исследования Калитина показывают, что отражающая способность снега тем выше, чем снег чище, мельче и чем ниже его температура. Так, при свежеснежавшем чистом снеге его альбедо доходит до 90%, а при талом и зёрнистом снеге (после оттепели) альбедо понижается до 52% и ниже.

За последние годы много наблюдений над альбедо морского льда и снега и над прониканием солнечной радиации было проведено в природных условиях на различных полярных станциях Советского сектора Арктики, а именно: остров Уединения, мыс Челюскин, бухта Тикси, бухта Тихая, мыс Шмидта.

В результате обработки этих наблюдений Черниговский даёт следующую таблицу альбедо снежного покрова и свободного от снега льда по месяцам для северных широт от 69 до 80° (табл. 53).

Калитин производил исследования прохождения лучистой энергии сквозь снежный покров различной толщины. На рис. 59 показаны результаты этих исследований. Верхняя кривая относится к снегу с температурой ниже 0°, т. е. к сухому снегу. Нижняя кривая относится к талому, пропитанному водой снегу. Обе кривые построены с учётом отражающей способности снега, другими словами, учитывалась только лучистая энергия, действительно вошедшая в снежный покров, а не общая энергия, упавшая на его поверхность и частично отражённая.

Суммируя результаты своих исследований радиационных свойств естественного пресного льда, Калитин приходит к следующим выводам:

Таблица 53

Вероятное значение альбедо снега и льда в арктических морях в %

М е с я ц	Снег	Лёд
Март	87	—
Апрель . . .	87	40
Май	83	45
Июнь	80	45
Июль	60	50

В прибрежной полосе альбедо снежного покрова в июне — около 70%, а в июле — около 50%.

¹ В одноосных кристаллах (к которым относятся кристаллы льда) 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 под этим подразумевается крайнее возможное отклонение необыкновенного луча.

1. Лёд хорошо проницаем для лучистой энергии в пределах длин волн от 0,35 до 3,0 микронов, т. е. для коротковолновой части спектра.

2. Как это видно из рис. 60, лёд более прозрачен для рассеянной радиации, чем для прямой.

3. На прозрачность льда оказывают очень большое влияние вкрапленные в него пузырьки воздуха, причём при той же пористости льда мелкие пузырьки, благодаря которым происходит сильное рассеивание падающей лучистой энергии, делают лёд менее прозрачным, чем пузырьки крупные.

Замечательно, что лёд, на-глаз совершенно однородный, очень прозрачный и не содержащий видимых пузырьков воздуха, оказывается более прозрачным для рассеянной радиации.

4. Лёд даже в очень тонких пластинках совершенно непрозрачен для длинноволновых лучей. Таким образом в этом отношении лёд сходен со стеклом, и тонкий ледяной покров оказывает «парниковый» эффект, аналогичный такому же эффекту стекла.

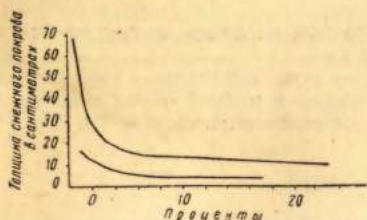


Рис. 59. Прохождение лучистой энергии сквозь снежный покров.

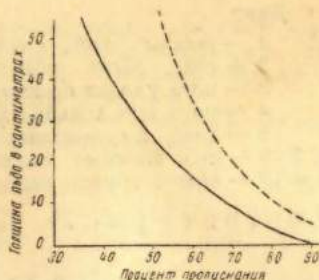


Рис. 60. Изменение прозрачности льда для прямой (сплошная кривая) и рассеянной (пунктирная кривая) солнечной радиации в зависимости от толщины льда.

Этот факт отмечен Меллони, который ещё в 1832 г. показал, что пластинка льда толщиной 2,6 мм пропускает 6% падающей на неё энергии от источника, температура которого была 1200°, а лучистую энергию от источника с температурой 100° не пропускает совсем.

Парниковый эффект льда представляется весьма важным фактором. Благодаря ему лёд в тонких пластинках не только предохраняет лежащие под ним слои воды от охлаждения, но и способствует при достаточной интенсивности освещения их постепенному нагреванию.

Что касается проницаемости морского льда для суммарного потока радиации, то Черниговский приводит средние результаты соответствующих измерений в бухте Тикси (табл. 54).

Таблица 54

Средние значения проницаемости морского льда для суммарного потока радиации в % с 19 апреля по 4 мая 1937 г. (бухта Тикси)

Толщина льда в см	0-7,3	0-11,5	0-21,0	0-42,0
Процент прошедшей радиации по отношению к упавшей на поверхность (без альбедо) . . .	48	44	36	23
Альбедо	40	40	40	40
Поглощено	12	16	24	37

Черниговский приводит также данные о проницаемости снежного покрова для радиации, из которых видно, что через слой снега толщиной 5 см проходит не более 10%, через слой снега толщиной 10 см не более 5% и через слой снега толщиной 15 см не более 1% радиации.

Однако при интенсивном таянии, когда одновременно происходит оледенение снежной массы, проницаемость снежного покрова значительно увеличивается. Так, по наблюдениям в конце июня 1935 г. на острове Уединения сквозь снег толщиной 5 см прошло от 23 до 30% радиации и было задержано в снеге от 6 до 13%. Сквозь слой толщиной 10 см прошло 26% и было поглощено 11% радиации; сквозь слой 16 см прошло 7% радиации. Такого же порядка величины были получены и на других полярных станциях.

Литература: 62, 73, 80, 137.

§ 70. Освещённость моря под льдом

Вопрос о подлёдной освещённости имеет двойное значение.

Во-первых, эта освещённость определяет биологическую продуктивность моря, зависящую от фотосинтетической деятельности растений. Действительно, если море покрыто сплошным ледяным покровом и, следовательно, изолировано от непосредственного обмена с атмосферой, то единственным источником для покрытия расхода кислорода подо льдом является фотосинтетическая деятельность. При отсутствии света растительные организмы, являющиеся первоисточником пищи для всех остальных организмов, не могут развиваться.

Во-вторых, подлёдная освещённость связана и с практической деятельностью человека: к таковой относятся водолазные работы и плавание подо льдом.

К сожалению, подлёдная освещённость изучена плохо и имеющиеся наблюдения отрывочны, а иногда и противоречивы.

Трофимов, изучая в апреле 1934 г. условия подлёдного 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. 55.

Таблица 55

Освещённость под льдом и снегом различной толщины (в см)

Состояние погоды	Лёд	Снег	Альbedo в %	Освещённость в %		Прозрач- ность льда в %
				под льдом	на глубине 5 м	
Солнце	10	0	30	42	5,3	0,6
Ясно	70	5	90	2,5	0,17	11
»	70	12	91	4,5	0,18	37
Пасмурно	48	1,5	63	14	3,15	13
Солнце светит через пелену об- лаков	40	5	78	12	2,75	22
Пасмурно, туман	40	1	41	14	0,66	3
Солнце за пеленой облаков . . .	35	3,5	61	22	4,5	19,5

«Безальбедная» прозрачность льда в этой таблице вычислялась по формуле

$$p = \frac{Ii}{100 - A},$$

где I — освещённость подо льдом,

A — альbedo,

i — толщина льда в метрах.

Как видно из таблицы, прозрачность льда, рассчитанная на 1 м его толщины, колебалась в пределах от 0,6 до 37%, что объясняется обычной неоднородностью ледяного покрова в естественных условиях.

Специальные наблюдения Трофимова над отдельными плитами льда площадью 1-2 м², достаточно полежавшими на воздухе (ропаки) и почти пресными (солёность меньше 10‰), дали результаты, показанные в табл. 56.

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 особенно точными считать нельзя.

Во время экспедиции на «Садко» в 1935 г. Вс. Березкин опустил фотометр в лунку сантиметров 30 диаметром, которая затем засыпалась битым льдом. 12 августа на 81°10' с. ш. и 26°29' в. д. при безоблачном небе и солнце и при снежном покрове от 3 до 5 см на глубине 5 м освещённость (среднее из четырёх наблюдений) была около 2% от поверхностной. Лёд был стекловидным, прозрачным, с большим количеством воздушных пузырьков диаметром 5-6 мм.

Таблица 56

Прозрачность льда в %

Толщина льдины в см	Снег в см	Альbedo в %	% света, про- шедшего через снег + лёд	Прозрачность льда в %
35	5	89	11,1	100
70	5	79	12,5	48

Назаров приводит следующее своё наблюдение, произведённое в апреле 1936 г. в 4 км от острова Уединения на глубине 13 м с припая толщиной 120 см, покрытого на 20-30 см снегом. Наблюдения производились в закрытой палатке через специальную прорубь. Дно постоянно было хорошо освещено. При ясном небе дно блестело, что Назаров объясняет отражением большого количества света. На дне легко было рассмотреть отдельные камни, а в воде — проплывавших рыб и морских зверей.

По моей просьбе Бардовский в марте 1941 г. произвёл с помощью диска Секки наблюдения подлёдной освещённости в проливе Маточкин Шар. Результаты наблюдений приводятся в табл. 57.

Таблица 57

Прозрачность по диску Секки подо льдом пролива
Маточкин Шар

Дата	Высота Солнца	Толщина в см		Прозрачность по Секки в м
		льда	снега	
14 марта	15°	114	15	36
То же	15	119	12	28
»	14	94	34	21
27 марта	19	129	30	34
Среднее	16	114	23	30
Среднее из 10 на- блюдений в июне	34	132	13	20

Высокие прозрачности, полученные Бардовским, весьма интересны. Они доказывают, во-первых, большую освещённость под льдом и, во-вторых, большую чистоту воды в период льдообразования, создающуюся в результате своеобразной очистки воды при вертикальной зимней циркуляции.

Наблюдения, произведённые Бардовским в марте, приведены полностью. Июньские наблюдения, произведённые в 10 точках, осреднены. Обращает внимание, что, несмотря на значительное уменьшение толщины снега (и на почти не изменявшуюся общую толщину: снег плюс лёд), прозрачность подо льдом сильно уменьшилась. Это, конечно, надо приписать начавшимся в июне весенним процессам (развитию жизни) как во льду, так и в воде.

Надо отметить, что инструментальные наблюдения (Трофимова и др.) над прозрачностью льда не согласуются с освещённостью моря подо льдом (Назаров, Бардовский). Этот вопрос подлежит ещё исследованию.

Л и т е р а т у р а : 62, 77, 130.

§ 71. Цвет

Цвет льда так же, как и воды, объясняется избирательным поглощением и рассеянием световых лучей и также зависит от размеров и количества посторонних примесей. Совершенно чистый, пресный, лишённый пузырьков воздуха лёд при рассматривании его в большом куске представляется нежно-голубым.

Лёд, встречающийся в море, по цвету можно грубо подразделить на коричневый, белый, зелёный и голубой или даже синий. Моряки различают ещё чёрный лёд. Это лёд замёрзших пресных водоёмов, образующихся на ледяных полях в летнее время. Надо подчеркнуть, что эти цвета, вернее оттенки, заметны только в больших ледяных глыбах. Небольшие куски льда представляются почти одинаково белесоватыми с прослойками стального оттенка.

Коричневый (иногда желтоватый), вернее с коричневатым оттенком лёд — 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.

Зелёный цвет характерен для сравнительно молодого морского льда с большим количеством воздуха и рассола. Обычно в небольших кусках зелёный лёд белесого непрозрачного вида с прослойками стального оттенка.

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 лёд глубокого залегания также отличается своим голубым цветом.

При поисках в летнее время пресных водоёмов на арктических льдах для приёмки из них воды можно руководствоваться цветом льда и цветом воды в водоёмах на льду. Коричневый цвет воды означает, что на дне водоёма много диатомей и вода в нем солоноватая. Зелёный цвет указывает на очень солёную воду, близкую по солёности к окружающей её морской воде. Обычно дно таких водоёмов оказывается протаявшим насквозь. Голубые водоёмы (голубые стенки, синеватая вода) всегда оказываются совершенно пресными¹.

На цвете льда сказывается также и его структура. Зеленоватый лёд состоит из слабо выраженных и неправильно расположенных кристаллов (зернистый лёд). В голубом льду кристаллическая структура ярко выражена и кристаллы одинаково ориентированы. Такой лёд хорошо колется по направлению оси кристаллов, более прочен в перпендикулярном направлении и в изломе даёт угловатую поверхность. Таким образом в основном голубой лёд — это плиты льда спокойного намерзания.

Характерен цвет льда в начале его образования. Сало, шуга, а также тонкий совершенно смоченный водой лёд тёмносерого стального цвета (тёмносерый нилас). По мере увеличения толщины цвет льда переходит в светлосерый (светлосерый нилас), а затем и в белый, когда значительная часть льда начинает выступать над водой. Совершенно тёмными представляются отдельные смоченные водой льдинки, образующиеся при таянии в результате распада больших льдин.

Особо надо рассматривать окраску льдов бактериями и планктоном, о чем будет говориться далее.

Как справедливо указывает Бурке, на практике всегда существует необходимость отличить твёрдый лёд от более рыхлого. Это можно сделать лишь при большом навыке, разбираясь в цвете льда, иногда по весьма слабо различимым оттенкам.

Характерно изменение цвета ледяных полей в связи с изменением погоды.

В ясную погоду, при большой солнечной радиации и сильном излучении, ледяные поля белеют. Создаётся впечатление, что они покрываются инеем или свежеснеженным снегом. В пасмурную погоду при высоких температурах воздуха льды сереют и приобретают грязные оттенки. Объяснение этому явлению будет дано в § 115.

Как правило, чем белее лёд, тем он хрупче, но из этого правила наблюдается много исключений. Иногда встречаются очень белые льды, но легко проходимые судном, несмотря на их значительную толщину. Так, например, в августе 1935 г. мы на «Садко» в Баренцовом море на $79^{\circ}08'$ с. ш. и $33^{\circ}27'$ в. д. встретили очень восторошенные, страшные по виду, но совершенно белые 9-балльные льды, через которые мы шли свободно, не останавливаясь, малым ходом. С другой стороны, встречаются грязные льды, почти недоступные форсированию их судном. Добавочным признаком последнего являются округлые, обмытые формы льдов.

Л и т е р а т у р а: 23, 62, 77:

§ 72. Твёрдость

Если рассматривать лёд как минерал, то его твёрдость можно определить по так называемой шкале «твёрдости» минералов Мооса, т. е. по сопротивлению, оказываемому при царапании определенными испытательными минералами (табл. 58).

¹ Надо добавить, что другим косвенным признаком пригодности воды для пищи служит повышенный по сравнению с уровнем моря уровень воды в водоёме. Этот признак, однако, наблюдается не во всех случаях.

Твёрдость пресного льда при 0° по этой шкале около 1,5; по Коху и Вегенеру при —15° между 2 и 3, при —30° между 3 и 4, при —40° около 4 и, наконец, при —50° пресный лёд, по Хейму, не берётся пилой, т. е. его твёрдость около 6.

Таблица 58

Шкала твёрдости минералов

- | | |
|---------------------|-----------------|
| 1. Тальк | 6. Полевой шпат |
| 2. Каменная соль | 7. Кварц |
| 3. Известковый шпат | 8. Топаз |
| 4. Плавленый шпат | 9. Корунд |
| 5. Апатит | 10. Алмаз |

Характерным примером твёрдости льда при низких температурах воздуха является следующее наблюдение Бадигина, произведённое во время дрейфа «Седова» 31 января 1938 г. при температуре воздуха около —40°.

«В другом месте увидели стоявшую совершенно вертикально стену (льда — Н. З.). Начертили на ней круг, сделали в центре «яблочко» и попробовали на этой мишени меткость боя своих карабинов. Оказалось, что лёд дьявольски твёрд: свинцовые пули расплющивались, оставляя едва заметные следы».

Бурке считает, что при одной и той же температуре льды, встречающиеся в море, можно по их твёрдости расположить в следующем порядке: 1) айсберги и их обломки; 2) многолетний торосистый лёд; 3) «сердцевины» торосов, образованные давлением; 4) однолетний торосистый лёд; 5) толстые гладкие поля и их обломки; 6) тонкие поля и их обломки; 7) ниласовые льды; 8) шуга и сало.

Литература: 11, 23, 62, 77.

§ 73. Текучесть

Температура перехода тела из одной фазы в другую, а следовательно, и температура плавления изменяются при изменении давления по следующему уравнению Клапейрона:

$$\frac{\Delta\tau}{\Delta p} = T \frac{\alpha_w - \alpha_i}{E\lambda},$$

где $\Delta\tau$ — изменение температуры плавления,

Δp — изменение давления,

E — механический эквивалент теплоты,

T — абсолютная температура,

α_w — удельный объём чистой воды,

α_i — удельный объём чистого льда,

λ — теплота плавления.

Так как удельный объём воды меньше удельного объёма льда, то, следовательно, при увеличении давления температура замерзания понижается, другими словами, образовавшийся лёд при увеличении давления тает.

Произведя подсчёты, получаем, что при увеличении давления на один бар (или, иначе, на 1,02 кг/см²) температура замерзания понижается на 0°,0074, или, иначе, температура замерзания понижается на 1° при увеличении давления на 134,6 бара.

Опытные данные для дистиллированной воды таковы:

Давление в атмосферах	1	500	1 000
» » барах	1,01	506,09	1 012,12
Температура замерзания	0°,0	—4°,1	—8°,7

Понижение температуры замерзания при повышении давления обуславливает режеляцию и текучесть льда.

Явление режеляции заключается в том, что при каждом повышении давления лёд слегка расплавляется и, как только давление прекращается, смерзается вновь. Если положить на лёд тяжёлый предмет, то он, оплавляя под собой лёд и выжимая образующуюся под ним водяную плёнку, в конце концов, проходит через лёд. Хорошо известен опыт прохождения проволоки с подвешенным к ней грузом через брусок льда; брусок льда при этом как бы прорезается. Весьма характерно

сказывается явление режеляции на глетчерном льду. Лёд, истекая по руслу глетчера, при поворотах испытывает то повышение, то понижение давления, но вследствие текучести и явлений режеляции целостность льда не нарушается. Таким образом текучесть создаёт движение ледников, подобное речным потокам. Если осенью положить поперёк замёрзшей реки ряд камешков, то весной эти камешки на льду расположатся по кривой, выпуклой вниз по течению, что доказывает, что ледяной покров рек тоже «течёт». Все эти явления настолько характерны, что позволяют сравнивать лёд с жидкостью, обладающей очень большим коэффициентом вязкости.

Режеляция проявляется и в других случаях. Так, при надавливании одного куска льда на другой они спаиваются друг с другом.

Надо подчеркнуть, что лёд практически является единственным телом в природе, разлом которого может быть уничтожен давлением при обычных температурах. Если к этому прибавить, что так как внутри естественного льда, особенно в зимнее время, температуры значительно ниже температуры замерзания, то всякие трещины во льду немедленно скрепляются водой, проникающей в эти трещины и здесь замерзающей. Отсюда следует, что применять к естественному льду формулы и теории, основанные на изучении механических свойств других материалов, можно только с соответствующими оговорками.

Л и т е р а т у р а : 25, 62.

§ 74. О механических свойствах

Мы видели, что физические свойства морского льда сильно меняются в связи с условиями его образования и зависят от его температуры, солёности и пористости. Естественно, что механические свойства морского льда, т. е. его способность сопротивляться воздействию всякого рода внешних сил, зависят от тех же факторов. Кроме того, эта способность зависит также от продолжительности действия данной силы.

Несмотря на большое практическое значение механических свойств льда, систематических исследований этих свойств, насколько мне известно, нет.

Существующие многочисленные наблюдения страдают тем недостатком, что в большинстве случаев неизвестно, при каких условиях те или иные определения были сделаны и, кроме того, весьма противоречивы. Сказанное в особенности относится к морскому льду.

Большим источником ошибок при определении механических свойств природного льда является самый способ добывания образцов льда, подвергающихся в дальнейшем исследованию.

Обычно от большой льдины откалывается глыба и эта глыба подымается на палубу корабля или доставляется в лабораторию. Здесь она, иногда при температуре, весьма отличной от её температуры в момент взятия, раскалывается на меньшие куски, из которых затем выпиливаются бруски сечением приблизительно 20-50 см². Понятно, что во время всех этих операций физические свойства льда весьма меняются: рассол из ячеек вытекает, температура бруска меняется (что влечёт за собой изменения в структуре льда), грани бруска при выпиливании оплаваются и т. д.

Другой недостаток существующих определений механических свойств льда заключается в том, что все они, поневоле, произведены для сравнительно небольших образцов льда, а между тем полученные выводы приходится распространять на большие массы льда, являющегося по самой своей природе весьма неоднородным.

Лёд, как всякое твёрдое тело, по отношению к действующим на него внешним силам может быть упругим, пластичным и хрупким. Изменения формы твёрдого тела, вызванные небольшими внешними силами, могут исчезнуть, когда эти силы перестанут действовать. Такие изменения называются упругими деформациями; твёрдое тело в этом случае находится в стадии упругости. При увеличении внешней силы свыше некоторой (для каждого твёрдого тела определённой) величины — предела упругости — изменения тела уже не исчезают вместе с прекращением действия силы. В теле как бы остаётся след произведённого на него воздействия — остаточная деформация. Если остаточная деформация действительного противоположной силы в течение того же промежутка времени уничтожается, то тело находится в стадии пластичности. Если приложенная сила разрушает тело, то это тело находится в стадии хрупкости.

Следуя Вейнбергу, величину напряжения, при котором тело перестает быть пластичным и разрушается, т. е. переходит в стадию хрупкости, будем называть пределом пластичности. Обычно это напряжение называют временным сопротивлением, или разрушающим напряжением.

Опыты показали, что отдельные кристаллы обладают пластичностью только в плоскости, перпендикулярной главной оси. Иными словами, кристалл льда ведёт себя так, как будто 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.

Как увидим дальше, предел упругости льда, и в особенности льда морского, чрезвычайно мал, и потому природный лёд, что подтверждается простейшими наблюдениями, мы можем рассматривать при высоких температурах (около температуры замерзания) как тело весьма пластическое, а при низких температурах как тело весьма хрупкое. Так как температура природного льда в зимнее время весьма резко повышается по направлению от его верхней поверхности к нижней, то в своих верхних слоях лёд хрупок, а в нижних пластичен. Морской лёд значительно пластичнее речного льда. Так, сало, шуга, молодик и вообще ниласовые льды отличаются весьма высокой пластичностью; склянка, являющаяся характерной начальной формой пресного льда, весьма хрупка. Все эти обстоятельства весьма ограничивают применение к природному льду формул и выводов теории сопротивления материалов, основанных на теории упругости.

Л и т е р а т у р а : 25, 62, 77.

§ 75. Упругие свойства

Вейнберг, тщательно собравший и систематизировавший определения механических свойств льда, выполненные многими исследователями, и сам производивший не мало таких определений, приводит очень мало данных предела упругости, а именно: 0,5 (по Фабиану), 0,44 (по Матсуяма), 0,57 (по Вейнбергу для невского льда) и 0,09 (по Вейнбергу для зернистого льда ледника Хинтерейс). Все величины даны в кг/см^2 .

Как видим, предел упругости даже пресного льда настолько мал, что, как говорит Вейнберг, «упругая стадия поведения льда под действием сил может казаться представляющей лишь теоретический интерес, хотя упругими постоянными льда пользуются для решения таких вопросов, как устройство ледяных переправ, посадка самолётов на лёд и т. п. Однако такое заключение было бы преждевременным, так как весьма трудно предвидеть, какие стороны изучения льда будут иметь значение в последующем». Сейчас уже для определения толщины слоя льда ледников применяется эхолотирование, требующее знания скорости распространения упругих колебаний. Последняя может определяться либо из опыта, либо вычислением по плотности и упругим постоянным льда.

Упругие постоянные пресного льда, определённые различными методами и различными исследователями, весьма отличаются друг от друга. Так, модуль упругости, т. е. величина, обратная коэффициенту линейного расширения стержня при его растяжении, по сводке Вейнберга колеблется от 6 000 до 180 000 кг/см^2 , а модуль сдвига, т. е. сила, поворачивающая параллельные плоскости тела на угол, равный единице ($57^\circ, 3$), колеблется в пределах от 2 000 до 34 200 кг/см^2 .

Вейнберг считает, что наиболее надёжными являются определения упругих постоянных по частоте колебаний ледяных брусков и по скорости распространения взрывных волн. По этим определениям модуль упругости колеблется в пределах от 49 000 до 96 000 кг/см^2 , а модуль сдвига колеблется в пределах от 25 000 до 34 000 кг/см^2 . Наиболее вероятным значением коэффициента Пуассона, т. е. отношения относительного поперечного сужения к относительному продольному удлинению при приложении продольных растягивающих усилий, Вейнберг считает 0,36.

Как уже отмечено, знание упругих постоянных льда необходимо для определения толщины ледяного покрова глетчеров (по скорости распространения взрывных волн). Впервые этот метод был применён Мотесом в Альпах, а затем экспедицией Вегенера 1929-1931 гг. в Гренландии. Так, принимая скорость самых быстрых волн, типа звуковых, равной 3 720 м/сек, экспедиция Вегенера в 1931 г. получила толщину гренландского материкового льда до 2 500-2 700 м над уровнем погребённой под льдом основной материковой породы.

В 1932-1933 гг. тот же метод измерения толщины материкового льда был применён Ермолаевым на северном острове Новой Земли, причём были получены следующие результаты:

толщина ледяного покрова до 600 м,
скорость продольных волн до 4 000 м/сек,
скорость поперечных волн до 1 850 м/сек.

Л и т е р а т у р а : 25, 62, 77, 113, 114, 152.

§ 76. Влияние температуры и продолжительности нагрузки

Температура оказывает значительное влияние на способность льда подвергаться всякого рода деформациям. Весьма резко это свойство проявляется в отношении твёрдости льда.

Эндрьюс вычислял относительную твёрдость льда по сравнению глубин проникновения полированного стального стержня в лёд при различных его температурах с глубиной проникновения того же стержня в лёд, температура которого равна 0° .

Подобные же опыты были произведены Ройеном над плотным прозрачным морским льдом, причём давление во всех опытах производилось параллельно плоскости намерзания. В результате своих опытов Ройен предложил формулу

$$\varepsilon_1 = \frac{k_1}{1 - t}, \quad (1)$$

где ε_1 — относительное сжатие,

k_1 — постоянный для данного образца коэффициент,

t — температура льда.

По формуле (1) мною вычислена табл. 59.

Таблица 59

Продавливание льда разной температуры, выраженное в процентах продавливания при температуре 0°

Температура в $^\circ\text{C}$	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	15	20	30
%	100	50	33	25	20	17	14	12	11	10	9	7	5	3

Комаровский, сопоставивший результаты опытов Эндрьюса (сплошная кривая рис. 61) и вычисления по формуле Ройена (пунктирная кривая), отмечает почти полное их совпадение.

Из рис. 61 вытекает, что сопротивление льда продавливанию очень быстро увеличивается с понижением температуры до -9° , а при дальнейшем понижении температуры почти не меняется.

В результате исследований влияния на деформацию льда продолжительности нагрузки Ройен предложил формулу

$$\varepsilon_2 = k_2 \sqrt[3]{T}, \quad (2)$$

где T — продолжительность нагрузки в часах,

k_2 — постоянная для данного образца льда,

ε_2 — относительная деформация льда.

Деформация льда изменяется также в связи с изменением нагрузки. Для определения этой зависимости Ройен произвёл ряд исследований парафина и, считая возможным распространить полученные результаты на лёд, предложил формулу

$$\varepsilon_3 = \frac{k_2 \sigma}{\sigma_b - \sigma}, \quad (3)$$

где k_2 — постоянная для данного образца льда,

σ — действующее сжимающее напряжение,

σ_b — разрушающее сжимающее напряжение (предел пластичности).

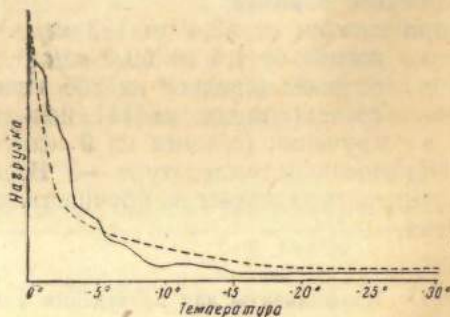


Рис. 61. Осадка льда различной температуры под действием постоянной нагрузки за одинаковые промежутки времени: сплошная кривая — по опытам Эндрьюса и пунктирная — вычисленная по формуле Ройена.

Если действующее напряжение значительно меньше предела пластичности, то, так как для данного образца предел пластичности постоянен, эта формула упростится и примет вид:

$$\begin{aligned}\varepsilon_4 &= k_4 \sigma, \\ k_4 &= \frac{k_3}{\sigma_b}.\end{aligned}\quad (4)$$

Объединяя влияние температуры, продолжительности и величины нагрузки, Ройен предложил следующую общую формулу:

$$\varepsilon = \frac{k\sigma\sqrt[3]{T}}{1-t}, \quad (5)$$

где ε — относительная пластическая деформация при сжатии,
 k — постоянная для данного образца, колебавшаяся при опытах в пределах от $60 \cdot 10^{-5}$ до $90 \cdot 10^{-5}$,
 σ — напряжение на сжатие в кг/см^2 ,
 T — продолжительность нагрузки в часах,
 t — средняя температура льда.

Л и т е р а т у р а: 25, 62, 89, 169.

§ 77. Предел пластичности

Как уже указывалось, предел пластичности в практическом отношении является наиболее важной характеристикой механических свойств льда.

Действительно, знание предела пластичности необходимо для расчёта работы ледоколов, для устройства ледяных переправ и аэродромов и т. п.

По Вейнбергу средние пределы пластичности пресного льда, полученные различными исследователями (после приведения их к температуре -3°), колеблются следующим образом:

- при сжатии от 12,4 до 123 кг/см^2 ,
- » изгибе от 1,4 до 59,6 кг/см^2 ,
- » разрыве (среднее из 235 испытаний) 11,1 кг/см^2 ,
- » срезе (среднее из 111 испытаний) 5,8 кг/см^2 ,
- » кручении (среднее из 9 испытаний) 5,1 кг/см^2 .

Приведение к температуре -3° Вейнберг делал по табл. 60, из которой видно, что температура влияет на прочность льда меньше, чем это получается по формуле Ройена.

Т а б л и ц а 60

Коэффициенты для приведения сопротивления льда к температуре -3°

$^\circ\text{C}$. . .	0	-3	-5	-10	-15	-20	-25	-30
$\sigma : \sigma_{-3^\circ}$	0,87	1,00	1,05	1,19	1,28	1,35	1,41	1,45

Как указывает Вейнберг, все приведённые величины получены при статической нагрузке. При динамической нагрузке (удар) Назаров для пресного и малосолёного льда получил пределы пластичности около 5 кг/см^2 .

В табл. 61 приводятся результаты некоторых испытаний пресного льда на изгиб при различных температурах; из этих результатов влияние температуры видно весьма отчётливо.

Произведённые Макаровым испытания искусственно приготовленного льда показали, что пределы пластичности при сжатии морского льда увеличиваются с понижением температуры и солёности морского льда (табл. 62).

Во время плавания на «Седове» в 1934 г. Брунс и Дерюгин (а последний, кроме того, во время зимовки на мысе Желания) произвели массовые определения предела пластичности. При этом, например, для пресного прозрачного льда

Таблица 61

Предел пластичности льда на изгиб в кг/см^2 в зависимости от температуры

Температура в $^{\circ}\text{C}$	Коржавин	Витман	Арнольд- Алябьев	Вейнберг
0	70	80	93	100
— 5	148	150	140	124
— 10	224	190	177	140
— 20	—	—	238	160

Таблица 62

Предел пластичности при сжатии различных льдов

Характер льда	Темпера- тура в $^{\circ}\text{C}$	Предел пластичности в кг/см^2
Из речной воды	— 7,9	От 24,2 до 26,5
» » »	— 7,9	50,8
» малосоленой воды	— 28,75	От 17,7 до 21,6
» » »	— 30	» 23,7 » 35,4
» соленой воды	— 26,25	» 13,4 » 14,8
» » »	— 30	» 18,0 » 23,6

(составлявшего верхнюю часть льдины) как результат 25 определений пределы пластичности при давлении, направленном перпендикулярно плоскости намерзания, оказались в среднем почти в два раза больше, чем при давлении, направленном параллельно этой плоскости. Для льда, даже мало соленого, отношение перпендикулярного и параллельного давлений уменьшалось и для летних, сильно разрушенных таянием льдов приближалось к единице. В среднем из многих сотен определений предела пластичности морского льда, образованного при спокойном (без какого бы то ни было торошения) нарастании, это отношение оказалось равным 1,24 (табл. 63).

Предел пластичности при изломе, определённый для тех же слоёв, для которых определялся предел пластичности при сжатии для одной из серий испытаний, показан в той же табл. 63.

Каждая величина в этой таблице является средней, по крайней мере, из 100 определений. В большинстве случаев число определений было больше, а в некоторых случаях для предела пластичности при сжатии число определений, использованных для вычисления цифр таблицы, превышало 300. Таким образом средние, приведённые в нижней строке таблицы, являются средними из многих сотен определений. Температура воздуха во время испытаний была от -2° до -22° , однако сколько-нибудь явной зависимости между температурой и пределом пластичности установить не удалось. Все определения были произведены над образцами льда, взятыми из берегового припая, не подвергавшегося в течение зимы подвижкам.

Таблица 63

Средние пределы пластичности в кг/см^2

Глубина слоя от поверхности в см	На сжатие		На излом
	перпенди- кулярно поверх- ности	параллель- но поверх- ности	
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	34,2	—
Среднее . .	42,1	34,2	20,4

В табл. 64 приводятся результаты определений предела пластичности морского льда при изгибе, произведённых Арнольд-Алябьевым.

Кроме таблицы Арнольд-Алябьев приводит следующую формулу

$$W_1 = 4,7 - 0,96t - 0,031t^2, \quad (1)$$

где W_1 — предел пластичности льда в кг/см^2 .

Как указывает Арнольд-Алябьев, если отнестись отклонения за счёт солёности льда, то можно получить следующую формулу:

$$W - W_1 = 0,15 S_i - 0,34, \quad (2)$$

где W_1 — значение, вычисленное по формуле (1),

S_i — солёность льда.

В теории сопротивления материалов считается, что влияние местных пороков — трещин, раковин и прослоек разного рода — достаточно пластичного материала сказывается на уменьшении прочности так же, как уменьшение сечения испытываемых образцов. То же допущение можно приложить к солевым ячейкам и порам с воздухом, включённым в морской лёд.

Арнольд-Алябьев исследовал на перелом 28 образцов льда Финского залива, в которых содержание воздуха было заранее определено. Результаты этих испытаний представлены на рис. 62, из которого видно, что с уменьшением содержания воздуха предел пластичности льда значительно повышается, колеблясь при температурах воздуха от -5° до -7° в пределах от 10 до 25 кг/см^2 .

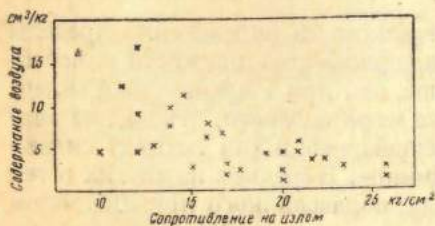


Рис. 62. Предел пластичности при изломе льдов с разным содержанием воздуха.

В дальнейшем Цуриков, предполагая, что полости или сферической (что, по его мнению, имеет место при низких температурах льда и при малой пористости), или цилиндрической формы (в летнее время), вывел формулы, по которым можно подсчитать относительное уменьшение предела пластичности льда при изломе и при сжатии по сравнению с такими же величинами для многолетнего льда. Сопоставления теоретических подсчётов с фактическими измерениями дали довольно хорошие результаты.

Литература: 9, 25, 62, 101, 136.

§ 78. Влияние толщины, температуры и солёности на прочность при изгибе

Мы видели, что лёд обладает весьма малым пределом упругости и весьма неоднороден по вертикали. Поэтому применять к нему формулы, основанные на теории упругости, можно лишь с большими оговорками. Памятуя об этих оговорках, для случая изгиба применим следующую формулу, вытекающую из теории сопротивления материалов, а именно:

$$\frac{p_1}{p_2} = \frac{h_1^2}{h_2^2}, \quad (1)$$

где p — вес положенного на лёд груза,
 h — толщина льда.

Таблица 64

Пределы пластичности морского льда на изгиб в кг/см^2

Температура в $^\circ\text{C}$	Минимум	Максимум	Число испытаний
$-0,3$	4	8	31
$-1,0$	3	6	25
$-1,7$	4	8	8
$-4,4$	4	14	7
$-7,0$	7	10	3
$-8,0$	4	16	30
$-9,0$	9	13	12
$-11,5$	9	16	11
$-18,5$	10	14	3

Из формулы (1) следует, что увеличение толщины льда, например, в два раза увеличивает способность льда сопротивляться изгибу в четыре раза, увеличение толщины льда в три раза повышает эту способность в девять раз и т. д.

Если мы знаем из опыта нагрузку, которую выдерживает лёд определённых свойств и толщины, то мы можем, пользуясь формулой (1), вычислить толщину льда тех же свойств, выдерживающего любой другой груз.

Так, Корунов из формулы (1) приходит для пресного льда к формулам:

$$h = 10 \sqrt{p}, \quad (2)$$

$$p = \frac{h^2}{100}, \quad (3)$$

где h — толщина пресного льда в сантиметрах,

p — вес сосредоточенного груза в тоннах.

Надо отметить, что исходные данные для формул (2) и (3) получены для льда, температура которого была около -10° .

Зависимость от температуры сопротивления льда изгибу опытами пока не выявлена. Если предположить, что эта зависимость пропорциональна зависимости от температуры сопротивления на сжатие, то можно воспользоваться уже приведённой в § 76 формулой Ройена:

$$\sigma = \frac{1-t}{k}, \quad (4)$$

где σ — допускаемое напряжение,

k — коэффициент, характеризующий лёд,

t — температура.

Но так как допускаемые нагрузки обратно пропорциональны квадратам толщины, то из формулы (4) получаем

$$\frac{h_2^2}{h_1^2} = \frac{1-t_1}{1-t_2}. \quad (5)$$

Понятно, что если пользоваться коэффициентами формул (2) и (3) и считать, что эти коэффициенты получены при температуре льда -9° , то из формул (2), (3) и (5) мы получим:

$$h_t = h \sqrt{\frac{10}{1-t}} = 10 \sqrt{\frac{10p}{1-t}}, \quad (6)$$

$$p_t = \frac{h^2}{100} \frac{1-t}{10}, \quad (7)$$

где h_t — толщина льда температурой t , выдерживающего груз p ,

p_t — вес груза, выдерживаемого льдом толщиной h и температурой t .

В практической работе определить температуру льда весьма трудно, тем более, что вертикальное распределение температуры представляется сложными и изменчивыми кривыми. Поэтому можно рекомендовать вместо температуры льда пользоваться средней температурой воздуха за последние десять дней.

Для морского льда солёностью около $60/_{00}$ и температуры около -9° я считаю возможным принять

$$h_s = 16 \sqrt{p}, \quad (8)$$

$$p = \frac{h_s^2}{250}. \quad (9)$$

Из сравнения формул (2) и (8) вытекает, что зимний морской лёд, чтобы выдержать ту же нагрузку, что и пресный, должен быть примерно в 1,6 раза толще.

Так как солёность морского льда, для которого я считаю приемлемыми формулы (8) и (9), около $60/_{00}$, то мы можем с известным приближением написать

$$h_s = h_0 (1 + 0,1 S_i), \quad (10)$$

где S_i — солёность морского льда.

Но в среднем солёность морского льда приблизительно в пять раз меньше солёности воды, из которой лёд образовался. Отсюда следует, что толщина морского льда, выдерживающего ту же нагрузку, что и пресный лёд, будет равна

$$h_s = (1 + 0,02 S) h_0, \quad (11)$$

где S — солёность морской воды, из которой лёд образовался.

В еще более грубом приближении можно считать, что для солёных льдов Белого, арктических и дальневосточных морей

$$h_s = 1,6 h_0; \quad (12)$$

для мало солёных льдов Финского залива, Азовского моря и северной части Каспийского моря

$$h_s = 1,3 h_0. \quad (13)$$

Объединяя теперь приведённые, весьма приближённые формулы, я получаю

$$h_{ts} = (1 + 0,1 S_i) 10 \sqrt{\frac{10 p}{1 - t}}, \quad (14)$$

$$p_{ts} = \frac{h^2}{100} \frac{1 - t}{10} \frac{1}{(1 + 0,1 S_i)^2}, \quad (15)$$

где h_{ts} — толщина льда температурой t и солёностью S_i , выдерживающего груз p ,

p_{ts} — вес сосредоточенного груза в тоннах, выдерживаемого льдом, температура которого равна t и солёность S_i ,

h — толщина в см пресного льда, температура которого -9° ,

S_i — солёность льда,

t — температура льда.

Если температура льда -15° , солёность льда 5‰ , а толщина льда 50 см, то по формуле (15) получаем вес допускаемой нагрузки около 21 т.

Л и т е р а т у р а: 76, 91.

§ 79. Изгиб льда под грузом

Как уже отмечалось, лёд обладает пластичностью и при сравнительно малых нагрузках изгибается и изменяет свою форму, но не разрушается.

По пресному льду толщиной 4-5 см, а по морскому льду толщиной 5-6 см уже можно ходить, причём поверхность льда пружинит под ногами: создается впечатление, что идёшь по туго натянутой коже. Удар по такой поверхности, если при этом лёд не ломается, вызывает образование на поверхности молодого льда концентрических волн¹.

Изгиб льда можно также наблюдать при приливо-отливных колебаниях уровня моря у берегов, а ещё лучше у выдающихся из воды скал. Явление выражается в образовании вогнутой поверхности при отливе и выпуклой поверхности при приливе, причём лёд вдаль от берега, изгибаясь по форме приливной волны, не даёт трещин.

Нагляднее всего изгиб льда проявляется под тяжестью налагаемых на него грузов. На рис. 63 показано (по Бернштейну) провисание льда под вагоном железной дороги, проложенной по речному льду.

По горизонтальной оси отложены расстояния в метрах от оси дороги, а по вертикальной оси «удельный прогиб», являющийся (по Бернштейну) отношением длины стрелки прогиба в миллиметрах к весу нагрузки в тоннах.

Рис. 63. Прогиб льда под нагрузкой с течением времени.

Из рисунка видно, что после нагрузки стрелки прогиба увеличиваются (достигая, как говорит Бернштейн, в течение 3 часов двойной или даже тройной величины), затем более не

¹ Неоднократно наблюдалось, что когда морская волна входит в залив или в бухту, покрываемую тонким молодым льдом, то она распространяется в виде зыби на некоторое расстояние вглубь бухты, причём лёд толщиной до 10 см изгибается по форме зыби.

нарастают (в течение следующих 9-10 часов). После разгрузки прогиб быстро почти уничтожается и остается лишь небольшая остаточная деформация.

На рис. 64 показан график изгиба льда при пробеге 29 января 1942 г. 52-тонного паровоза по железнодорожной ледяной переправе через р. Кузнечиха в Архангельске.

По вертикальной оси отложены стрелки прогиба в миллиметрах, а по горизонтальной оси — время в секундах. На рисунке ясно видна особенность всех прогибов при движении, а именно: передний склон кривой прогиба круче, чем задний. Это явление я объясняю тем, что при движении груза инерционные силы действуют в направлении, противоположном движению. Вследствие этого впереди груза задерживается изгиб льда, а позади груза задерживается выпрямление льда.

В результате при движении груза конус прогиба перестает быть симметричным. Его передний склон круче, чем задний, и эта разница тем больше, чем больше скорость движения.

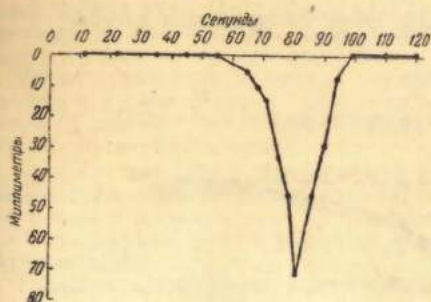


Рис. 64. Изгиб льда на р. Кузнечиха 29 января 1942 г.

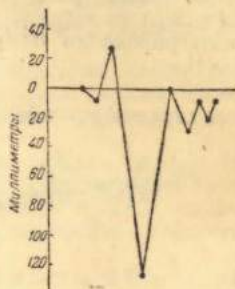


Рис. 65. Колебания льда на р. Кузнечиха 2 января 1942 г.

На рис. 65 показан прогиб льда при пробеге 2 января 1942 г. электровоза и гружёного вагона (общим весом 74 т) через ту же переправу. Во время этого пробега было зафиксировано нивелиром следующее: сначала нивелирная рейка, установленная на пути, понизилась на 3 мм, потом поднялась на 28 мм, в момент прохода состава опустилась на 128 мм, затем после нескольких небольших колебаний рейка оказалась пониженной по сравнению с начальным положением на 8 мм (остаточная деформация). Наименьшая толщина льда во время этого пробега была 46 см. Скорость пробега была 15-20 км/час.

Сравнивая рис. 64 и 65, замечаем их существенное различие. На графике, полученном 29 января 1942 г. при малой скорости движения (около 3 км/час) на льду никаких «волн» не замечалось; при большой скорости движения на графике 2 января 1942 г. ясно виден волнообразный изгиб льда. Это явление объясняется тем, что изгиб льда передаётся воде, а волны на льду являются уже следствием волн, образующихся в воде подо льдом.

Я считаю, что отмеченные 2 января 1942 г. на р. Кузнечиха волнообразные колебания льда объясняются именно этим. Груз, спускаясь с берега на лёд, его изгибает, причём под тяжестью груза во льду образуется своеобразный конус прогиба. Этот конус, перемещаясь в пространстве и выдавливая на своём пути воду, создаёт в последней волны, которые, в свою очередь перемещаясь в пространстве по общим законам, заставляют лёд изгибаться по своей форме.

Не трудно видеть, что при поступательном движении груза, а следовательно, и конуса прогиба в воде около него должны создаваться волны корабельного типа: эшелонные, поперечные и т. п., также передающиеся льду.

Изгиб льда под тяжестью груза обычно сводят к задаче изгиба упругой пластинки на упругом основании. Однако эта задача предполагает однородность пластинки, лёд же весьма неоднороден и по вертикали и по горизонтали. Вертикальное распределение температуры в природном льду весьма своеобразно и изменчиво, а между тем от температуры зависят все механические свойства льда. Самое главное заключается в том, что при решении задачи об упругой пластинке на упругом основании предполагается, что нагрузка не превышает предела упругости. Но предел упругости льда, как мы видели, настолько мал, что лёд надо считать пластическим хрупким телом. Кроме того, на практике при устройстве и использовании ледяных переправ и ледяных аэродромов, например, форма изгиба льда важна не около предела упругости, а около предела пластичности. Наконец, при движении грузов по льду лёд изгибается по форме образующейся под ним «водной» волны. Все эти обстоятельства, вместе взятые, создают необычайные затруднения для математического анализа и заставляют прибегать к хотя и приближённым, но удовлетворяющим запросы практики формулам.

Рассматривая с последней точки зрения графики, мы видим, что кривые изгиба весьма похожи на логарифмические кривые. Такой вид кривых подтверждается и некоторыми теоретическими соображениями.

Действительно, предположим, что на ледяное поле, горизонтальные размеры которого можно считать бесконечными, положен груз (рис. 66). Под весом этого груза лёд несколько изогнётся, причём наибольшая стрелка прогиба будет в точке приложения груза, а во все стороны от этой точки стрелка прогиба будет уменьшаться по некоторому закону. Для установления этого закона я делаю следующие допущения:

1. После установления равновесия кривая изгиба льда от груза к периферии не имеет точек перегиба. Это предположение является вполне естественным, принимая во внимание свойства льда.

2. Уменьшение длины стрелки прогиба, начиная от точки приложения груза по направлению к периферии, пропорционально длине этой стрелки и увеличению расстояния от груза.

3. Объём конуса, прогиба, равный объёму вытесненной воды, уравнивает вес груза. Это предположение, понятно, исключает некоторые свойства льда, но значительно упрощает вычисления.

Согласно второму предположению получаем

$$dz = -kzdx, \quad (1)$$

где z — стрелка прогиба.

x — горизонтальное расстояние,

k — коэффициент пропорциональности, названный мною коэффициентом изгиба.

После интегрирования получаем

$$z = z_0 e^{-kx}, \quad (2)$$

где z_0 — длина стрелки прогиба в начале координат (в точке приложения груза).

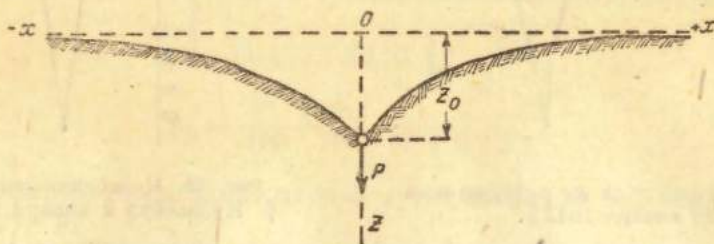


Рис. 66. Изгиб льда под сосредоточенным грузом.

Необходимо напомнить, что кривая изгиба упругой пластинки на упругом основании горизонтальна под грузом, но её ветви, уходящие в бесконечность, волнообразны. Последнее противоречит свойствам льда при статической нагрузке и виду кривых, полученных при наблюдениях. Действительно, всякие изгибы льда с течением времени исчезают под влиянием изостатических сил. С другой стороны, при изгибе льда по логарифмической кривой получается резкий излом льда под самым грузом. Это обстоятельство возбуждает сомнение в законности сделанных допущений. Всё же лично я допускаю, что на нижней поверхности льда под тяжестью груза могут даже образоваться трещины, что для упругой пластинки недопустимо, но для льда, принимая во внимание его свойства, ничего катастрофического не представляет. Действительно, образовавшиеся трещины заполняются водой, которая при соприкосновении с холодными внутренними слоями льда сейчас же замерзает. Но, конечно, главным доводом в пользу сделанных предположений является то обстоятельство, что наблюдаемые кривые похожи на логарифмические. Все они выпуклы кверху, а упругая пластинка недалеко от груза изгибается выпуклостью книзу.

В дополнение к изложенному привожу сообщённые мне Г. Ю. Верещагиным некоторые результаты исследований, проведённых на льду озера Байкал Байкальской станцией Академии наук в 1941 и 1942 гг. Исследования, в частности, заключались в определении стрелок прогиба под грузами разной формы и величины вплоть до провала грузов под лёд, что, понятно, представляет наибольший практический интерес. Стрелки прогиба измерялись в четырёх точках по одному и тому же радиусу, начиная от самой периферии груза. При этом наблюдалось следующее:

1. При постепенно возрастающей нагрузке стрелки прогиба сначала увеличивались медленно и плавно, затем скачкообразно с одновременным образованием трещин и, наконец, перед самым провалом груза очень быстро, особенно вблизи груза.

2. Стрелки прогиба и их увеличение, рассчитанное на единицу расстояния, уменьшались по направлению от груза к периферии.

3. При наложении груза на некотором расстоянии от него наблюдалось некоторое вспучивание льда. Это вспучивание при дальнейшем увеличении нагрузки постепенно удалялось от груза.

3. После увеличения нагрузки до некоторой величины наблюдалось появление радиальных и концентрических трещин на верхней поверхности льда. Концентрические трещины приблизительно повторяли очертания груза; при цилиндрических грузах они были круговыми. Перед провалом груза ближайšie к грузу трещины становились сквозными.

4. Форма и размеры провала почти в точности повторяли форму и размеры груза.

В своём письме Верещагин сообщает, что произведённые им 14 января 1944 г. на льду Байкальского озера тщательные измерения прогиба льда под грузом подтвердили высказанные мною положения.

Уже во время печатания настоящей книги я ознакомился с некоторыми результатами измерений прогиба льда под грузом, произведённых Баталиным в феврале-марте 1943 г.

на Амурском лимане. Баталин пробовал совмещать полученные им точки прогиба с теоретической кривой изгиба упругой пластинки на упругом основании, но это оказалось невозможным. В свою очередь я, осереднив измерения Баталина для каждого расстояния от центра груза в отдельности, получил удивительно хорошие совпадения этих точек с логарифмической кривой.

Одновременно мне удалось ознакомиться с проведёнными в начале 1943 г. Шишовым исследованиями прогибов льда у железнодорожных и автогужевых переправ на Северной Двине.

Изгиб льда, наблюдаемый при этих исследованиях, по моим подсчётам, также хорошо ложится на логарифмические кривые. Кроме того из наблюдений Баталина и Шишова вытекает, что коэффициент изгиба при увеличении толщины льда уменьшается.

Наконец надо добавить, что по моей просьбе Зволинский пересмотрел теоретические основы изгиба льда под грузом, причём оказалось, что если принять во внимание и упругость и пластичность льда, то при известных соотношениях модулей упругости и сдвига, кривая изгиба приближается к логарифмике.

Таким образом на основании имеющихся в моём распоряжении материалов я считаю, что теория изгиба упругой пластинки на упругом основании к случаю изгиба льда под грузом не подходит и что для подведения теоретической базы в этом вопросе надо исходить из других предположений.

Согласно третьему предположению длина максимальной стрелки прогиба определяется объёмом тела, образуемого вращением вокруг оси OZ некоторой площади: одной стороной этой площади является ось OX , а другой — логарифмическая кривая, начинающаяся в точке приложения груза и уходящая своей ветвью, постепенно приближающейся к оси OX , в бесконечность.

Площадь, заключённая между логарифмической кривой и осями OX и OZ , равна

$$Q = \int_0^{\infty} z dx = \frac{z_0}{k} \quad (3)$$

Объём тела вращения (вокруг оси OZ), образованного с одной стороны осью OX , а другой стороны логарифмической кривой изгиба, равен

$$V = \pi \int_0^{z_0} x^2 dz = \frac{2\pi z_0}{k^2} \quad (4)$$

Принимая, что плотность воды равна единице, и памятуя, что объём вытесненной воды должен уравновешивать вес груза, получаем

$$P = \frac{2\pi z_0}{k^2} \quad (5)$$

Из формулы (5) следует, что для одного и того же льда (тот же коэффициент изгиба) при увеличении груза пропорционально увеличивается максимальная стрелка прогиба и что веса грузов, создающие ту же максимальную стрелку прогиба, обратно пропорциональны квадратам коэффициентов изгиба.

Понятно, что величина коэффициента изгиба зависит от физических свойств льда и от его толщины и что чем меньше коэффициент изгиба, тем выгоднее, так как при этом при той же максимальной стрелке прогиба изгиб льда идёт плавнее.

Если мы имеем одновременные измерения стрелок прогиба в двух точках, находящихся на одной линии с точкой приложения груза, то мы легко можем вычислить коэффициент изгиба.

Обработав 25 имевшихся в моём распоряжении соответствующих наблюдений на р. Волге, я получил, как среднее, $k = 0,1$ обр. метра, при максимуме 0,18 и минимуме 0,044. Проверка полученного коэффициента изгиба наблюдениями, произведёнными в зиму 1941/42 г. на железнодорожной переправе через р. Кузнечиха в Архангельске, не внесла изменений.

Формула (5) не учитывает, однако, площади, занимаемой грузом, а последнее имеет существенное значение, так как чем на большей площади льда распределён груз, тем меньше может быть толщина льда.

Предположим, что на лёд положен прямоугольный груз весом P , периметр которого равен g , а площадь q . Мы можем допустить, что линии равных стрелок прогиба льда будут проходить так, как это показано на рис. 67, а именно: у углов груза они будут дугами окружности, а вдоль прямых линий контура идти по прямым. Наибольшая стрелка прогиба, понятно, проходит по контуру груза.

Предположим далее, как и раньше, что объём погружённой части льда уравновешивает груз. В таком случае весь погружённый объём будет равен

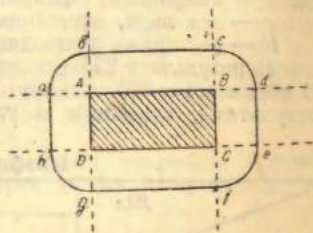


Рис. 67. Изолинии прогиба льда около прямоугольного груза.

$$V = \frac{2\pi z_0}{k^2} + \frac{2z_0}{k} (a+b) + z_0 ab, \quad (6)$$

$$P = \frac{2\pi z_0}{k^2} + \frac{z_0}{k} r + z_0 q,$$

где z_0 — максимальная стрелка прогиба (у контура груза),
 a и b — стороны прямоугольного груза.

Первый член правой части формулы (6) представляет вытесненный грузом объём воды в угловых секторах и равен объёму, вытесненному некоторым грузом P_c , сосредоточенным в одной точке.

Второй член представляет вытесненный объём воды, приходящийся против сторон груза. Он является произведением вертикальной площади, заключённой между кривой прогиба и начальным уровнем, на периметр груза.

Третий член представляет собою вытесненный объём воды, расположенный под самой площадью груза.

Но согласно формуле (5)

$$z_0 = \frac{P_c k^2}{2\pi}.$$

Подставляя в формулу (6), получаем

$$P = P_c \left[1 + \frac{kr}{2\pi} + \frac{k^2 q}{2\pi} \right]. \quad (7)$$

Принимая приближённо $k=0,1$ обр. метра, получаем

$$P = P_c (1 + 0,02 r + 0,002 q), \quad (8)$$

где грузы выражены в тоннах, а линейные размеры грузов — в метрах.

Учитывая эмпирические зависимости между весом сосредоточенного груза, толщиной, температурой и солёностью льда, я получил следующую проверенную на практике формулу

$$P = \frac{h^2}{100} \frac{1-t_i}{10} \frac{1}{(1+0,1 S_i)^2} (1 + 0,02 r + 0,002 q), \quad (9)$$

где h — толщина льда в сантиметрах,

t_i — температура льда,

S_i — солёность льда.

Литература: 17, 76, 77.

§ 80. Внешнее трение

Большой практический интерес представляет внешнее трение льда. Арнольд-Алябьев, рассматривая внешнее трение стали о лёд различного происхождения, подразделил трение следующим образом:

Род трения

Характер трения

1. Трение покоя (статическое).
2. Трение движения (кинетическое).

3. Сухое трение.
4. Влажное трение.
5. Трение с самосмазкой.

В своих опытах Арнольд-Алябьев протаскивал куски льда по стали и считал, что

$$f = \frac{F}{p},$$

где f — коэффициент трения,

p — вес льда, отнесённый к единице поверхности,

F — вес груза, приводящий данный кусок в движение (через систему блоков).

В результате 325 испытаний льда р. Невы (4 образца льда) и льда Балтийского моря (5 образцов) и 373 испытаний льда Карского моря (8 образцов), Арнольд-Алябьев получил результаты, сведённые в табл. 65.

Таблица 65

Коэффициент внешнего трения влажного льда

Лёд	Реки Невы		Балтийского моря		Карского моря	
	А	В	А	В	А	В
Трение						
Покоя	0,15-0,25	0,35-0,40	0,15-0,20	—	0,15-0,25	0,30-0,35
Движения	0,10-0,15	—	0,10-0,15	—	0,10-0,20	0,20

В таблице столбцы относятся: А — к непокрашенной, а В — к покрашенной суриком поверхности. Опыты производились при положительной температуре воздуха, и, следовательно, трение было влажным.

Таблица 66

Коэффициент внешнего трения сухого льда

Трение	Коэффициент
Покоя	0,30—0,50
Движения	0,03—0,50

Когда нагрузка превосходит 120–130 г/см², коэффициент трения покоя становится почти равным коэффициенту трения движения и при дальнейшем увеличении нагрузки почти не меняется.

Интересное наблюдение было сделано Алексеевым при старте самолёта весом 5,5 т со снежного аэродрома при температуре воздуха —25°. При размере лыж 3,10 × 0,70 = 2,2 м² усилие по динамометру оказалось равным 2,2 т, что соответствует коэффициенту трения 0,40. Таким образом лабораторные опыты Арнольд-Алябьева подтверждаются.

То обстоятельство, что внешнее трение влажного льда значительно (в два и больше раза) меньше внешнего трения сухого льда, объясняет следующее явление. Судно, застрявшее на льду и не смогшее вскоре после всхода на лёд с него сойти, несмотря на ряд принятых мер—задний ход, раскачивание судна, завоз на лёд якорей и т. д.—часто через несколько часов сходит со льда исключительно под действием заднего хода. Корпус судна, особенно металлического, всегда теплее льда. Кроме того, лёд под судном испытывает давление. Совокупное действие температуры и давления оплавляет лёд в точках соприкосновения, и сухое трение становится влажным. В результате для схода судна со льда надо приложить меньшие усилия. Сказанное, понятно, относится к летнему времени.

Литература: 67, 77, 145.

§ 81. Усталость

Известно, что металлические детали конструкций, нагружаемые переменной или знакопеременной нагрузкой, при некоторых условиях теряют способность сопротивляться деформациям и разрушаются от «усталости». Излом при усталости отличается от обычных деформаций — от разрыва или изгиба — и напоминает излом хрупкого материала.

Деформации, производимые во льду перевозимыми по нему грузами, также создают изменения внутреннего строения льда. Эти деформации заключаются в выдавливании из льда рассола и пузырьков воздуха, что делает лёд более монолитным, и в образовании во льду множества мельчайших и более заметных трещин, ослабляющих лёд. Но по сравнению с металлами лёд при обычных температурах обладает исключительными свойствами: пластичностью, текучестью и способностью к режеляции. В связи с этим, после того как давление прекращается, ослабление прочности льда компенсируется более быстрым образованием льда около наиболее опасных сквозных и почти сквозных трещин, и лёд постепенно восстанавливает свои механические свойства, что для металлов невозможно. Таким образом к металлам более применим термин «старение», в то время как ко льду более применим термин «усталость».

Отсюда вытекает необходимость при напряжённом использовании, например, ледяных переправ регулярно прекращать на некоторый промежуток времени движение по льду тяжёлых машин и грузов.

Литература: 67.

Результаты, приведённые в табл. 66, относятся к опытам, произведённым над льдом Балтийского моря при непокрашенной стали при температуре —5,3°; следовательно, это—коэффициенты для случая сухого трения.

Арнольд-Алябьев обращает внимание на то, что при влажном трении коэффициент трения покоя в 1,5 раза больше коэффициента трения движения, а при сухом трении отношение этих величин достигает 10. Коэффициенты влажного трения для льда различного происхождения почти не отличались друг от друга.

На рис. 68 показана зависимость коэффициента трения от величины нагрузки, выраженной в граммах на кв. сантиметр. Арнольд-Алябьев указывает, что кривые подобного рода получаются как для окрашенной, так и для чистой стали и при сущности различным льдам.

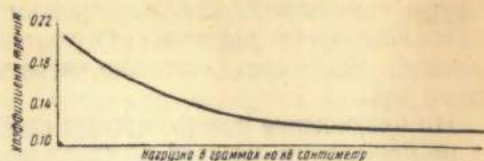


Рис. 68. Кривая трения лёд-сталь при различных нагрузках.

ГЛАВА VI

НАРАСТАНИЕ ЛЬДОВ

§ 82. О центрах замерзания

Всех наблюдателей поражает, насколько быстро происходит на поверхности моря образование начальных форм льда, после того как вода охладится до температуры замерзания. Всего нескольких часов при нескольких градусах мороза достаточно, чтобы ледяное сало распространилось на всю охватываемую глазом площадь. Ещё через несколько часов сало превращается в ниласовый или блинчатый лёд.

Но охлаждение поверхностных слоёв моря до температуры замерзания никогда не происходит на всей площади моря одновременно. По тем или иным причинам такое охлаждение заканчивается на некоторых участках раньше, чем на других, и от них уже, как от центров замерзания, распространяется во всех направлениях, но не с одной и той же скоростью.

Для суждения о положении этих центров замерзания теоретически надо считаться, во-первых, с распределением в данный момент на рассматриваемом участке моря показателей замерзания и, во-вторых, со скоростью охлаждения

Показателем замерзания, как мы видели, я назвал количество тепла, которое должно быть отдано 1 см^2 поверхности моря для охлаждения её до температуры замерзания. Скоростью охлаждения в данном случае назовём уменьшение показателя замерзания в единицу времени, зависящее от метеорологических условий в предпринятый период.

Понятно, что промежуток времени до появления начальных форм льда будет равен

$$T_z = q_z : \frac{dq_z}{dT},$$

где q_z — показатель замерзания,
 dq_z / dT — скорость охлаждения.

Если бы мы могли вычислить в отдельных равномерно разбросанных по площади моря точках для какого-нибудь момента промежутки времени до замерзания и затем провели бы изолинии времени (изохроны), то там, где промежутки времени до замерзания были бы наименьшими, и были бы расположены центры замерзания.

Из приведённой формулы следует, что промежутки времени до замерзания тем меньше, чем меньше показатели замерзания и чем больше скорость охлаждения, но, конечно, при большой скорости охлаждения могут быстро уничтожиться даже большие показатели замерзания.

Как мы видели, при прочих равных условиях показатель замерзания тем меньше, чем меньше глубина места, чем ниже температура моря и чем больше вертикальный градиент солёности, ограничивающий распространение вертикальной зимней циркуляции. Таким образом можно считать, что в общем случае показатель замерзания меньше на мелководьях, особенно на прибрежных (малая

глубина), в высоких широтах и у ледяных массивов (низкая температура воды), у устьев рек и у ледяных массивов (большие вертикальные градиенты солёности).

Скорость охлаждения в общем случае тем больше, чем больше разность температур воды и воздуха. Эта разность, как мы видели, весьма мала в открытом море и достигает наибольшей величины у берегов и у ледяных массивов при ветрах с берега или со льда. Отсюда вытекает, что наибольшую скорость охлаждения мы должны ожидать у берегов при ветрах с берега (в предзимнее время суша охлаждается быстрее моря) и у кромки льдов при ветре со льда.

Из сопоставления получаем, что при прочих равных условиях льдообразование в море начинается раньше всего в высоких широтах (большая разность температур воды и воздуха) у кромки льдов, особенно при ветре со льда, и среди растаявших за лето льдов (большой градиент солёности и низкая температура воды), у побережья (малая глубина) и у устьев рек (малая глубина, большой градиент солёности и, кроме того, повышенная по сравнению с морской водой температура замерзания).

Как показали наблюдения, даты замерзания в отдельных районах Советской Арктики колеблются от года к году в весьма широких пределах. Как правило, замерзание начинается раньше всего в Приленском районе и в Новосибирских проливах (около середины октября) и в проливе Вилькицкого (во второй декаде октября) и в дальнейшем волна замерзания от этих районов распространяется в обе стороны на восток и на запад вдоль берегов.

Такая картина замерзания особенно характерна для мало ледовитых лет. В ледовитые годы преобладает замерзание, распространяющееся от сохранившихся к концу лета ледовых скоплений, и первое время сосредоточивается именно в них. Плавающие льдины очень быстро сковываются молодым льдом и превращаются в сплошные ледяные массивы, почти не проходимые даже для приспособленных для ледового плавания судов. Последнее обстоятельство создало у полярников правило: суда, не вышедшие из льдов до начала замерзания, рискуют остаться во льдах на зимовку.

Замерзание морей Советской Арктики в 1943 г. было освещено очень поздними авиаразведками и оказалось весьма своеобразным. Так, море Лаптевых между $75^{\circ}30'$ с. ш. и 120° в. д. и 77° с. ш. и 110° в. д. 26 октября было ещё совершенно свободно от льдов. Надо принять во внимание, что этот же район весной 1943 г. раньше всего освободился от льдов. При разведке, произведённой 30 октября, по 130-му меридиану вплоть до $81^{\circ}30'$ с. ш. старых льдов не было, всё море было покрыто сплошным льдом без полыней и торосов, несмотря на довольно сильные ветры. Полоса чистой воды, обнаруженная разведкой 25 октября, затянулась серым ниласом. По авиаразведке, произведённой 31 октября, всё Карское море к северу от 72° с. ш. было покрыто ровным молодым льдом также без полыней и торосов.

Л и т е р а т у р а: 62, 77, 83.

§ 83. Зависимость толщины льда от температуры воздуха

После того как поверхность моря покрывается сплошным ледяным покровом, дальнейшее нарастание льда снизу при спокойных условиях идёт уже исключительно за счёт теплопроводности через лёд и покрывающий его снежный покров и поддаётся некоторому учёту.

Первые систематические наблюдения над ростом морского льда за счёт теплопроводности, повидимому, производил Вайпрехт во время зимовки у Земли Франца-Иосифа (1873-1874 гг.). В результате этих наблюдений Вайпрехт дал соотношения между числом градусовой мороза, т. е. суммой среднесуточных отрицательных температур воздуха, и толщиной образовавшегося льда в сантиметрах.

Числа таблицы Вайпрехта были им сняты с осреднённой кривой, полученной из наблюдений в трёх пунктах и экстраполированной для больших значений. Данные Вайпрехта, перечисленные из шкалы Реомюра в стоградусную шкалу, приводятся в табл. 67.

Зависимость толщины льда от числа градусодней мороза (по Вайпрехту)

Градусодни мороза	500	1 000	2 000	3 000	4 000	5 000	6 000	7 000	8 000
Толщина льда в см	51	80	115	145	170	189	208	222	237

В дальнейшем вопрос о росте льда за счёт теплопроводности был теоретически разработан Стефаном.

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,

θ — разность температур нижней и верхней поверхностей льда.

Это элементарное количество тепла тратится на образование добавочного слоя льда толщиной di .

Таким образом

$$\frac{k\theta}{i} dT = \lambda \delta di, \quad (1)$$

где λ — теплота кристаллизации,

δ — плотность льда.

Интегрируя, получаем

$$\begin{aligned} k \int_0^T \theta dT &= \lambda \delta \int_0^i i di, \\ \int_0^T \theta dT &= \frac{\lambda \delta i^2}{2k}. \end{aligned} \quad (2)$$

Если принять, что для промежутка времени T разность температур верхней и нижней поверхностей льда остаётся постоянной, то формула (2) принимает вид

$$R = \theta T = \frac{\lambda \delta i^2}{2k}. \quad (3)$$

Все величины, входящие в эту формулу, исчисляются в системе CGS. Удобнее, как это было сделано Вайпрехтом, вести счёт времени в сутках. В таком случае получаем

$$R = \frac{\lambda \delta i^2}{2 \cdot 86\,400 \, k}, \quad (4)$$

где 86 400 — число секунд в сутках.

Если в формуле (4) положить $k = 0,005$, то получим

$$R = \frac{i^2}{12}, \quad i = 3,5 \sqrt{R}.$$

Последним выражением Стефан и рекомендовал пользоваться для практических целей.

Полагая в формуле (4) $\lambda = 80$ г-кал/г и $\delta = 0,9$, я вычислил табл. 68.

Таблица 68

Число градусодней мороза, необходимое для образования льда толщиной i сантиметром при различных значениях коэффициента теплопроводности

$k \backslash i$	5	10	25	50	75	100	150	200	300
0,002	5	21	129	517	1 164	2 070	4 657	8 280	18 620
0,003	4	14	87	347	781	1 389	3 125	5 555	12 492
0,004	3	10	65	260	586	1 042	2 344	4 166	9 374
0,005	2	8	57	208	468	833	1 871	3 333	7 500

Как известно из наблюдений, температура поверхности льда мало отличается от температуры воздуха, а температура нижней его поверхности равна температуре воды, в которой лёд образуется. Таким образом величину R , входящую в формулу (4), мы можем считать суммой отрицательных температур воздуха, или практически числом градусодней мороза.

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 слоёв льда. В таком случае теплота кристаллизации нарастающих снизу слоёв льда будет тратиться на нагревание средних слоёв льда, а не передаваться атмосфере. Учитывая это обстоятельство, Стефан дал вторую теоретическую формулу, а именно:

$$\int_0^T \theta dT = \frac{\lambda \delta i^2}{2k} \left(1 + \frac{c\theta'}{3\lambda} \right), \tag{5}$$

где c — теплоёмкость льда,
 θ' — температура поверхности льда в конце времени T .

Эта формула также приближённая, так как выражение в скобках представляет только два первых члена разложения в ряд. Всё же для весеннего времени Стефан рекомендовал пользоваться именно этой формулой, хотя и отмечает, что теплоёмкость льда мала по сравнению с теплотой кристаллизации, и, следова-

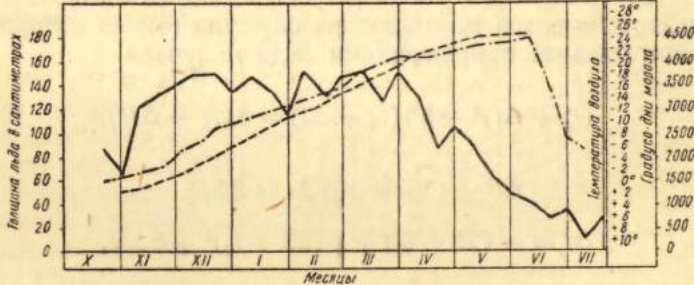


Рис. 70. Температура воздуха (сплошная линия), число градусодней мороза (тире) и толщина льда (тире, точка) у м. Шмидта в Чукотском море зимой 1936/37 г.

тельно, 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 первой более простой формулой Стефана.

Кроме того, необходимо учесть, что в природе скорость нарастания льда зависит не только от отрицательных температур воздуха, но и от других условий, как-то: солнечной радиации, влажности воздуха, ветра, количества снега на поверхности льда, величины океанологических градиентов под нижней поверхностью льда, наличия или отсутствия морских течений и т. д.

Поэтому в дальнейшем многие авторы пошли по пути, указанному Вайпрехтом, а именно по пути установления эмпирических зависимостей. Так, известны эмпирические формулы Бекера, Барнеса, Бидина и др.

Обработав наблюдения над ростом льда на острове Уединения за 1935-1936 гг. и на мысе Шмидта за 1936-1937 гг. (рис. 70) и используя для проверки имевшиеся в моем распоряжении наблюдения некоторых других полярных станций, я получил следующую формулу:

$$i^2 + 50i = 8R. \quad (6)$$

Формула (6) относится к средним условиям. Как увидим дальше, толщина льда нарастания зависит не только от числа градусодней мороза, но и от толщины и плотности снега, а также от того, когда именно данный снежный покров образовался, от распределения подо льдом температуры и солёности, от наличия или отсутствия морских течений и от многих других факторов.

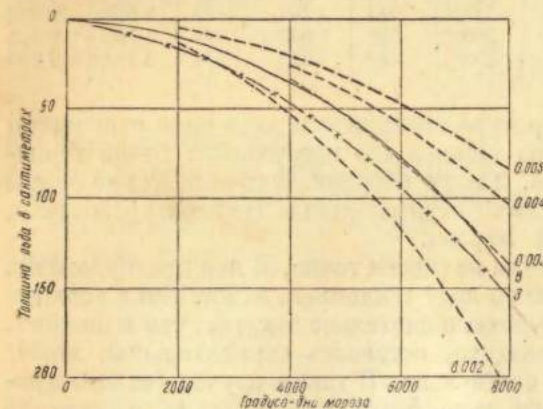


Рис. 71. Толщина льда в зависимости от числа градусодней мороза.

На рис. 71 представлены кривые толщины однолетнего льда в зависимости от числа градусодней мороза, вычисленные по формуле Стефана, если принять теплоту кристаллизации равной 80 г-кал и плотность льда равной 0,9. Кривые построены для коэффициентов теплопроводности льда, равных: 0,002, 0,003, 0,004 и 0,005 г-кал сек⁻¹ град⁻¹ см⁻¹. На том же рисунке показаны эмпирические кривые Вайпрехта и мои. Из рисунка видно, что эмпирические формулы удивительно совпадают с теоретической кривой Стефана, если в последней принять, что коэффициент теплопроводности равен 0,003, или, вернее, если принять, что формула Стефана имеет вид

$$R = 0,14 i^2. \quad (7)$$

Для дальнейших выводов использована формула (6), из которой для оперирования с значительными приращениями льда получаем

$$(i_0 + \Delta i)^2 + 50(i_0 + \Delta i) = 8(R + \Delta R), \quad (8)$$

откуда

$$\Delta i^2 + (50 + 2i_0) \Delta i = 8\Delta R, \quad (9)$$

$$\Delta i = -(25 + i_0) + \sqrt{(25 + i_0)^2 + 8\Delta R}, \quad (10)$$

или, так как $i = i_0 + \Delta i$,

$$i = -25 + \sqrt{(25 + i_0)^2 + 8\Delta R}, \quad (11)$$

где Δi — приращение льда, толщина которого в начальный момент равна i_0 , ΔR — число градусодней мороза, накопившееся с момента достижения льдом толщины i_0 .

По формуле (10) мною вычислена табл. 69.

Прирост льда в см за сутки при данной отрицательной температуре воздуха (среднесуточной) и при данной начальной толщине льда в см

t° i_0	-5	-10	-15	-20	-25	-30	-35	-40
0	0,8	1,6	2,4	3,2	3,8	4,7	5,5	6,3
10	0,6	1,1	1,7	2,3	2,9	3,4	4,0	4,6
20	0,4	0,9	1,3	1,8	2,2	2,6	3,1	3,5
30	0,4	0,7	1,1	1,5	1,8	2,2	2,6	3,0
40	0,3	0,6	0,9	1,2	1,5	1,8	2,1	2,4
50	0,3	0,5	0,8	1,1	1,3	1,6	1,9	2,1
75	0,2	0,4	0,6	0,8	1,2	1,4	1,6	1,8
100	0,2	0,3	0,5	0,6	0,8	1,0	1,1	1,3
150	0,1	0,2	0,3	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
200	0,1	0,2	0,3	0,4	0,4	0,5	0,6	0,7

Из этой таблицы видно, что нарастание льда за сутки даже при очень низких температурах воздуха подо льдом значительной толщины очень мало, а на поверхности моря, свободной от льда, сравнительно велико.

Поэтому образование и нарастание молодого льда в полыньях и трещинах при низких температурах воздуха проходит весьма быстро и в отдельных случаях может значительно превышать данные таблицы. Так, Нансен отметил, что однажды наблюдаемый им лёд за ночь достиг толщины 8 см, за первые три дня—15 см и за 15 дней—40 см. Это надо объяснить тем, что образованию льда в узких трещинах способствует не только низкая температура воздуха, но и низкая температура прилегающих частей льда.

Тем обстоятельством, что нарастание тонкого льда происходит значительно быстрее, чем льда толстого, на арктическом побережье при необходимости произвести ремонт подводной части судов широко пользуются для вымораживания судов, или, иначе, для устройства «ледяных доков».

Для этого вокруг судна, подлежащего ремонту, прежде всего удаляют снег, чем скорость роста льда, как увидим ниже, значительно повышается. Затем, когда лёд достигнет толщины 50-60 см, его скалывают таким образом, чтобы вокруг судна всё время была полоса льдов не выше 30 см толщиной. Понятно, что с течением времени подводная часть судна не окажется возможным ремонт. Для придания вымораживаемому судну устойчивости вокруг судна ставят деревянные упоры. К концу января 1943 г. глубина «ледяного дока» в бухте Тикси, например, уже достигала 3 м (при толщине естественного льда около 180 см).

По формулам (6) и (10) мною построен график (рис. 72), по вертикальной оси которого нанесены начальные толщины льда в сантиметрах, по горизонтальной оси—число градусодней мороза. Наклонные линии представляют собой изолинии прироста льда в сантиметрах. Пользование графиком не представляет затруднений. Так, например, если мы хотим определить, на сколько сантиметров прирастает лёд толщиной 100 см, если он подвергается действию 6 000 градусодней мороза, то, войдя в график по горизонтали с числом 100 и по вертикали с числом 6 000, мы на пересечении найдём линию прироста 127 см, что и будет ответом на поставленный вопрос.

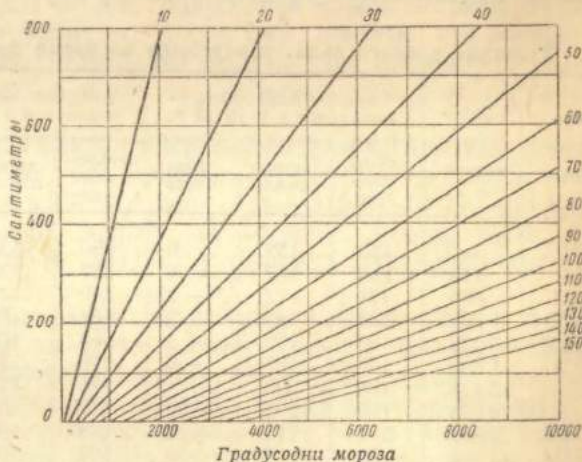


Рис. 72. График для вычисления прироста льда в зависимости от числа градусодней мороза.

Понятно, что приведённые формулы, таблица и график не могут претендовать на большую точность.

Таблица 70

Толщина льда и снега и возвышение поверхности льда над уровнем моря в см в бухте Диксон в конце февраля 1944 г.

Лёд	%	Снег	%	Уровень	%
От 81 до 90	0,5	От 0 до 10	11,5	От 11 до 15	3,7
» 91 » 100	15,0	» 11 » 20	14,9	» 6 » 10	11,5
» 101 » 110	35,0	» 21 » 30	26,4	» 1 » 5	19,8
» 111 » 120	25,2	» 31 » 40	27,6	0	9,9
» 121 » 130	15,0	» 41 » 50	14,1	От — 1 до — 5	34,6
» 131 » 140	5,0	» 51 » 60	4,3	» — 6 » —10	17,5
» 141 » 150	2,6	» 61 » 70	1,2	» —11 » —15	2,5
» 151 » 160	0,7			» —16 » —20	0,5
» 161 » 170	0,5				
Средняя 112		26		—0,8	

В табл. 70 приводятся результаты ледемерной съёмки, произведённой в бухте Диксон в конце февраля 1944 г. Трешниковым, Субботиным и Сычёвым. Наблюдения были произведены в 438 точках, причём измерялись толщина льда, толщина снега и высота поверхности льда над уровнем воды (знак минус в таблице означает, что поверхность льда была ниже уровня воды). Кроме того, в таблице приведены вычисленные мною проценты повторяемости. Так как измерения производились в равно удалённых одна от другой точках, то эти же проценты характеризуют площади, занятые приведёнными величинами. Данные таблицы показывают, насколько велики колебания толщин льда и снега даже на близких расстояниях и как опасно пользоваться для выводов единичными измерениями.

Тем более интересно отметить, что наблюдения, произведённые во время дрейфа «Седова» над ростом льда различного возраста, как это видно из табл. 71, хорошо подтверждают применимость формулы (6).

Таблица 71

Толщина ровного льда, измеренная во время дрейфа «Седова» в 1939 г. в см

Дата измерения	Граду-содни мороза	Толщина льда, образовавшегося в 1936/37 г.			Толщина льда, образовавшегося в 1937/38 г.			Толщина льда, образовавшегося в 1938/39 г.		
		наблю-дён-ная	вычис-ленная	раз-ность	наблю-дён-ная	вычис-ленная	раз-ность	наблю-дён-ная	вычис-ленная	раз-ность
16/I	—	159	159	0	130	130	0	107	107	0
20/I	114	163	162	1	137	133	4	118	110	8
4/II	686	171	173	— 2	149	147	2	135	126	9
23/II	1 264	182	185	— 3	162	160	2	152	141	11
1/III	1 432	183	188	— 5	163	163	0	155	145	10
10/III	1 809	189	195	— 6	170	171	—1	163	154	9
20/III	2 123	196	200	— 4	176	177	—1	170	160	10
31/III	2 578	198	208	—10	182	186	—4	179	170	9
10/IV	2 850	204	213	— 9	188	190	—2	185	176	9
20/IV	3 101	208	217	— 9	192	195	—3	192	180	12
30/IV	3 313	211	221	—10	196	200	—4	197	185	12
10/V	3 447	214	223	— 9	198	202	—4	201	187	14
20/V	3 588	216	225	— 9	201	205	—4	204	190	14
31/V	3 722	218	227	— 9	202	207	—5	206	192	14
10/VI	3 758	218	228	—10	204	208	—4	207	193	14
20/VI	3 777	218	228	—10	204	208	—4	207	193	14
30/VI	3 791	222	228	— 6	205	208	—3	207	193	14

Следует отметить, что не только нарастание уже достигшего значительной толщины льда, но и образование нового льда хорошо подчиняется формуле (6).

Так, например, если считать, что наблюденный «Седовым» лёд 1938/39 г. начал образовываться 1 сентября 1938 г., то к 16 января 1939 г., когда число градусодней мороза (считая с 1 сентября) дошло до 2 190, его толщина по формуле (6) должна была быть равна 110 см. Измеренная же толщина этого льда, как это видно из табл. 71, оказалась равной 107 см.

Эти примеры показывают, что формулы (6) и (10) можно с известным приближением распространить на весь Арктический бассейн. Это очень важно, поскольку определение толщины льда в полярных условиях является весьма трудоёмкой работой, вычислить же число градусодней мороза весьма легко¹. Надо подчеркнуть только, что формула (6) применима лишь при более или менее спокойных гидрологических условиях. Так, например, известно, что на речных перекатах лёд всегда тоньше, чем на плёсах, а в некоторых реках перекаты иногда не замерзают в течение всей зимы. Такие явления можно наблюдать и на поперечных ледемерных профилях. В некоторых точках лёд всегда толще, чем в других. Объясняется это намывающим и размывающим действиями струй течения, создающими на нижней поверхности ледяного покрова накопления и размывания льда, совершенно подобно тому и по тем же законам, как те же струи распределяют взвешенные частицы грунта на дне реки.

На рис. 73 показан ледемерный профиль через Северную Двину у Соломбалы, выполненный 9 декабря 1941 г. На рисунке обращают на себя внимание подсоны льда у берегов, у русла, пробитого ледеколами, и казалось бы, ничем не вызванное скопление шуги в 400 м от правого берега. Несомненно, что такое скопление создано схождением у этой точки струй течения и некоторым, вследствие этого, замедлением скорости.

В море в районах сильных приливо-отливных течений наблюдаются те же явления. Так, например, в наиболее узкой части Маточкина Шара, у мыса Узкий, где скорость приливо-отливных течений достигает 5 узлов, средняя часть пролива замерзает только в наиболее суровые зимы. Понятно, что в таких случаях для связи между толщиной льда и числом градусодней мороза должны быть выработаны свои особые «местные» формулы. Кроме того, понятно, что вообще для использования формулы (6) счёт градусодней мороза надо начинать с момента появления льда в данном районе, а вовсе не с момента начала отрицательных температур воздуха.

Число градусодней мороза для каждого отдельного пункта Арктики меняется из года в год в широких пределах, что, конечно, отражается на толщине льда, образующегося за данную зиму в данном районе. Так, за период с 1921 по 1936 г. максимальное число градусодней мороза на острове Диксон было 4 780 (в 1927/28 г.), а минимальное 3 595 (в 1931/32 г.); разность составляет около 25% от максимальной величины.

В табл. 72 показаны толщины льдов нарастания, вычисленные по формуле (6) по числу градусодней мороза на конец каждого месяца за 1921-1936 гг. для острова Диксон. В предпоследнем столбце таблицы приведены средние за рассматриваемый период, а в последнем разности между максимальными и минимальными величинами. Обращает на себя внимание то, что в то время как разность между максимальными и минимальными числами градусодней мороза достигает 25%, разность между крайними толщинами льдов составляет всего 15%. Это объясняется тем, что чем толще лёд, тем медленнее идёт его нарастание.

В предпоследней строке таблицы приведены максимальные наблюденные толщины льда в отдельные годы, а в последней строке разности между наблюденными и вычисленными величинами. Разности этих разных знаков, их абсолютная сумма не велика, и это доказывает правильность принятой для вычисле-



Рис. 73. Ледемерный профиль поперёк Северной Двины.

¹ В Гидрометеорологическом институте эти формулы проверялись для Белого и Каспийского морей, причём были получены вполне удовлетворительные результаты.

ний формулы, а также свидетельствует о случайности причин, создавших эти разности. Главной из них являются колебания в толщине снежного покрова.

Таблица 72

Вычисленные толщины льда для о. Диксон

Годы Месяцы	1921-1922	1922-1923	1923-1924	1924-1925	1925-1926	1926-1927	1927-1928	1928-1929	1929-1930	1930-1931	1931-1932	1932-1933	1933-1934	1934-1935	1935-1936	Сред- нее	Раз- ность
Октябрь	17	32	—	16	22	19	21	—	—	30	9	—	22	20	24	17	32
Ноябрь	43	59	43	41	67	53	63	33	35	48	38	49	63	49	55	49	34
Декабрь	79	86	76	74	88	83	95	67	69	84	69	86	89	89	82	80	28
Январь	104	110	108	96	112	113	118	100	91	115	93	110	113	110	114	106	37
Февраль	130	128	125	116	138	129	134	120	119	126	114	128	126	124	136	128	24
Март	149	150	141	138	151	146	154	141	140	147	134	148	143	143	154	145	20
Апрель	157	162	156	151	162	158	167	154	152	161	143	158	156	159	163	157	24
Май	162	172	158	158	172	130	173	161	157	166	147	165	160	162	168	163	26
Наблюден- ные	—	—	134	142	200	162	153	139	163	140	176	184	—	—	—	159	—
Разности	—	—	24	30	—40	11	8	18	3	7	—11	—24	—	—	—	4	—

На рис. 74 проведены изолинии толщин льдов, вычисленных по формуле (6), для зимы 1938/39 г. на морях Советской Арктики. Как видно из рисунка, льды нарастания своей максимальной толщины достигают в Восточносибирском море.

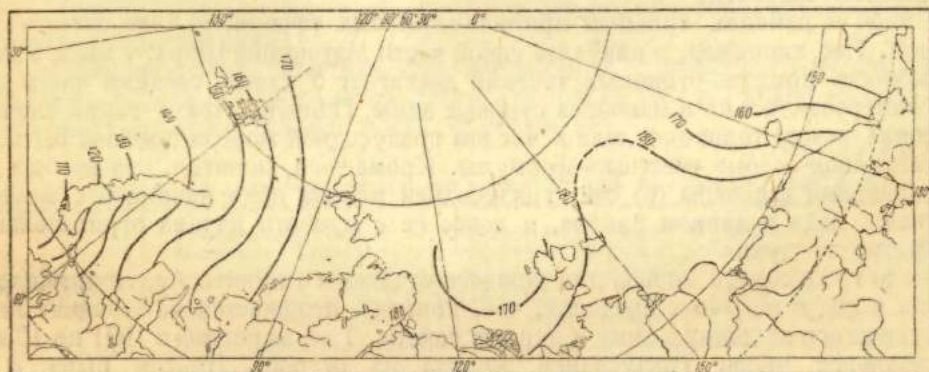


Рис. 74. Изолинии толщин льдов нарастания, образовавшихся зимой 1938/39 г. (сантиметры).

Нансен во время экспедиции на «Фраме» получил за зиму 1894/95 г. 7 662 градусодня мороза, что по формуле (6) соответствует 224 см льда. Эти числа, повидимому, являются почти предельными в восточных долготах Арктического бассейна.

Литература: 62, 77, 87, 88, 107, 172, 177.

§ 84. Нарастание льдов в зависимости от вертикального распределения под льдом температуры и солёности

Мы видели, что теоретическая формула Стефана, сводящаяся к виду

$$R = \frac{1}{2 \times 86400} \frac{\lambda \delta_i}{k} i^2, \quad (1)$$

где R — число градусодней мороза,

λ — теплота кристаллизации,
 δ_i — плотность льда,
 k — коэффициент теплопроводности льда,
 i — толщина льда в сантиметрах,

и все эмпирические формулы не учитывают вертикального распределения подо льдом температуры и солёности. Другими словами, во всех формулах предполагается, что всё тепло, передаваемое через лёд атмосфере, обуславливается только теплотой кристаллизации.

Предположим, что мы имеем пресное озеро, в котором отсутствуют всякие движения воды, следовательно, и фрикционное перемешивание. Молекулярными процессами в воде в первом приближении пренебрежём.

Предположим далее, что перед началом охлаждения температура озера была несколько выше температуры наибольшей плотности, т. е. 4° . После того как температура озера от поверхности и до дна понизится до 4° , всякие конвективные явления в озере прекратятся, а после того, как самый верхний тончайший слой охладится до 0° , начнётся льдообразование. С этого момента мы можем приложит к дальнейшему рассуждения Стефана, несколько их дополнив, а именно: элементарное количество тепла, отдаваемого атмосфере за время dT через единицу площади льда толщиной i , равно

$$dq = \frac{k\theta}{i} dT, \quad (2)$$

где θ — разность температур верхней и нижней поверхностей льда.

Это элементарное количество тепла должно быть равно сумме тепла, выделяемого при образовании добавочного слоя льда и равного

$$\lambda\delta_i di, \quad (3)$$

и тепла, выделяемого при охлаждении от 4° до 0° столба воды высотой dh , из которого образовался добавочный столб высотой di и равного

$$4^\circ c_w dh = 4^\circ c_w \frac{\delta_i}{\delta_w} di, \quad (4)$$

где c_w — теплоёмкость воды,

δ_w — плотность воды.

Таким образом

$$\frac{k\theta}{i} dT = \left(\lambda\delta + 4^\circ c_w \frac{\delta_i}{\delta_w} \right) di. \quad (5)$$

Рассуждая, как и в предыдущем параграфе, получаем

$$R = \theta T = \left(\lambda\delta + 4^\circ c_w \frac{\delta_i}{\delta_w} \right) \frac{i^2}{2k}. \quad (6)$$

Подставляя в формулу (6) $\lambda = 80$ к-кал, $\delta_i = 0,9$, $\delta_w = 1,0$ и $c_w = 1,0$, получаем

$$\theta T = (72 + 3,6) \frac{i^2}{2k}. \quad (7)$$

Как видно из формулы (7), в условиях поставленной задачи введенный мной в формулу Стефана дополнительный член сравнительно мал. Если же допустить, что, охлаждаясь до 0° , вода озера перед появлением первого льда перемешивается ветром до некоторой глубины, превышающей толщину льда, то дополнительный член в формуле (7) естественно становится равным нулю.

В море также естественно допустить, что верхний слой, превышающий, — а иногда и значительно — максимальную возможную толщину льда, к моменту появления первого льда перемешивается и охлаждается до температуры замерзания. Однако в море льдообразование влечёт за собою осолонение верхнего слоя и, как следствие, конвективное перемешивание до глубины, зависящей от вертикального распределения температуры и солёности. Поэтому в море дополнительный член в формуле (7) будет равен нулю только на мелководьях, где вода охлаждается и перемешивается до дна, и в районах, где верхний слой настолько отличается по

плотности от нижележащих слоёв, что создающееся при льдообразовании его осолонение не создаёт конвективного перемешивания, вовлекающего в вертикальную циркуляцию новые слои.

Применим теперь наши рассуждения к переслоённому морю.

Предположим, что к моменту охлаждения моря до температуры замерзания весь верхний слой перемешался до некоторой глубины. В таком случае первое время льдообразование будет идти согласно формуле (1).

Если толщина верхнего слоя достаточно велика, а его солёность значительно меньше солёности нижележащих слоёв, то при данном для рассматриваемого района числе градусной мороза может оказаться, что весь процесс льдообразования ограничится этим слоем, и формула (1) будет достаточной для характеристики явления. Если же первый слой тонок, то вертикальная циркуляция может захватить второй и более глубокие слои. В последнем случае ход явления, описываемый формулой (1), будет продолжаться только до тех пор, пока осолонение, сопутствующее льдообразованию, не повысит плотности верхнего слоя до плотности второго сверху слоя.

Вертикальное распределение океанологических характеристик глубже первого слоя может быть весьма различно, но не может быть инверсии плотности и солёности; в то же время инверсия температуры, особенно в арктических условиях, является обычной. Предположим для простоты, что все нижележащие слои значительны по толщине и в то же время, каждый в отдельности, совершенно однородны. В таком случае, после того как плотность верхнего слоя сравняется с плотностью второго слоя, тепло, отдаваемое за время dT единицей поверхности льда атмосфере, будет попрежнему равно

$$\frac{k\theta}{i} dT,$$

где i — толщина льда, образовавшегося до сравнения плотности первого слоя с плотностью второго слоя.

Однако это тепло будет отдаваться уже не за счёт теплоты кристаллизации, выделяемой при образовании добавочных слоёв льда, а за счёт охлаждения второго слоя толщиной p_2 . Таким образом получим

$$\frac{k\theta}{i_1} dT = c_w \delta_w p_2 dt. \quad (8)$$

Интегрируя, получаем

$$\frac{k\theta}{i_1} \int_0^T dT = c_w p_2 \delta_w \int_i^{\tau} dt$$

или

$$\theta T = \frac{c_w p_2 (t - \tau) i}{k 86400}, \quad (9)$$

где τ — температура замерзания.

Если толщина образовавшегося льда известна, то количество тепла, отданное атмосфере 1 см^2 площади льда за счёт кристаллизации, вычисляется по формуле

$$q_l = \lambda \delta_i i. \quad (10)$$

Так как это тепло пропорционально толщине льда, а последняя увеличивается с течением времени по параболическому закону, то естественно, что постепенно скорость отдачи тепла атмосфере при той же разнице температур воздуха и воды уменьшается.

Количество тепла, отдаваемое атмосфере при той же толщине льда за счёт охлаждения вовлекаемых в вертикальную циркуляцию новых слоёв моря, постоянно и равно

$$q_t = c_w p (t_w - \tau), \quad (11)$$

где t_w — начальная температура слоя,
 τ — температура замерзания.

В табл. 73 приведены некоторые расчёты по приведённым соображениям и формулам.

Таблица 73

p	t^0	$S^0/_{\infty}$	i	R_i	R_t	R	q_i	q_t	q
10	1,6	30,00	83	958	0	958	6,0	0	6,0
15	1,5	32,50	43	1237	1540	2777	3,0	4,8	7,8
25	1,0	33,00	—	—	265	265	—	0,6	0,6
Σ	—	—	126	2195	1805	4000	9,0	5,4	14,4

В этой таблице:

- p — толщина слоя воды в метрах,
 t^0 — температура слоя в начальный момент,
 $S^0/_{\infty}$ — солёность слоя в начальный момент,
 i — толщина льда (в сантиметрах), создающего осолонение, необходимое для начала конвективного перемешивания с нижележащим слоем,
 R_i — градусодни мороза, затрачиваемые на кристаллизацию,
 R_t — градусодни мороза, затрачиваемые на охлаждение слоя до температуры замерзания,
 R — суммы градусодней мороза, затрачиваемые на кристаллизацию и на охлаждение слоя,
 q_i — количество тепла в кг-кал, отдаваемое 1 см² поверхности льда атмосфере при кристаллизации льда,
 q_t — количество тепла в кг-кал, отдаваемое атмосфере при охлаждении слоя,
 q — суммы количеств тепла в кг-кал, отдаваемых атмосфере при кристаллизации и охлаждении.

При расчётах принималось, что солёность льда равна нулю, плотность льда равна 0,9, плотность воды равна 1,0, теплота кристаллизации равна 80 г-кал, коэффициент теплопроводности льда (что наиболее согласуется с тем, что наблюдается в природе) равен 0,003 г-кал/сек град см. Наконец предположено, что в рассматриваемом районе в течение зимы было 4000 градусодней мороза, после чего наступило таяние.

Данные столбцов 4, 5 и 6 вынесены на рис. 75, на котором по горизонтальной оси отложены градусодни мороза, а по вертикальной толщина льда в сантиметрах.

Рассматривая табл. 73 и рис. 75, мы видим:

1. Образование льда идёт скачкообразно, а именно: в течение первых 959

градусодней мороза идёт непрерывное нарастание льда до 83 см, в течение следующих 1 540 градусодней мороза толщина льда остаётся той же, затем в течение следующих 1 237 градусодней мороза нарастание льда возобновляется и толщина льда увеличивается до 126 см, далее уже до конца зимнего режима, т. е. до истечения 4 000 градусодней мороза, рост льда опять прекращается. Скачкообразное нарастание льда, конечно, не может не отразиться на строении льда и влечёт за собой его слоистость. Каждый новый слой льда создаётся в результате вовлечения в вертикальную циркуляцию нового слоя воды.

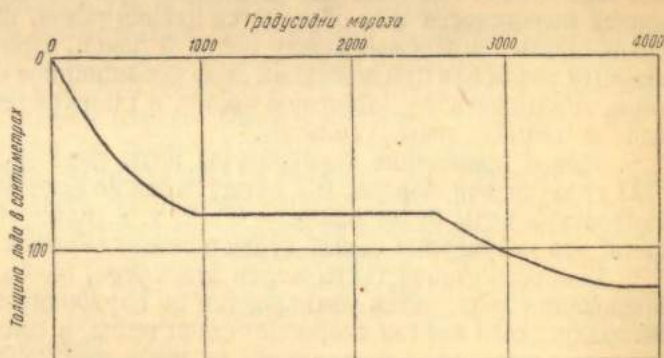


Рис. 75. Нарастание льда при переслойных водах.

Таким образом слоистость льда может создаваться не только переворачиванием льдин или надвиганием их одна на другую при торошении (динамическая слоистость), но и в результате термического воздействия атмосферы и моря (термическая слоистость). Действительно, скорость нарастания льда повышается при понижении и понижается при повышении температуры воздуха. При медленном нарастании льда рассол успевает вытекать из солевых ячеек, в лёд захватывается меньшее количество пузырьков воздуха и мути. Следовательно, слой льда, образующегося при повышенных температурах воздуха, более пресны, менее пористы и более монолитны, чем слой, образующийся при низких температурах воздуха. Ещё большее влияние на слоистость льда оказывает переслоенность верхних слоёв моря. Как отмечено, каждый новый вовлекаемый в вертикальную циркуляцию слой моря создаёт новый слой льда; чем тоньше слой моря, тем тоньше слой льда; чем ярче выражен слой моря, тем ярче выражен слой льда.

2. Не трудно подсчитать, что если бы верхний предварительно перемешанный и охлаждённый до температуры замерзания слой был толщиной не 10, а 20,5 м, то никакой скачкообразности в росте льда (а следовательно, и слоистости льда) не наблюдалось бы и при 4000 градусоднях мороза (считая от момента охлаждения до температуры замерзания) толщина льда могла увеличиться до 170 см. Таким образом в рассмотренном примере толщина льда оказалась на 44 см меньше, чем могла бы быть при других условиях.

3. Также не трудно подсчитать, что если бы при той же температуре $1^{\circ},5$ толщина второго слоя была бы не 15 м, а 30,4 м, то после затраты на образование первых 83 см льда 958 градусодней мороза, оставшиеся в запасе 3 042 градусодня мороза затрачивались бы только на охлаждение верхнего перемешанного до глубины 40,4 м слоя до температуры замерзания, и никакого дополнительного льдообразования не могло бы быть. Тот же результат получился бы при той же толщине второго слоя в 15 м, если бы его начальная температура была не $1^{\circ},5$, а $3^{\circ},0$.

4. Также не трудно подсчитать, что, после того как лёд достигнет толщины 83 см и начнется конвективное перемешивание верхнего слоя со вторым слоем, общая температура двух верхних перемешавшихся слоёв, т. е. вплоть до глубины 25 м, повысится за счёт температуры второго слоя до $0^{\circ},26$, вследствие чего лёд может даже начать несколько таять снизу. Понятно, что если допустить, что в воде подо льдом нет никаких движений, кроме конвективных, то немедленно у нижней поверхности льда образуется плёнка талой, пресной воды, которая будет ограничивать теплообмен между водой и льдом. При движении воды под неподвижным льдом или при движении льда фрикционное перемешивание будет непрерывно уничтожать эту защитную корку, и таким образом эффект соприкосновения льда и тёплой воды усилится.

5. Новое повышение температуры воды подо льдом наступит по истечении 3 735 градусодней мороза, и к концу зимы во всем 50-метровом слое подо льдом температура воды будет равна $0^{\circ},19$, т. е. намного выше температуры замерзания, что несомненно самым существенным образом ускорит весеннее таяние.

6. Скорость отдачи тепла морем атмосфере, наибольшая в начальные моменты образования льда, затем уменьшается по параболическому закону. По истечении 958 градусодней мороза скорость отдачи тепла, в связи с приостановкой нарастания льда, становится постоянной, по истечении 2 498 градусодней опять уменьшается и, наконец, по истечении 3 735 градусодней и до конца сезона остаётся постоянной.

7. В разобранном примере счёт градусодней мороза начат с момента охлаждения верхнего слоя до температуры замерзания. Предположим теперь, что как раз в этот момент шторм перемешал два верхних слоя. В таком случае общая температура этих слоёв окажется равной $0^{\circ},26$ и, следовательно, льдообразование сможет начаться только после того, как поверхностью моря будет отдано атмосфере $4,8 \text{ кг-кал/см}^2$.

Можно делать различные предположения о метеорологических условиях и соответственно говорить о различной скорости теплоотдачи в атмосферу чистой от льдов поверхностью моря. Во всяком случае предположенное перемешивание,

во-первых, задержит появление льда и, во-вторых, теплоотдача с открытой поверхности воды пройдёт быстрее, чем в разобранным примере, т. е. через лёд. В связи с этим изменится и приведённый в табл. 73 расчёт числа градусодней мороза. Однако общее количество отдаваемого морем атмосфере тепла остаётся неизменным; изменяется лишь порядок его составляющих. Так, в табличном примере сначала отдавалось $6,0 \text{ кг-кал/см}^2$ на кристаллизацию, затем $4,8 \text{ кг-кал/см}^2$ на охлаждение второго слоя и затем $3,0 \text{ кг-кал/см}^2$ опять на кристаллизацию и т. д. Лёд при таких условиях получался двухслойным с разделением на слои на глубине 83 см. При предварительном перемешивании до 25 м сначала отдаётся $4,8 \text{ кг-кал/см}^2$ на охлаждение и затем $9,0 \text{ кг-кал/см}^2$ на кристаллизацию. Образовавшийся лёд будет однослойным.

8. В п. 7 было предположено, что шторм, перемешавший первый и второй слои, начался как раз в момент окончания охлаждения поверхностного слоя до температуры замерзания. Но эти слои могут перемешаться и после того, как море покроется тонким слоем льда, если только сила и продолжительность ветра окажутся достаточными для его взламывания. Так как запас тепла (считая от температуры замерзания) во втором слое равен $4,8 \text{ кг-кал/см}^2$, то этого запаса достаточно, чтобы растопить лёд толщиной до 67 см.

Таким образом мы видим, что вертикальное распределение в воде подо льдом температуры и солёности самым существенным образом отражается на слоистости и толщине льдов, создающихся при тех же самых метеорологических условиях. В связи с этим представляют практический интерес сведения, полученные мной от М. М. Сомова.

В первых числах июля 1943 г. л/к «Микоян» в районе острова Русский (у Таймырского побережья Карского моря) обнаружил «весенний» лёд. За несколько дней до этого вплоть до островов Кирова держался ещё невзломанный припай. Из этого Сомов заключает, что «весенний» лёд, обнаруженный «Микояном», существовал среди сплошного неподвижного льда и о приносе этого льда из другого района не может быть и речи; остаётся предположить, что этот лёд совсем не весеннего происхождения, а тоньше окружающего льда за счёт каких-то дополнительных порций тепла, подававшихся в этот район в течение зимы.

По мнению Сомова, обнаружить такой лёд раньше было невозможно. Самолёты различить его с воздуха не могут, а корабли обычно начинают плавать только тогда, когда льды — и весенние и осенние — настолько перемешаются друг с другом, что разобраться в таком вопросе уже трудно.

Мне представляется, что приведённые рассуждения и разобранный пример показывают, что обширные площади более толстого или более тонкого льда могут создаваться в результате перемешивания вертикального распределения океанологических характеристик, в основном обусловленного морскими течениями, и в результате интенсивности ветрового перемешивания в этот период.

Океанологические разрезы, выполненные в районах, для которых климатические условия мы можем считать совершенно одинаковыми, показывают иногда большое разнообразие в распределении по вертикали температуры и солёности, что обуславливается в первую очередь морскими течениями. Отсюда получаются, во-первых, различия в показателях замерзания и, во-вторых, в толщине образующихся льдов. Как правило, чем теплее подповерхностные слои, тем больше показатели замерзания и тем тоньше льды.

В балансе вод Арктического бассейна большую роль играют тёплые и солёные атлантические воды, поступающие в него глубинным течением из Гренландского моря. Поверхностные слои Арктического бассейна опресняются береговым стоком и таянием льдов, осолоняются образованием льдов и смешением с глубинными атлантическими водами. Часть опреснённых вод и льдов выносятся из бассейна Восточногренландским течением. В результате создаются определённые условия солёностного и температурного равновесия, характеризующиеся глубиной залегания верхней поверхности атлантических вод. В годы интенсивного поступления и повышенной температуры атлантических вод и тёплых зим эта поверхность несколько приподымается; в годы ослабления притока атлантических вод и суровых зим она несколько понижается.

Значение тёплых атлантических вод, проникающих в Арктический бассейн глубинным течением, и изменений в их режиме — температуре и мощности — громадно, но пока оно ещё недостаточно оценивается именно потому, что эти воды как бы «погребены» под хододными и опреснёнными поверхностными слоями. Между тем это влияние легко обнаруживается несложными подсчётами, подобными приведённому. Особенно сказывается это влияние там, где атлантические воды, двигаясь с запада на восток и прижимаясь отклоняющей силой вращения Земли вправо к материковому склону, заходят с севера в моря Советской Арктики и здесь как бы всплывают на малые глубины. К этому интересному вопросу я ещё вернусь в дальнейшем.

Литература: 87.

§ 85. Влияние снежного покрова на скорость нарастания льда

Теплопроводность снега, как мы видели, значительно меньше теплопроводности льда, и поэтому, обычно, лёд под снежным покровом значительно тоньше льда, не покрытого снегом, а его температура соответственно выше.

На рис. 76, составленном Пономаревым, показано нарастание льда с момента установления ледяного покрова на Северной Двине в зиму 1941/42 г. Средняя кривая является средней

толщиной естественного льда под снегом. Толщина снега показана на верхней кривой. Нижняя кривая представляет среднюю толщину льда на непрерывно очищаемой от снега железнодорожной ледяной переправе через реку.

Из рисунка видно, что, например, 28 января 1942 г. средняя толщина льда под снежным покровом толщиной от 15 до 40 см была равна 58 см (максимальная

63 см, минимальная 48 см), а на расчищаемой от снега трассе средняя толщина льда была 83 см (максимальная 89 см, минимальная 73 см). Таким образом лёд без снега оказался почти в полтора раза толще льда, покрытого естественным снежным покровом. Такое большое увеличение толщины льда при условии, что его поверхность постоянно очищается от снега, всегда используется при устройстве ледяных переправ и всякого рода дорог на речном льду и на припае.

Для решения вопроса о влиянии снежного покрова на скорость роста льда я предполагаю, что в каждый момент существует равенство потоков тепла через снег и через лёд, или

$$q = \frac{k_s(t_a - t)}{s} T = \frac{k_i(t - t_w)}{i} T, \quad (1)$$

где k_s — коэффициент теплопроводности снега,

k_i — коэффициент теплопроводности льда,

s — толщина снега,

i — толщина льда,

t_a — температура воздуха и в то же время температура верхней поверхности снега,

t_w — температура воды и в то же время температура нижней поверхности льда,

t — температура на поверхности, разделяющей лёд и снег,

T — время.

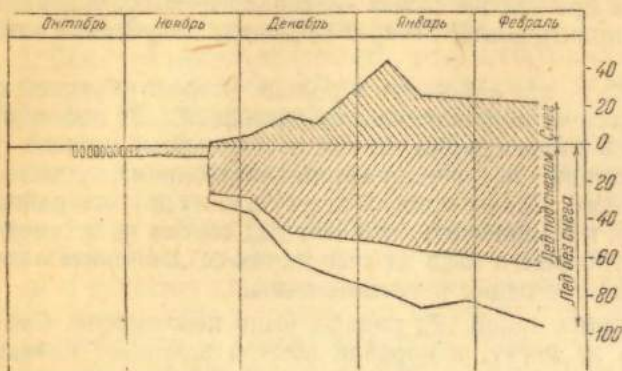


Рис. 76. Нарастание льда под снегом и без снега.

Из формулы (1) вытекает

$$t = \frac{k_s i t_a - k_i s' t_w}{k_i s + k_s i} \quad (2)$$

Температура на поверхности раздела, понятно, непрерывно меняется в связи с нарастанием льда, обеспечивающим поток тепла в атмосферу, но для сравнительно небольших промежутков времени этим изменением можно пренебречь.

Далее я предполагаю, что рассматриваемое ледяное поле изостатически (см. § 103) уравновешено, иными словами, на каждой вертикали имеет место следующее равенство

$$s\delta_s + i\delta_i = \delta_w z, \quad (3)$$

где δ_s — плотность снега,

δ_i — плотность льда,

δ_w — плотность воды,

z — отстояние ватерлинии от нижней поверхности льда.

Мы видели, что, по Абельсу, теплопроводность снега определяется его плотностью по формуле

$$k_s = 0,0067 \delta_s^2. \quad (4)$$

Рис. 77 построен по формулам (1)-(4), причём приняты следующие величины (для чистого монолитного льда, образующегося из пресной воды): $i = 100$ см, $t_a = -20^\circ$, $t_w = 0^\circ$, $\delta_w = 1,0$, $\delta_i = 0,9$, $\delta_s = 0,5$, $k_i = 0,0054$, $k_s = 0,0018$.

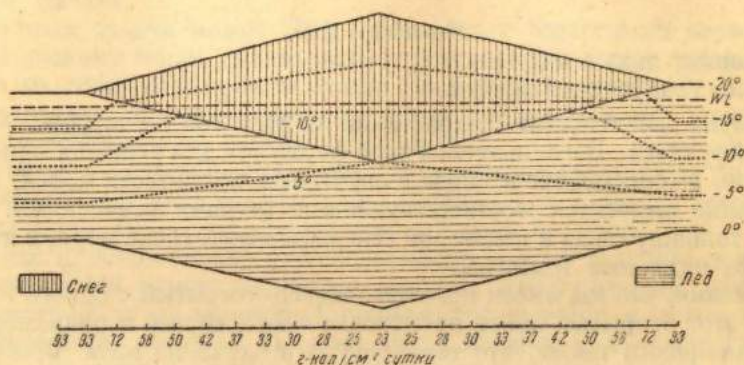


Рис. 77. Подъём изотерм под сугробами снега.

Рассматривая рис. 77, мы видим:

1. Под тяжестью снежного сугроба лёд изгибается, причём при заданных условиях верхняя поверхность льда уже при слое снега толщиной 20 см уходит под уровень воды. Понятно, что при большой толщине снежного покрова и при наличии во льду сквозных трещин вода выступает на поверхность льда и здесь, смачивая нижние слои снега, замерзает (см. столбцы 5 и 6 табл. 70).

2. Под сугробом изотермы изгибаются кверху. Таким образом после выпадения снега температура льда повышается и тем больше, чем больше высота сугроба.

3. Изгиб льда под сугробом при одновременном повышении температуры нижних слоёв льда влечёт за собой размывание образовавшейся выпуклости морскими течениями, в особенности приливными.

4. Количество тепла, отдаваемого атмосфере через снег и лёд, легко подсчитывается по формулам (1) и (2). Оказывается, что через лёд с чистой от снега поверхностью при его толщине 20 см отдаётся атмосфере 467 г-кал/см² сутки, что увеличивает толщину льда на 16 см, а через лёд толщиной 10 см, покрытый слоем снега толщиной также 10 см, только 233 г-кал/см² сутки, что увеличивает толщину льда только на 3 см.

Под соответствующими вертикалями рис. 77 указаны количества тепла в г-кал/см² сутки, отдаваемые льдом толщиной 100 см при разной толщине снеж-

ного покрова. Уменьшение теплоотдачи под снегом и уменьшение вследствие этого нарастания льда также влечёт за собой постепенное уничтожение выпуклости, образовавшейся под тяжестью сугроба.

Бурке приводит весьма интересные наблюдения над влиянием снежного покрова на скорость нарастания льда, проведённые зимой 1937/38 г. на Земле Франца-Иосифа. Эти наблюдения одновременно доказывают размывающее действие морских течений. Бурке пишет:

«Здесь у восточного мыса острова Скотт-Кельти наблюдаются весьма сильные приливо-отливные течения. В ноябре 1937 г. в этом месте лёд нового образования, располагавшийся между торосистыми полями на довольно обширном пространстве, достиг толщины 20 см. Производившиеся через каждые 10 дней измерения толщины льда показали, что по мере накопления слоя снега на льду толщина льда начала убывать, и к 10 февраля лёд исчез совершенно — ходить по снегу стало опасно, проваливались люди. Слой снега к этому времени достиг 57 см. В дальнейшем начал замерзать намокший снег и образовался новый, но уже снежный лёд серого, а не обычного зелёного цвета».

Л и т е р а т у р а: 23, 76, 77.

§ 86. Толщина льдов нарастания в районе их выноса

Зависимость толщины льдов нарастания от числа градусодней мороза, как мы видели, можно выразить формулой

$$i^2 + 50i = 8R, \quad (1)$$

где i — толщина льда в см,

R — число градусодней мороза.

Эта формула даёт понятие о нарастании одной и той же льдины — неподвижной или дрейфующей. Воспользуемся этой формулой для решения одного из частных вопросов, возникающих в связи с изучением ледовитости морей, из которых льды постоянно выносятся соответствующими ветрами и течениями. Попробуем определить толщину льда в некоторой географической точке моря, в которой скорости дрейфа льда нам известны.

Предположим, что мы имеем прямоугольный, открытый с одного конца канал и что через этот открытый конец происходит непрерывный и равномерный вынос льдов. Предположим также, что температура воздуха на всём протяжении канала одна и та же.

При таких предположениях очевидно, что у закрытого конца канала толщина льда будет держаться около нуля и увеличиваться по мере удаления от него.

Спрашивается: каков при этих условиях будет профиль льда вдоль оси канала, после того как весь лёд, образовавшийся в момент начала замерзания на всей площади канала, будет полностью из него вынесен?

Предположим для простоты, что разность температур воздуха и воды постоянна и равна 25° . Пусть на рис. 78 точка O соответствует началу координат. Отложим по горизонтальной оси расстояния, проходимые льдами за 40 суток. Понятно, что лёд, начальная толщина которого в точке O была равна нулю, по прошествии 40 суток подвергается действию $25 \cdot 40 = 1\,000$ градусодней мороза. Тот же лёд по прошествии 80 суток подвергается действию $2\,000$ градусодней мороза и т. д.

На том же рисунке будем откладывать по вертикальной оси толщину льда, вычисленную по формуле (1). Полученная кривая и будет характеризовать толщину льда по оси канала.

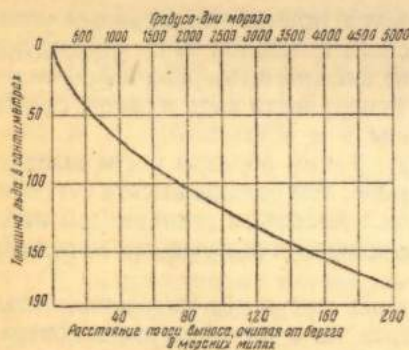


Рис. 78. Профиль льда вдоль оси канала.

Если мы увеличим скорость дрейфа, то, сохраняя тот же масштаб рисунка, мы должны будем увеличить расстояние между точками, соответствующими данным числам градусодней мороза. Если скорость дрейфа уменьшится, то соответственно уменьшится и расстояние между смежными числами градусодней мороза.

Поставленную задачу можно решать и иначе. Действительно, в формуле (1) величина R равна

$$R = \theta T,$$

где θ — разность температур воздуха и воды, принятая нами постоянной;

T — число суток.

Но

$$D = vT,$$

где D — расстояние в милях, проходимое за сутки льдами,

v — скорость дрейфа (в милях) в сутки,

T — продолжительность дрейфа в сутках.

Отсюда получается

$$i^2 + 50i = \frac{8\theta}{v} D, \quad (2)$$

где D — расстояние данной точки канала от его начала, выраженное в милях.

В соответствии с последней формулой на горизонтальной оси рисунка можно откладывать не число градусодней мороза, а расстояния вдоль оси канала, считая от его начала.

Поставленная задача может быть применена с известными оговорками, например, к Карскому морю, где происходит постоянный вынос льдов от полуострова Ямал на север со скоростью около 1,0-1,5 мили в сутки. Понятно, что поставленную задачу можно усложнять, делая предположения о распределении скоростей и температур по оси выноса и т. д.

Для примера на нижней шкале рис. 78 показаны расстояния по оси выноса в милях, считая от начала выноса, при условии, что разность температур воздуха и воды равна 25° и скорость выноса — 1 миль в сутки.

Указанным приёмом можно характеризовать только толщину льдов нарастания. Этот же приём можно несколько развить. Действительно, если мы знаем дрейф ледяного поля за некоторый промежуток времени и число градусодней мороза, воздействию которого за то же время ледяное поле подвергалось, то по формуле (1) мы можем рассчитать толщину этого льда в любой точке дрейфа.

Как правило, в морях Советской Арктики льды и зимой и летом находятся в непрерывном движении. В результате столкновений отдельных льдин и полей

Таблица 74

Теоретические толщины льдов нарастания в см на первое число каждого месяца, вычисленные по температурам воздуха 1935/36 г. на о. Уединения

Толщина льда	к 1/XI	к 1/XII	к 1/I	к 1/II	к 1/III	к 1/IV	к 1/V	к 1/VI
Октябрьского . .	12	51	78	107	129	150	160	166
Ноябрьского . . .	—	45	73	103	126	147	157	164
Декабрьского . .	—	—	49	86	111	135	145	150
Январского . . .	—	—	—	62	92	119	131	138
Февральского . .	—	—	—	—	58	93	107	116
Мартовского . . .	—	—	—	—	—	62	81	91
Апрельского . . .	—	—	—	—	—	—	40	56
Майского	—	—	—	—	—	—	—	29
Среднесуточная температура воздуха за предшествующий месяц	$-3^\circ,0$	$-17^\circ,5$	$-19^\circ,4$	$-27^\circ,7$	$-27^\circ,8$	$-28^\circ,1$	$-15^\circ,0$	$-9^\circ,4$

и последующего торошения, уменьшающего площадь льдов, то и дело открываются большие или меньшие пространства чистой воды. Иногда сильными ветрами взламывается даже мощный припай и уносится далеко от берегов. На образовавшейся таким образом чистой воде при отрицательных температурах воздуха немедленно начинается новое льдообразование.

В табл. 74, вычисленной в качестве примера по формуле (1), показаны толщины льдов разного возраста.

Градусодни мороза взяты, наблюдавшиеся зимой (1935/36) г. на острове Уединения. Так, например, лёд, начавший образовываться 1 января 1936 г. и названный в таблице январским, к 1 февраля достигнет толщины 62 см, к 1 апреля — 119 см и к 1 июня — 138 см.

Из таблицы видно, что существенной разницы по толщине между льдами октябрьскими, ноябрьскими, декабрьскими и даже январскими — нет.

Отсюда следует, что для толщины льдов, встречаемых в последующую навигацию в данном море, особой роли не играет, происходил или нет вынос льда предшествующей осенью. Наоборот, весенний вынос (март-май) приобретает исключительное значение. Действительно, вынесенные в это время льды будут заменяться льдами, во-первых, малой толщины и, во-вторых, сравнительно высокой температуры.

В последней строке табл. 74 приведены среднесуточные температуры воздуха за предыдущий месяц. Из данных этой строки и предыдущих выводов выявляется существенное значение для летней навигации не только выноса льдов в весеннее время, но и раннего наступления весны.

Л и т е р а т у р а: 63, 77.

§ 87. Предельная толщина многолетних льдов

Понятие о предельной толщине многолетних льдов нарастания введено Вайпрехтом.

Считая, что в районе Земли Франца-Иосифа среднее число градусодней мороза равно 5 625, Вайпрехт, по наблюдениям зависимости роста льда от числа градусодней мороза, получил, что за первую зиму толщина вновь образовавшегося льда будет равна 209 см. Предполагая, что за лето толщина льда уменьшилась на 100 см, т. е. стала равной 109 см, он вычислил, что в конце второй зимы благодаря воздействию на лёд толщиной 109 см новых 5 625 градусодней мороза толщина льда увеличивалась до 234 см. Рассчитывая таким образом дальнейшее увеличение толщины льда, Вайпрехт получил, что для района Земли Франца-Иосифа, где в среднем число градусодней мороза равно 5 625, а летнее стаивание — 100 см, предельная толщина льда равна 260 см. При этой толщине льда за лето будет стаивать столько, сколько будет за зиму намерзать снизу.

Мы видели, что нарастание льда в зависимости от числа градусодней мороза с достаточным приближением определяется предложенной мной формулой, а именно:

$$i^2 + 50i = 8R. \quad (1)$$

Из этой формулы получаем

$$(\Delta i)^2 + (50 + 2i_0)\Delta i - 8\Delta R = 0. \quad (2)$$

Из рис. 72 мы видим, что если, например, в начальный момент льда не было, то после 6 000 градусодней мороза толщина льда достигает 196 см, а если в начальный момент толщина льда была 400 см, то после 6 000 градусодней мороза толщина льда увеличится только на 53 см. Таким образом иллюстрируется введенное Вайпрехтом понятие о предельной толщине многолетних льдов нарастания.

Преобразуя формулу (2), получаем

$$I_1 = \frac{4\Delta R}{\Delta I} - \frac{\Delta I}{2} - 25. \quad (3)$$

Положим в этой формуле:

ΔI — уменьшение толщины льда в летнее время вследствие таяния,

ΔR — число градусодней мороза за зиму в данном районе.

В таком случае I_1 будет предельной толщиной льда осенью, перед началом льдообразования.

Если мы предположим, что летом в данном районе весь образовавшийся за зиму лёд растает, то

$$I_1 = 0,$$

и тогда из формулы (3) получаем

$$8 \Delta R = (\Delta I)^2 + 50 \Delta I. \quad (4)$$

Если в данном районе число градусодней мороза больше получающегося по формуле (4), то это значит, что лёд, образовавшийся за зиму, переживёт лето и перейдёт в класс многолетних льдов. Если меньше, то, значит, не только лёд, образовавшийся в данном районе, растает, но и лёд любой толщины, принесённый в данный район из другого, в конце концов уничтожится.

Понятно, что, для того чтобы получить толщину льда перед началом таяния или, иначе, предельную максимальную толщину льда, нам надо к величине I_1 , полученной по формуле (3), прибавить величину летнего стаивания

$$I_{\max} = I_1 + \Delta I, \quad (5)$$

или

$$I_{\max} = \frac{4 \Delta R}{\Delta I} + \frac{\Delta I}{2} - 25. \quad (6)$$

Из формулы (6) нетрудно видеть, что по мере уменьшения величины летнего стаивания и приближения его к нулю предельная толщина льдов стремится к бесконечности. К этому вопросу я ещё вернусь в дальнейшем.

Для вычисления максимальной предельной толщины льда можно воспользоваться уже приведённым графиком (рис. 72).

Действительно, мы видели, что при достижении предельной толщины льда зимнее намерзание в точности уравнивается летнее стаивание. Поэтому, если мы на этом графике посчитаем изолинии прироста льда за изолинии стаивания, то их пересечение с вертикальными линиями, соответствующими градусодням мороза, даст нам предельную минимальную толщину льда в данном районе. Прибавляя к этой величине летнее стаивание, найдём максимальную предельную толщину.

Как уже указывалось, Нансен за зиму 1894/95 г. наблюдал 7 662 градусодней мороза. По графику находим, что при $R = 7\,662$ и при $i_0 = 0$ см толщина однолетнего льда нарастания равна 224 см. С другой стороны, Нансен отметил, что за лето в районе дрейфа «Фрама» лёд стаял на 100 см. Входя в график с $R = 7\,662$ и $\Delta I = 100$ см, находим предельную минимальную толщину льда $I_1 = 231$ см и максимальную толщину льда, равную $I_{\max} = 331$ см.

В схему Вайпрехта надо внести уточнения, поясняемые рис. 79. На этом рисунке по вертикальной оси отложена толщина льда, по горизонтальной оси — градусодни мороза и по формуле (1) построена кривая ON .

Если для данного района характерно некоторое число градусодней мороза R , то в конце первого года мы на пересечении в точке a вертикальной линии, соответствующей числу R , с построенной кривой определим толщину льда к концу первой зимы, равную i_1 .

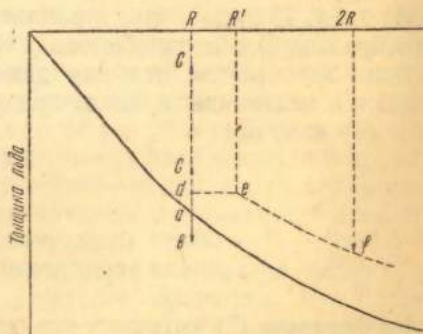


Рис. 79. Нарастание многолетнего льда.

В течение лета толщина льда изменится в основном в силу следующих процессов:

1. Толщина несколько увеличится снизу за счёт низких температур, сохранившихся к началу таяния в самом льду. Это увеличение толщины льда на рис. 79 изобразится отрезком ab .

2. Толщина льда уменьшится за счёт летнего стаивания сверху на величину ac . Таким образом в конце лета толщина льда станет равной

$$i_1 + ab - ac = i_1 + i' - i''.$$

3. Внутренняя температура льда повысится, отчасти, благодаря поглощению верхними слоями льда лучистой энергии и тепла из воздуха и, отчасти, благодаря поглощению через нижнюю поверхность льда тепла кристаллизации, выделенного при образовании добавочного слоя льда толщиной ab .

Тепло, поглощённое из атмосферы, идёт, однако, не только на стаивание слоя льда высотой ac и не только на повышение температуры внутри льда, но и на процессы внутри льда (плавление), сказывающиеся в том, что верхние слои льда к концу лета насквозь пропитываются водой.

Значимость последнего процесса ясна из следующих наблюдений «Седова».

В 1939 г. среднесуточные температуры воздуха уже с начала сентября были отрицательными. Однако только к 20 ноября, после того как лёд промёрз, началось зимнее увеличение его толщины.

Таблица 75

Изменение в районе дрейфа «Седова» толщины льда происхождения 1936/37 г. в см в течение лета 1939 г.

Дата измерения	Градусодни мороза	Отсчёты реек		Изменение толщины льда		Примечание
		№ 1	№ 2	рейка № 1	рейка № 2	
10/IX	103	211	243			
22/IX	193	211	236	0	-7	
1/X	315	212	233	+1	-3	
10/X	420	211	230	-1	-3	
22/X	640	211	230	0	0	Лёд промёрз на 50-60 см
30/X	852	211	230	0	0	Лёд промёрз на 100-120 см
10/XI	1 127	211	230	0	0	Лёд промёрз на 140 см
20/XI	1 335	215	233	+4	+3	Начало нарастания

Из табл. 75 видно, что, в районе дрейфа «Седова», прежде чем началось новое льдообразование, понадобилось 1 335 градусодней мороза.

Если мы примем, что для данного района величины летнего нарастания и стаивания постоянны и число градусодней мороза также постоянно, то из формулы (6) получим

$$I_{\max} = \frac{4(R - R')}{\Delta I} + \frac{\Delta I}{2} - 25, \quad (7)$$

где $\Delta I = i' - i''$ — общее изменение толщины льда за лето,

R' — число градусодней мороза, требующееся на промерзание льда.

Из формулы (7) вытекает, что влияние летнего пропитывания льда водой равносильно уменьшению среднего для данного района числа градусодней мороза, и если это уменьшение известно, то получение предельной максимальной толщины льда как по формуле (6), так и по графику рис. 72 не представляет затруднений.

Возвращаясь к рис. 79, мы видим, что к началу второй зимы толщина льда будет равна dR . Затем она останется такой же до точки e , пока лёд не промёрзнет.

После этого она начнёт увеличиваться по кривой, параллельной кривой роста ON , до тех пор, пока не дойдёт до точки f , соответствующей $2R$ — числу градусной мороза в конце второй зимы, и т. д.

Мне лично неизвестны количественные данные, позволяющие судить о влиянии пропитывания водой льда, за исключением приведённых наблюдений «Седова». Поэтому до накопления соответствующего материала надо воздержаться от обобщений. Но во всяком случае следует считаться с фактом, что, подставляя в формулу (6) $R=6000$ и $\Delta I=100$ см, мы получаем

$$I_{\max} = 265 \text{ см},$$

и подставляя в формулу (7) $R'=1500$ (что, как показывают наблюдения «Седова», является вполне реальным), получаем

$$I'_{\max} = 205 \text{ см}.$$

Другими словами, летнее потепление и пропитывание водой верхних слоёв льда уменьшают теоретическую предельную толщину льда, получаемую по формуле (6), на 60 см, т. е. на величину, вполне ощутимую.

Отмеченное явление позволяет несколько уточнить понятие о предельной толщине льдов, введённое Вайпрехтом, а именно:

предельная толщина льдов является такой, при которой зимний режим идёт только на уничтожение изменений толщины и строения льда, вносимых летним режимом.

Явления в природе весьма сложны, и количественные подсчёты могут служить лишь для выявления качественной стороны явления. С этой точки зрения и поведём дальнейшие рассуждения.

Формула (7) показывает, что предельная толщина льда зависит от числа градусной мороза R , характеризующих зимний режим, и от величин стаивания ΔR и прогрева R' , характеризующих летний режим.

Все эти величины, как мы видели, даже для одного и того же района колеблются в значительных пределах. Особенно это относится к приатлантическим районам Арктики. Так, на острове Диксон в некоторые годы число градусной мороза отличается от среднего больше чем на 15%. Однако к востоку и к северу амплитуда колебаний числа градусной мороза уменьшается. В меньшей степени колеблется для отдельных районов Арктики летний режим. Но его амплитуды также уменьшаются к северу и к востоку.

Предположим, однако, для общих соображений, что как летний, так и зимний режимы в каждом отдельном районе остаются неизменными, и рассмотрим распределение этих элементов по пространству.

Если взять район Арктического бассейна, лежащий за пределами материковой отмели, т. е. район, где в основном встречаются многолетние льды, то здесь число градусной мороза колеблется по пространству, повидимому, в пределах от 5 000 до 8 000. Значительно сильнее колеблется по своей интенсивности летний режим. Так, если в районе дрейфов «Фрама» и «Седова», прилегающем к Гренландскому морю, летнее стаивание льдов было около метра, то в районе полюса, как показали наблюдения станции «Северный полюс», оно не превосходило полуметра. Вероятно, что в районе между Северным полюсом и Американским арктическим архипелагом, куда атлантические воздействия почти не проникают, летнее стаивание выражается десятком-другим сантиметров.

Таким образом на всем пространстве Арктического бассейна число градусной мороза изменяется в пределах десятка-другого процентов. Что касается летнего стаивания, то оно от района к району изменяется на сотни процентов.

Но мы видели, что при значительной толщине льда даже значительные изменения в числе градусной мороза мало отражаются на толщине льдов.

В силу этого главным фактором, определяющим предельную толщину многолетних льдов нарастания, является летний режим.

Предположим, что число градусной мороза у нас постоянно и равно 6 000 и для дальнейших рассуждений воспользуемся более простой формулой (6).

Подставляя в эту формулу $R = 6\,000$, получаем, что при летнем стаивании

$$\begin{aligned} \Delta I &= 100 \text{ см}, & I_{\text{max}} &= 265 \text{ см}, \\ \Delta I &= 50 \text{ см}, & I_{\text{max}} &= 480 \text{ см}, \\ \Delta I &= 20 \text{ см}, & I_{\text{max}} &= 1\,185 \text{ см}. \end{aligned}$$

При том же числе градусодней мороза и при летнем стаивании, равном 10 см, предельная толщина льда возрастает почти до 24 м. Этим, повидимому, отчасти объясняется образование мощного многолетнего припая у северных берегов Гренландии и шельфового льда у берегов Антарктики.

Таким образом несомненно, что с течением времени толщина льдов постепенно приближается к средней для данного района. Возникает вопрос: через сколько

лет это случится? Соответствующие формулы оказались бы слишком сложны, но последовательное изменение толщины льда легко получается по приведенным формулам и графику.

В качестве примера предположим, что в некоторый район, где число градусодней равно 6 000 и летнее таяние 100 см, принесены к началу зимы льды различной толщины, и проследим изменения их толщины от года к году. Предельной максимальной толщиной льда в данном

Таблица 76
Толщина льдов различной толщины, принесённых в район, где число градусодней мороза 6 000, а летнее таяние 100 см

Толщина льда	Начальная толщина льда в см				
	0	200	400	600	800
К концу первой зимы	196	289	453	636	828
К концу второй зимы	225	231	386	577	759
К концу третьей зимы	241	276	355	523	693
К концу четвертой зимы	250	272	370	474	630

районе будем считать 265 см, другими словами, будем при подсчёте пользоваться формулами (3) и (5), пренебрегая, таким образом, пока мало известной величиной летнего прогрева. В таких предположениях мною и вычислена табл. 76.

Из этой таблицы ещё раз выявляется характерное и принципиальное обстоятельство, а именно: попадая в район с климатическими условиями, характеризующимися некоторой предельной толщиной льда, льды меньшей толщины постепенно увеличивают свою толщину, а льды большей толщины уменьшают.

По тем же формулам мною составлена табл. 77.

Таблица 77

Толщина льда в см при одном и том же числе градусодней мороза, равном 6 000, при различных величинах летнего стаивания и при начальной толщине льда 0 см

Стаивание в см	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
После первой зимы . .	196	196	196	196	196	196	196	196	196	196
» второй » . .	279	272	266	259	253	247	241	236	230	225
» третьей » . .	342	328	316	303	291	280	269	259	249	241
» четвертой » . .	394	371	355	337	320	304	288	274	261	250
» пятой » . .	439	410	388	364	344	328	302	285	269	255
» шестой » . .	479	444	416	387	362	341	313	293	274	259
» седьмой » . .	515	475	440	407	377	351	321	298	278	261
» восьмой » . .	548	503	462	424	390	359	327	302	281	262
» девятой » . .	579	528	481	439	401	366	332	305	283	263
» десятой » . .	607	548	499	452	411	372	336	308	284	264
Максимальная толщина	2 380	1 185	790	595	480	405	353	315	287	265

Из табл. 76 и 77 видно, что изменение толщины льдов до предельной требует большого числа лет. Отсюда вытекает, что если известны климатические условия данного района, то толщина льдов нарастания является показателем их возраста.

С другой стороны, предельная толщина льдов нарастания, определённая тем или иным способом, может служить хорошей климатической характеристикой отдельных районов: действительно, в эту величину входит как зимний, так и летний режим рассматриваемых районов.

Литература: 61, 62, 77, 177.

§ 88. Температуры морского льда

Наблюдения над температурами морского льда и их распределением по вертикали велись многими исследователями, но наблюдения, охватывающие все сезоны, принадлежат Мальмгрену и Свердрупу, производившим эти наблюдения с октября 1922 г. по июнь 1924 г. во время экспедиции на судне «Мод»¹.

Из этих наблюдений, так же как и из других, следует, что в то время как температура нижней поверхности льда очень близка к температуре замерзания морской воды, т. е. приблизительно постоянна, температура поверхности льда оказывается близкой к температуре воздуха. Понятно, что, поскольку температура воздуха обнаруживает суточный ход, постольку и температура верхних слоёв льда также изменяется в течение суток. Кроме того, суточный ход температур льда создаётся суточным ходом радиации. Так, очень часто при ясном небе ночью температура поверхности льда вследствие интенсивного в это время излучения может быть на несколько градусов ниже температуры воздуха. Днём, когда солнечная радиация проникает в лёд и, частично, им поглощается, температура льда слегка повышается независимо от температуры воздуха. В результате создающегося таким образом суточного хода температур прочность льда, зависящая от температур, также обнаруживает суточный ход. Лёд наиболее прочен около времени восхода солнца и наименее прочен около времени захода. Это обстоятельство надо учитывать при использовании ледяных переправ.

В табл. 78 приведены некоторые выдержки из наблюдений Мальмгрена за зиму 1923/24 г.

Таблица 78

Температуры морского льда в °С по наблюдениям Мальмгрена в 1923/24 г.

Горизонт от поверхности льда в см	0	25	75	125	200
Максимальное повышение температуры за сутки	8,7	4,3	1,6	1,8	0,3
Максимальное понижение температуры за сутки	6,8	2,4	1,4	0,7	0,4
Средняя годовая температура	-15,7	-13,3	-10,2	-8,3	-4,8
Абсолютный годовой минимум	-42,2	-30,4	-23,7	-17,3	-10,0

Как и следовало ожидать, суточные колебания температуры, средняя годовая и абсолютный годовой минимум, характеризующий в данном случае амплитуду температуры, с глубиной уменьшаются.

В табл. 79 и на рис. 80 показаны средние месячные температуры на разных горизонтах льда от его поверхности, вычисленные Мальмгренем из ежесуточных

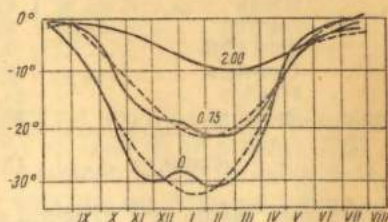


Рис. 80. Годовой ход месячных температур льда на различных горизонтах от его поверхности по Мальмгрену: сплошные линии — наблюдённые температуры и кривые, пунктиром — вычисленные по гармонической формуле.

¹ Наблюдения производились по вмороженным в лёд термометрам сопротивления и термопарам.

наблюдений за зиму, 1923/24 г. Исключение представляют октябрь и ноябрь, средние температуры которых получены как средние соответствующих месяцев 1922 и 1923 гг.

Таблица 79

Средние месячные температуры морского льда в °С на различных горизонтах (температуры отрицательные)

Глубина в см Месяц	0	25	75	125	200	Средняя 0-200
Январь	28,0	24,1	18,9	14,0	6,5	15,9
Февраль	30,9	26,9	21,3	16,3	8,5	18,3
Март	29,1	26,0	21,0	16,5	9,6	18,3
Апрель	21,6	20,1	17,3	14,4	9,4	15,2
Май	7,4	8,6	9,3	9,2	7,4	8,4
Июнь	1,5	3,0	4,1	4,5	3,8	3,6
Июль	0,0	0,1	1,3	1,7	1,8	1,0
Август	0,0	0,0	0,8	1,1	1,2	0,8
Сентябрь	4,7	1,3	0,9	1,1	1,3	1,9
Октябрь	12,3	7,6	3,3	1,6	1,4	4,2
Ноябрь	23,0	17,8	11,9	7,1	2,4	10,2
Декабрь	29,9	24,4	17,7	12,2	4,6	15,1
Средняя	15,4	13,3	10,6	8,1	4,8	9,4

На рис. 80 по оси абсцисс отложены средние месячные температуры, по оси ординат — 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 при непрерывающемся потоке тепла снизу от воды идет только сверху.

Для вычисления годового хода температуры по средним месячным температурам часто пользуются формулой

$$t_m = T_m + a \sin(A + m), \quad (1)$$

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 число месяцев.

Очевидно, что при вычислении по этой формуле годового хода температуры на разных горизонтах изобразится синусоидами, отличающимися друг от друга по амплитуде и по фазе.

На рис. 80 построены по вычислениям Мальмгрена и проведены пунктиром эти синусоиды для горизонтов льда 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.

В табл. 80 приведены средние месячные температуры воздуха и льда по наблюдениям Савельева на острове Уединения в 1939 г. Из таблицы видно характерное понижение горизонта минимальной температуры и резкое уменьшение средней температуры льда к маю и июню, несмотря на продолжающееся увеличение толщины льда.

Среднемесячные температуры воздуха и льда по наблюдениям Савельева на о. Уединения в 1939 г.

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	Примечание
Воздух	26,60	22,75	23,69	19,38	6,85	+0,96	Температуры везде, за исключением температуры воздуха в июне, отрицательные
Горизонт льда в см							
10	17,90	15,48	16,16	15,50	7,92	1,39	
20	15,86	14,21	14,91	14,58	8,00	2,20	
30	12,90	12,34	13,00	12,91	7,30	2,20	
40	10,35	11,59	12,39	12,49	7,58	2,56	
60	6,67	8,43	9,46	9,84	6,35	2,68	
80	3,99	6,49	7,76	8,42	6,10	3,18	
100		3,71	5,05	5,97	4,74	2,59	
120		2,14	3,62	4,80	4,34	2,72	
140			2,30	3,27	3,49	2,42	
160					2,22	1,49	
Средняя температура льда	10,18	8,26	8,35	8,89	5,50	2,44	

На рис. 81 показаны, по Георгиевскому, температуры воздуха и вертикальное распределение температур во льду, наблюдавшиеся с 10 апреля по 8 июня 1937 г.

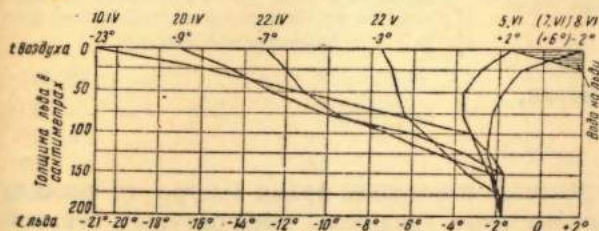


Рис. 81. Температура льда у м. Шмидта.

в районе мыса Шмидта в Чукотском море. Из рисунка, так же как из приведённых наблюдений Мальмгрена, видны запаздывание наступления минимума температуры на глубинах и характерный летний минимум температуры в средней части льдов. Надо отметить, что это явление хорошо известно полярным мореплавателям, которые по

опыту знают, что в период льдообразования наиболее твёрдой является верхняя часть льда, а в период таяния — средняя. Интересные наблюдения над влиянием кратковременных, но резких изменений температуры воздуха на тепловой режим льдов, прикрытых снегом толщиной около 30 см, были проведены в бухте Диксон Савельевым. Температура воздуха с 2 по 18 февраля 1944 г. изменилась от -16° через -38° до -6° , поверхности снега от -16° через -40° до -7° , поверхности льда от -8° через -19° до -10° и на горизонте 80 см от $-1^{\circ},4$ через -7° до -5° . Минимумы температуры на нижних горизонтах запаздывали, а с началом потепления оказались на средних горизонтах льда.

Из своих наблюдений над температурами льда Мальмгрен сделал ещё один вывод. На рис. 82 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 Мальмгрена равной $-1^{\circ},5$). Эту глубину Мальмгрен и считает средней толщиной льда, образующегося в Восточносибирском море за счёт теплопроводности.

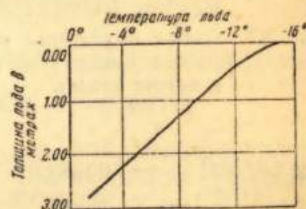


Рис. 82. Средняя годовая температура морского льда в Арктическом бассейне по Мальмгрону.

Литература: 39, 62, 104.

§ 89. Запаздывание минимума температуры в нижних горизонтах морского льда

Запаздывание наступления минимумов температуры на нижних горизонтах морского льда, вполне естественно, вытекает из законов Фурье о распространении периодических колебаний температуры в однородном твёрдом теле неограниченных размеров, однако в морском льду имеет некоторые особенности.

У нижней поверхности льда температура держится около температуры замерзания, а у верхней — около температуры воздуха. Предположим, что в некоторый момент температура поверхности льда достигла своего минимума. После этого повышению температуры льда будут содействовать следующие факторы:

1) солнечная радиация, повышающая температуру поверхности льда, проникающая в глубь льда и здесь преобразующаяся в теплоту;

2) тепло, поступающее на поверхность льда из воздуха, температура которого постепенно становится все выше и выше;

3) непрекращающийся и зимой и летом поток тепла из воды через нижнюю поверхность льда — теплота кристаллизации, выделяемая при образовании у нижней поверхности льда все новых и новых слоёв льда.

Если мы пренебрежём действием солнечной радиации на внутренние части льда, то температура в любой точке льда будет изменяться по формуле

$$\frac{dt}{dT} = \frac{k}{c_i \delta_i} \left(\frac{\partial^2 t}{\partial z^2} \right), \quad (1)$$

где t — температура,
 T — время,
 k — коэффициент теплопроводности,
 c_i — теплоёмкость льда,
 δ_i — плотность льда.

Так как поверхность льда прогревается в весеннее время быстро, то сначала вертикальные градиенты температуры в верхней части льда будут значительно больше, чем в нижнем, и потому, как это показано на рис. 83, горизонт минимума температуры, уменьшающегося одновременно по величине, постепенно спускается всё ниже и ниже, пока не займёт положение приблизительно посередине толщи льда.

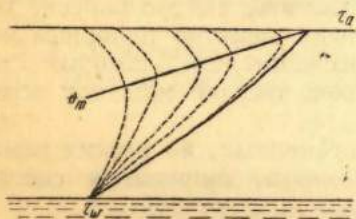


Рис. 83. Схема опускания горизонта минимума температуры льда в летнее время.

Действительно, после того как температура поверхностного слоя повысится до температуры замерзания, т. е. станет приблизительно равной температуре нижнего слоя, и после того как установится положение, при котором

$$\left(\frac{\partial t}{\partial z} \right)_{+z} = \left(\frac{\partial t}{\partial z} \right)_{-z}, \quad (2)$$

где $(\partial t / \partial z)_{+z}$ — градиент температуры на расстоянии z выше данной точки, $(\partial t / \partial z)_{-z}$ — градиент температуры на расстоянии z ниже данной точки, т. е. приход тепла сверху будет равен приходу тепла снизу, никаких причин для дальнейшего опускания минимума не будет. Рассматривая приведённый выше рис. 81, на котором представлены наблюдения Георгиевского над температурами льда у мыса Шмидта, и табл. 80, в которой приведены температурные наблюдения Савельева на острове Уединения, мы видим, что этими данными указанное положение вполне подтверждается.

Из законов Фурье о распространении на глубину периодических изменений температуры поверхности однородного и неограниченного в размерах тела вытекает формула:

$$z = 2t \sqrt{\frac{\pi k}{T}}, \quad (3)$$

где z — глубина горизонта, считая от поверхности льда,
 t — время запаздывания максимума или минимума на глубине,
 k — коэффициент температуропроводности,
 T — период изменения температуры (в нашем случае 10,4 месяца — время возвращения температуры поверхностного слоя льда к начальной).
 Из формулы (3) получаем

$$k = \frac{T}{4\pi} \frac{z^2}{t^2} = 0,00029 \frac{z^2}{t^2}, \quad (4)$$

где t — выражено в сутках,

z — » » см,

k — » » см²/сек.

Из своих наблюдений над температурами льда и из построенных им теоретических синусоидальных кривых (рис. 80) Мальмгрен вычислил даты минимумов температуры на различных горизонтах льда (табл. 81).

Подставляя последовательно в формулу (4) глубины 25, 75, 125 и 200 см и соответственные промежутки времени от минимума на поверхности (26 января) 8, 19, 29 и 50 суток, мною получены значения коэффициента температуропроводности льда, приведённые в табл. 82.

Таблица 81

Даты минимумов температуры льда на различных горизонтах по наблюдениям Мальмгрена

0 см	26 января
25 »	3 февраля
75 »	14 »
125 »	24 »
200 »	17 »

Таблица 82

Коэффициент температуропроводности морского льда, вычисленный по запаздыванию минимальных температур

В слое: от 0 до 25 см	0,0029
» 25 » 75 »	0,0060
» 75 » 125 »	0,0072
» 125 » 200 »	0,0026
В слое: от 0 до 75 см	0,0049
» 0 » 125 »	0,0053
» 0 » 200 »	0,0046

Мальмгрен справедливо отмечает незаконность применения формул для распространения на глубину периодических колебаний температуры в однородной среде неограниченной толщины к морскому льду, неоднородному и сравнительно тонкому. Действительно, одно из существенных допущений теории распространения периодических колебаний в однородной среде заключается в том, что средняя годовая температура на различных горизонтах равна средней годовой температуре на поверхности среды. Это допущение так же, как и другие допущения теории, в отношении морского льда не оправдывается. Поэтому для определения коэффициента теплопроводности Мальмгрен использовал другие методы.

Л и т е р а т у р а : 62, 104.

§ 90. Нарастание льда за счёт его низких температур

Мы уже видели, что при известных условиях толщина льда, образовавшегося за зиму, в летнее время может увеличиваться за счёт примерзания к его нижней поверхности льда, образовавшегося из стёкшей под лёд талой воды при соприкосновении её с морской водой низкой температуры.

Но, кроме того, нарастание льда может продолжаться и после того, как температура воздуха становится выше температуры поверхностных слоёв льда до тех пор, пока температура льда не повысится до температуры подстилающей его морской воды (см. § 62).

Попытаемся приблизительно вычислить максимально возможное приращение льда у его нижней поверхности за счёт накопившихся внутри льда за зиму запасов холода.

Для этого сделаем следующие два предположения:

1. Запасы тепла в воде настолько незначительны, что ими можно пренебречь.
2. Весь холод, накопившийся за зиму во льду, полностью идёт на летнее нарастание льда.

3. Вертикальное распределение температур по льду идёт по прямой, иными словами, вертикальный градиент температуры постоянен.

При этих предположениях мы можем написать равенство:

$$(t_i - \tau) \delta_i c_i i = \lambda \delta_i \Delta i, \quad (1)$$

где t_i — средняя минимальная температура льда,

τ — температура замерзания,

δ_i — плотность льда,

c_i — теплоёмкость льда,

i — толщина льда,

λ — теплота плавления,

Δi — приращение толщины льда за счёт его внутренних запасов холода, характеризуемых левой частью уравнения (1).

Принимая для простоты $\lambda = 80$ г-кал/г и $c_i = 0,5$ г-кал/г, получаем

$$\Delta i = \frac{t_i - \tau}{160} i, \quad (2)$$

или, считая, что температура льда от его верхней поверхности до нижней изменяется по прямой.

$$\Delta i = \frac{\frac{t_0 + \tau}{2} - \tau}{160} i = \frac{t_0 - \tau}{320} i, \quad (3)$$

где t_0 — температура верхней поверхности льда,

τ — попрежнему температура нижней поверхности льда, равная температуре замерзания морской воды, в которой лёд плавает.

По формуле (3) мною вычислена табл. 83.

Таблица 83

Максимальное нарастание льда за счёт низких температур
внутри льда в см

$t_0 \backslash i$	-10	-15	-20	-25	-30
50	2	2	3	4	4
100	3	4	6	7	9
150	5	6	9	11	13
200	6	8	11	15	17
250	8	11	15	18	21

Из табл. 83 следует, что за счёт внутренних запасов холода толщина льда не может увеличиться больше чем на 5-10%.

Л и т е р а т у р а: 77.

ГЛАВА VII

ДЕФОРМАЦИЯ ЛЬДОВ

§ 91. Деформация 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 у берега и в полыньях между большими ледяными полями. В большинстве случаев молодое ледяное образование с самого момента своего зарождения подвергается разного рода деформирующим влияниям.

Изменения строения, формы и размеров льдов, создающиеся в результате изменения температуры, я называю термическими деформациями, а создающиеся в результате всякого рода вертикальных и горизонтальных движений — динамическими.

И те и другие деформации могут быть разделены на деформации, изменяющие структуру и свойства морских льдов, или внутренние, и на деформации, изменяющие их форму и размеры, или внешние.

Внутренние термические деформации обуславливаются выделением пресного льда из рассола ячеек и капилляров при понижении температуры морского льда.

Так как лёд по объёму приблизительно на 9% больше воды, из-которой он образовался, то понятно, что при каждом понижении температуры в каждой солевой ячейке возникают дополнительные напряжения, разрывающие лёд. Развиваемое при этом давление достигает свыше $1\,200\text{ кг/см}^2$.

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 — ещё холодные — части льдов и здесь замерзая, расширяется и таким образом вызывает образование новых термических трещин. В результате этих процессов создается сетка мельчайших трещин, в конечном итоге ослабляющих морской лёд.

Внешние термические деформации льда вызываются следующим.

Температура поверхностного слоя ледяных полей, следуя приблизительно за температурой воздуха, в течение зимы, по наблюдениям Мальмгрена, изменяется в Арктическом бассейне в пределах от -2° до -42° . В связи с этим во льду возникают большие напряжения, вызывающие не только изменения внутренней структуры льда, но и сжатия (а иногда и торошение) и трещины.

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 лёд постепенно становится более монолитным и более пресным. Сильное сжатие при низких температурах, кроме того, не только спаивает в одно целое отдельные льдины, но и увеличивает одновременно размер кристаллов, как это наблюдается в нижних слоях ледников.

Внешние динамические деформации гораздо разнообразнее и создают разлом ледяных образований, изменения их очертаний и формы, торошение и изостатические явления.

Главными факторами, определяющими динамические деформации, являются: ветер, волнение, морские течения, приливо-отливные явления и сила тяжести

Все эти факторы действуют по-разному: в открытом море и у берегов, на пловучие льды и на припай, на зимние (холодные) и летние (тёплые) льды, на сплошные и на разрозненные льды. Так, в открытом море на пловучие льды наибольшее влияние оказывает ветер, а у крошки льдов, кроме того, и волнение. У берегов усиливается по сравнению с действием ветра роль морских течений и приливо-отливных явлений.

В зимнее время как термические, так и, в особенности, динамические деформации проходят с характерным гулом и треском.

Все полярные исследователи, по их утверждению, очень быстро научаются в зимнее время различать по звуку происходящие в окружающих их льдах перемены. Так, образование при низких температурах термических трещин сопровождается звуками, напоминающими резкие ружейные выстрелы. Торошение создаёт самые разнообразные звуки.

С другой стороны, всех наблюдателей поражает удивительная тишина, сопровождающая летнее торошение, иногда даже более грандиозное по размерам, чем зимнее. Громадные монолиты льда откалываются, вздыбливаются и падают, почти не производя при этом шума, даже при полном отсутствии ветра.

Надо отметить, что динамические деформации, определяемые различными скоростями отдельных ледяных полей, зависят от живой силы и при больших массах движущихся полей вовсе не требуют больших скоростей. Значительные трещины и торосы образуются иногда как будто бы в совершенно спокойных условиях.

По наблюдениям Бруснева, например, у Новосибирских островов гряды торосов, тянувшихся 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 на-глаз почти незаметно.

Л и т е р а т у р а : 62, 77.

§ 92. Термические трещины

Как мы видели, температура нижней поверхности ледяных полей всегда остаётся почти постоянной. Следовательно, при изменении температуры верхних слоёв 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 солёности льда, его температуры и направления из-

менения температуры. Отсюда следует, что под влиянием температуры поверхностных слоёв ледяное поле будет прогибаться в ту или иную сторону до тех пор, пока на верхней или нижней его поверхности не появятся термические трещины, как это показано на рис. 84.

Если изменение температуры заставляет сжиматься верхние слои, то трещины появляются на верхней поверхности, а если, наоборот, поверхностные слои под влиянием температуры расширяются, то трещины появляются на нижней поверхности. Так как поверхностные слои льда почти пресные, то обычно верхняя поверхность льдов при понижениях темпера-

туры сжимается и покрывается трещинами. Это явление получило название «морозного растрескивания»¹.

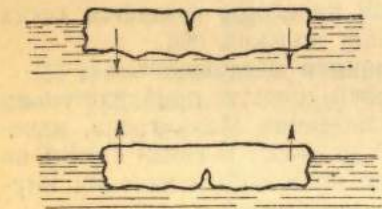


Рис. 84. Схема образования термических трещин. Стрелками показаны силы, вызывающие трещины.

¹ Морозное растрескивание характерно также для айсбергов и ледников. Айсберги раскалываются при этом на монолиты и иногда в зимнее время распадаются на глазах, что сопровождается резкими звуками, по силе значительно превышающими звуки, получающиеся при раскалывании ледяных полей. В Альпах треск в ледниках всегда считается одним из признаков ухудшения погоды.

Раз образовавшиеся трещины постепенно заполняются: снизу — морской водой, замерзающей при соприкосновении с холодным льдом, а сверху — 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 ещё Норденшельдом.

Термическое расширение и сжатие льдов усложняется тем, что различная по структуре поверхность льдов обычно прикрыта сверху слоями снега различной толщины, по-разному уменьшающими амплитуды температур поверхности льдов. Благодаря этому вызываются добавочные термические напряжения, и в результате к концу зимы поверхностные, наиболее холодные, а потому и наиболее твёрдые и хрупкие слои льда 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.

По свидетельству Ширшова и Федорова, ледяное поле, на котором была устроена станция «Северный полюс», летом, после того как весь снег на его поверхности стаял и талая вода стекла под лёд, оказалось покрытым сеткой более или менее глубоких поверхностных трещин. При пробивании лунок во льду на том же поле неоднократно обнаруживались глубинные термические трещины.

По наблюдениям «Седова» 25 марта 1939 г. (на $86^{\circ}26',5$ с. ш. и $109^{\circ}40'$ в. д.), лёд за сутки покрылся во всех направлениях редкой сеткой нитевидных трещин. Температура воздуха в этот день была около -39° .

Морозное растрескивание морского льда продолжается всю зиму (особенно при сильных понижениях температуры) и сопровождается характерным звуком, напоминающим звонкий ружейный выстрел. Часть термических трещин заполняется снегом или водой, замерзающей при соприкосновении с холодным льдом, и таким образом уничтожается. Другая часть остаётся и как бы подготавливает лёд к последующему распадению на отдельные части под влиянием соответствующих внешних усилий. Отчасти именно наличием во льдах термических трещин надо объяснять сравнительно лёгкое раскалывание даже мощных по виду и толстых ледяных полей тогда, когда между ними оказываются достаточные пространства чистой воды. Так, в середине февраля 1938 г. я наблюдал, как «Ермак» у берегов Гренландии, идя в семибалльном льду, легко раскалывал отдельные льдины толщиной 3-5 м.

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. Большее значение имеют сильные непериодические колебания уровня моря, когда сваи и отдельные камни каменных осыпей и мостовых, обмёрзшие льдом, при быстром и значительном повышении уровня моря выдергиваются из грунта. Серьёзные повреждения гидротехнических сооружений вызываются также термическими причинами — расширением в весенние месяцы под влиянием солнечной радиации ледяного покрова.

Примером повреждений последнего рода авторы считают наклон башни одного из маяков в районе острова Котлин. После весны 1926 г. башня отклонилась от вертикального положения на $1^{\circ}30'$, а к марту 1927 г. наклон башни в ту же сторону достиг $2^{\circ}07'$. Для объяснения этого явления были произведены тщательные исследования, в результате которых Барабанов и Рихтер пришли к следующему выводу. Повидимому, сплошное ледяное поле, упёршись одним своим краем в берег, при повышении весной температуры воздуха стремилось расширяться и оказывало сильное давление на такие отдельно стоящие гидротехнические сооружения, как маячные башни. Это давление распространилось по высоте сооружений не только в пределах нормальной толщи ледяного покрова, но и на значительно большую высоту в зависимости от размеров нагромождённых в предшествующие осенний и зимний периоды масс льда.

Весьма существенное значение приобретают трещины при устройстве всякого рода ледяных дорог. Так, ширина термических трещин на озере Байкал доходит иногда до 2 м. При устройстве здесь (до проведения Кругобайкальской железной дороги) зимних железнодорожных путей сила при образовании трещин была настолько велика, что рельсы лопались (коэффициент линейного расширения льда почти в пять раз больше коэффициента линейного расширения железа), болты и крепления разбрасывались во все стороны, и путь разрушался

на несколько десятков метров. В первые дни укладки путей возникали даже сомнения в возможности устройства ледяной переправы через такой большой водоём, каким является озеро Байкал.

Как отмечает Бернштейн, характерной особенностью ледяных переправ являются трещины, тянущиеся почти параллельно пути на десятки метров, иногда пересекая путь под малыми углами. Трещины эти — в верхней части шириной 4-5 см и глубиной 40-50 см. При оттепели они заполняются талой водой и затем при возвращении морозов замерзают.

Происхождение именно продольных трещин Бернштейн объясняет тем, что лёд под железнодорожным полотном всегда заблаговременно очищается от снега и потому толще, чем на соседних участках. При понижении температуры обнажённая от снега поверхность льда охлаждается быстрее. Этим создаётся разность температур, которая и вызывает трещины. Бернштейн замечает, что если очистка пути от снега выгодна в смысле утолщения льда, то она невыгодна потому, что влечёт за собой появление продольных трещин.

Мне представляется, что образование на ледяных переправах продольных трещин объясняется не только термическим эффектом. Дело в том, что под очищаемыми от снега переправами лёд толще, следовательно, гидростатические силы поднимают переправы вверх. При устройстве искусственных путей на лёд кладутся грузы (шпалы, рельсы и т. п.), давящие лёд вниз. Если эти влияния не уравниваются, то понятно, что появление трещин, и именно продольных, неизбежно.

Как одну из мер борьбы с вредными последствиями появления трещин Бернштейн рекомендует очистку от снега производить на возможно большей площади около пути.

Трещины вдоль пути я детально осматривал в 1942 г. на железнодорожной переправе через р. Кузнечиха в Архангельске. Трещины тянулись на десятки метров. Они были шириной в растрёбе наверху до 10 см, а измеренная глубина одной из них оказалась около 70 см. Трещина была совершенно сухая (температура воздуха в этот день была около -20°) и проходила по расширенному от снега участку внутри деревянной конструкции пути. При проходе через переправу 52-тонного паровоза никакого изменения в щелях я не заметил. Такие же продольные термические трещины создаются на ледяных дорогах, устраиваемых на припае.

Иногда на пересечении двух щелей друг с другом образуются «выколотки», представляющие на первый взгляд наибольшую опасность. Однако, в описываемом случае я в таких выколотках также никакого шевеления льда не заметил¹.

При оценке опасности щелей надо помнить, что с течением времени всякие раны на льду в том числе и щели, постепенно залечиваются. Как мы видели, тонкий лёд нарастает быстрее толстого, и потому под каждой щелью нарастает своеобразная подушка льда, компенсирующая вредное влияние щели.

Л и т е р а т у р а: 17, 62, 76, 77.

§ 93. Давление ветра на ледяные поля

Ветер своим давлением оказывает на ледяные поля двоякое действие: приводит их в движение (ветровой дрейф льдов, см. гл. XI) и вызывает их колеба-

тельные движения, влекущие за собой ветровые волны на ледяном покрове и разлом ледяных полей.

Предположим, что при ветре частицы воздуха движутся с одной и той же скоростью и в одном и том же направлении (горизонтальном). Предположим далее, что на ледяном поле скатом к ветру расположен торос (рис. 85).

Разлагая давление ветра на составляющие, получаем

$$p_n = p \sin \alpha, \quad (1)$$

$$p_t = p \cos \alpha, \quad (2)$$

где p_n — давление ветра на плоскость, перпендикулярную ветру — действующая сила ветра,

p_t — давление ветра, скользящее по наветренной поверхности тороса (и потому в первом приближении не играющее особой роли для движения и торошения льдов),

¹ Мне рассказывал путевой мастер, что он пробовал заливать щели и выколотки водой, но обратил внимание, что спайка льда из налитой воды с основной массой льда получалась плохая.

p — давление в направлении ветра,
 α — угол ската тороса.

Разлагая далее действующую силу ветра на вертикальную и горизонтальную составляющие, получаем

$$p_h = p_n \sin \alpha = p \sin^2 \alpha, \quad (3)$$

$$p_v = p_n \cos \alpha = \frac{p}{2} \sin 2\alpha, \quad (4)$$

где p_v — движущая сила ветра, или, иначе, сила, создающая дрейф льдов,
 p_h — топящая сила ветра, или, иначе, сила, создающая вертикальные колебания ледяного покрова.

Из формул (3) и (4) следует, что движущая сила своей максимальной величины достигает при отвесных стенках тороса, а топящая сила — при угле ската тороса, равном 45° . В этом случае она равна

$$p_v = \frac{p}{2}. \quad (5)$$

Далее известно, что давление ветра на единицу площади, перпендикулярной ветру, приблизительно пропорционально квадрату скорости ветра, или

$$p = aw^2, \quad (6)$$

где w — скорость ветра,

a — коэффициент пропорциональности.

Из приведённых формул следует, что при достаточной скорости ветра и малой пловучести тороса топящая сила ветра может оказаться больше пловучести тороса, и торос несколько погрузится. Так как топящее давление ветра определяется также наклоном и размерами площади наветренного ската тороса, то, следовательно, отдельные части ледяного поля с неровной верхней поверхностью подвергаются различному давлению. Этим вызываются силы, создающие вертикальные движения отдельных участков ледяного поля и, как следствие, его разлом.

При выводе приведённых формул я учитывал только ламинарное движение воздушного потока. Но ветер турбулентен, и вертикальные его составляющие создают неравномерное давление даже на совершенно гладкие ледяные поля. В результате во льду вызываются вертикальные колебания, подобные ветровым волнам на поверхности моря.

Наблюдатели неоднократно отмечали появление ветровой ряби на тонком льду. Бернштейн указывает, что инструментальные наблюдения, произведённые в 1927 г. на Волге, с несомненностью установили возникновение ветровых колебаний уровня льда. Так, при ветре скоростью 13 м/сек (что соответствует давлению 21 кг/м^2 на поверхность, перпендикулярную ветру) наблюдалось постоянное волнение льда с неправильными периодами от 20 до 180 секунд. Амплитуда колебаний при толщине льда около 80 см достигала 3 мм (рис. 86). При тихой погоде колебаний подобного рода не наблюдалось.

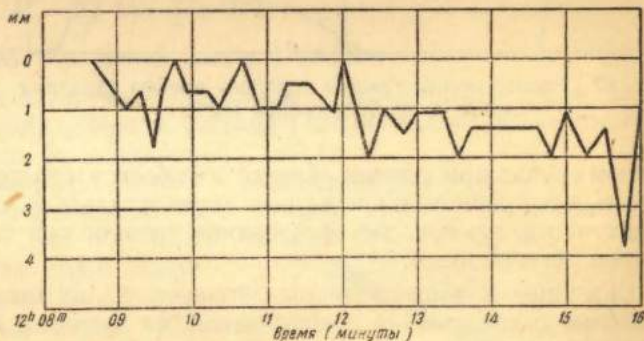


Рис. 86. Ветровые колебания льда на р. Волге.

Л и т е р а т у р а: 17, 77.

Предположим, что в начальный момент мы имеем значительное по площади ледяное поле. При существующем в море разнообразии условий рассматриваемое поле не может быть одинаково прочным и мощным на всём своём протяжении хотя бы уже потому, что обычно оно состоит из сравнительно небольших смёрзшихся друг с другом льдин. Если даже поле в начальный момент совершенно однородно, то оно с течением времени покрывается сетью термических и динамических трещин. Разного рода внешние силы, действуя по-разному на различные части поля, вызывают в нём различного рода напряжения. Как только этими напряжениями будет превзойдён предел пластичности 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 морские течения и приливо-отливные явления. В открытом море среди плавающих льдов наибольшее значение имеет ветер.

Появление трещин на ледяных полях, естественно, предшествует торошению. Но иногда при соприкосновении больших ледяных полей, в результате чего ледяные поля окаймляются торосами, больших трещин не наблюдается.

Образование больших трещин, проходящих через всё поле и раскалывающих его на крупные части, происходит при сильных сжатиях.

Из практики испытаний прочности материалов на сжатие установлено, что длина испытуемого образца не должна превышать пятикратного размера наименьшей величины его поперечного сечения. В про-

отивном случае при сжатии образец изгибается и растрескивается. Так как даже в небольших сравнительно льдинах горизонтальные размеры во много раз превосходят вертикальные, то образование трещин при сжатиях льдов надо считать вполне естественным.

Сказанное хорошо подтверждается рис. 87, на котором, по зарисовке Гордеева, показано расположение дрейфовавших со льдами в северной части моря Лаптевых ледокольных пароходов «Садко», «Малыгин» и «Седов» и динамические трещины в районе дрейфа, образовавшиеся с ноября 1937 г. по январь 1938 г. На рисунке также видно относительное перемещение судов за то же время.

Любопытно отметить, что в ноябре 1937 г. благодаря юго-восточным ветрам караван судов дрейфовал приблизительно в северном направлении. В конце ноября установились юго-западные ветры, и весь декабрь суда дрейфовали на восток-северо-восток. На рисунке ясно видно, что основные направления трещин были приблизительно перпендикулярны господствующим ветрам.

В 1934 г. при производстве магнитных наблюдений на льдах Чукотского моря (после гибели «Челюскина») Факидов установил на искусственно выровненной площадке льда два взаимно перпендикулярных уровня и по ним заметил, что

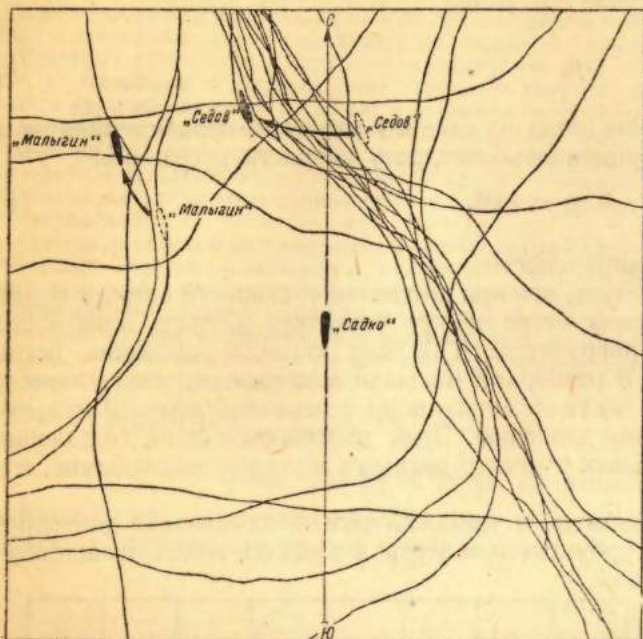


Рис. 87. Расположение трещин в районе дрейфа каравана «Садко» в ноябре-декабре 1937 г.

время от времени льды начинали колебаться. Анализируя свои наблюдения, Факидов пришёл к следующим выводам:

1. Главной причиной колебаний льда является ветер.
2. Наибольший размах колебаний наблюдается в направлении ветра.
3. При той же силе ветра колебания возрастают при приостановке дрейфа и в особенности при торошении.
4. Появление колебаний льда предупреждает о ветре.

Вертикальные колебания льда, создаваемые ветром, даже при гладкой поверхности льда влекут за собой разлом полей на части, налезание льдин одна на другую и торошение.

В таких морях, как Баренцево и Гренландское, где кромка льдов ярко выражена, большое значение для разлома ледяных полей, кроме ветра, имеет волна, что хорошо подтверждается наблюдениями станции «Северный полюс» и «Седова».

Дрейф ледяного поля станции «Северный полюс» в начале проходил весьма спокойно. Зимовщики обнаруживали иногда на своём поле трещины, образовавшиеся в связи с изменениями температуры, но торошения, сильных толчков они до конца января 1938 г. не наблюдали. Даже повороты ледяного поля около вертикальной оси были сравнительно малыми, особенно в начале дрейфа.

Первый сильный толчок был отмечен 20 января 1938 г., а первые колебания уровня теодолита были обнаружены на следующий день, когда ледяное поле находилось в Гренландском море, приблизительно на 77° с. ш. Несомненно, это было связано с тем, что весь январь в Гренландском море был очень штормовым. Скорость ветра нередко достигала 30 м/сек. В связи с такой силой ветра и в связи с тем, что восточная часть Гренландского моря всегда свободна от льдов, ледяные поля пришли в некоторое движение.

26 января начался шестидневный шторм, и ледяное поле начало испытывать более сильные покачивания. Период этих покачиваний, складывавшийся из периода волны и периода собственных колебаний, был 10-12 сек., а наклон ледяного поля доходил до 60 угловых секунд и более. В результате этих покачиваний в ледяном поле создавались напряжения, и в конце концов ледяное поле 1 февраля разломалось по линиям, приблизительно перпендикулярным направлению ветра. Несомненно, что причиной этих колебаний и разлома ледяного поля явилась крупная зыбь, вызванная штормовыми ветрами в ближайших, свободных от льдов пространствах Гренландского моря, и затем по общему закону распространившаяся во всех направлениях.

Первые покачивания «Седова» были замечены по колебаниям пузырька теодолита 2 января 1940 г. на $81^{\circ}01',9$ с. ш. и $3^{\circ}18'$ в. д. Колебания происходили в плоскости меридиана с периодом, характерным для зыби. Кромка в это время находилась не севернее 80° с. ш.

12 января 1940 г. в вахтенном журнале «Седова» отмечено:

«21 ч. 30 м. значительная зыбь... Когда проходит гребень — лёд немного приподнимается и расходится, при прохождении же подошвы лёд снова сходится с характерным для сжатия скрипом; явление происходит с периодичностью, характерной для волнения 9-10 секунд...»

Литература: 11, 41, 42, 62, 77, 131.

§ 95. Вращение льдов и разлом

Разлом ледяных полей весьма часто происходит при вращении льдов, вызываемом различными факторами. Первые систематические исследования причин, создающих вращение льдов, были произведены Гаккелем и Хмызниковым во время экспедиции на л/п «Челюскин» в 1933-1934 г.

Предположим, что вдоль прямолинейного берега движутся полосы льдов, состоящие из отдельных льдин (рис. 88). Если льды очень сплочены, то может оказаться, что прибрежная полоса остаётся неподвижной, в то время как мористая полоса скользит вдоль неё. Если льдины свободны в своём движении, то в связи с трением льдин о берега, меньшей скоростью течения у берега и другими условиями, льдины у правого (по дрейфу льдов) берега будут вращаться по часовой стрелке.

Дрейф «Челюскина» в 1933-1934 г. начался 21 сентября 1933 г. у м. Ванкарем в Чукотском море (рис. 158). Судно в это время было окружено сплочённым торосистым льдом.

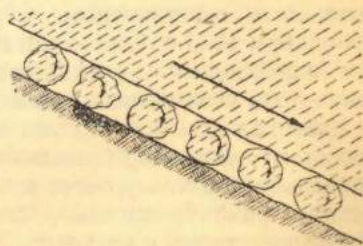


Рис. 88. Схема вращения льдов при дрейфе у прямолинейного берега.

Сначала судно при северо-западном ветре дрейфовало вдоль береговой черты на юго-восток. Постепенно, при ветре той же силы, торошение молодого льда между старыми льдами стало увеличиваться, и в то же время дрейф замедлился. По мнению Гаккеля и Хмызникова, эти явления были вызваны трением дрейфующих льдов о выступающий в море мыс Онман. По крайней мере, после прохода этого мыса дрейф ускорился.

Постепенно полосу льдов, с которой дрейфовал «Челюскин», прижимало к берегу, и 23 сентября, когда судно находилось в 7,3 мили на восток-юго-восток от острова Колючина, дрейф судна прекратился. В одной миле к северу от судна льды продолжали дрейфовать на юго-восток. На стыке неподвижных и дрейфующих льдов образовалась резкая прямолинейная кромка. Между её совершенно отвесными и отшлифованными стенками была узкая (около метра) полоса тёртого льда. Только через 12 дней ледяное поле «Челюскина» переменившимся ветром оторвало от припая, и дрейф на юго-восток возобновился.

28 и 29 октября 1933 г., когда «Челюскин» находился у мыса Сердце-Камень, курс судна за двое суток изменился по часовой стрелке на 165° . Это было наиболее сильное (угловая скорость доходила до 10° в час) вращение льдов за всё время дрейфа. Гаккель и Хмызников отмечают, что это вращение было явно не ветрового характера, так как ветры были устойчивые, северо-западного направления. Вызывалось вращение сопротивлением, оказываемым дрейфу льдов мысом Юкагир.

По мере удаления «Челюскина» от берега вращение льдов вызывалось другими причинами, также проанализированными Гаккелем и Хмызниковым.

С утра 5 ноября и до утра 6 ноября 1933 г. вращение ледяного поля «Челюскина» при устойчивом шестибальном восточном ветре происходило по часовой стрелке, что объяснялось влиянием берегового припая. В дальнейшем ветер начал менять своё направление по часовой стрелке. В связи с этим ледяное поле начало вращаться против часовой стрелки, т. е. в обратном направлении. Подобные явления наблюдались и в других случаях, и Гаккель и Хмызников объясняют их следующим образом.

Было подмечено, что соответствующий дрейф льдов в большинстве случаев на несколько часов опережает вызывающий его ветер.

В связи с запаздыванием ветра наблюдатель, находящийся, например, на одном конце до того неподвижного ледяного поля, отмечает дрейф, начавшийся ещё при штиле. Ветер, начавшийся на противоположном наблюдателю конце поля, уже привёл лёд в движение, но пока ветер дойдёт до наблюдателя, пройдёт некоторое время. Если направление ветра на противоположном конце поля изменится, то кроме поступательного движения, обычного при установившемся ветре, ледяное поле начнёт вращаться, так как разные концы поля будут подвергаться влиянию ветров разного направления.

Из этих простых рассуждений не трудно видеть, что при устойчивых ветрах ледяные поля двигаются только поступательно, а при изменении ветра начинают вращаться в направлении, обратном изменению ветра¹.

12 ноября 1933 г. благодаря соответствующим ветрам западная часть ледяного поля «Челюскина» уже вышла за западную границу течения из Берингова пролива. В результате совокупного влияния ветра и течения угловая скорость ледяного поля достигла 4° в час против часовой стрелки. Таким образом, по Гаккелю и Хмызникову, усиление вращения льдов 12 ноября 1933 г. было вызвано тем обстоятельством, что разные концы одного и того же ледяного поля попали в области с различными скоростями морских течений.

Вращение льдов, с которыми дрейфовал «Челюскин», продолжалось достаточно интенсивно до конца ноября 1933 г., когда «Челюскин» находился уже по крайней мере в 60 милях от берега.

Уменьшение скорости вращения льдов, начавшееся с конца ноября 1933 г., Гаккель и Хмызников объясняют тем, что к этому времени в Чукотском море установился зимний режим — море заполнилось льдами настолько, что всякое передвижение льдов стало затруднено.

¹ См. также § 138.

Понятно, что при вращении ледяных полей относительно друг друга неизбежны их столкновения, сопровождающиеся торошением и разломом. Такие явления наблюдались вплоть до гибели «Челюскина», последовавшей в результате образования трещин и торосов, вызванного шестибалльным ветром.

В 13 ч. 20 м. 13 февраля 1934 г. дрейф льдов, в которые был вморожен «Челюскин», внезапно прекратился. Вслед за этим трещина у форштевня корабля, образовавшаяся ещё 7 февраля, начала расходиться. Тогда часть льдов, находившаяся к северо-западу от судна, пришла в движение, таща за собой судно вдоль кромки неподвижного льда по юго-восточную сторону корабля. Лёд по бортам «Челюскина» стал тороситься: с правого борта обломки уходили под корпус, с левого выпирались вверх.

В 13 ч. 30 м. «Челюскин» упёрся кормою в цельное, не тронутое предыдущими сжатиями поле. Как только судно остановилось, его левый борт был разорван продолжавшими дрейфовать наветренными льдами.

В 14 ч. 30 м. сильным нажимом льдов кораблю были нанесены ещё более сильные повреждения, и в 16 ч. 13 февраля 1934 г. корабль затонул.

Участники экспедиции на «Челюскине» после гибели корабля перешли на лёд и здесь, в так называемом «лагере Шмидта», пробыли до 13 апреля 1934 г. В этот день последние участники экспедиции были сняты со льда самолётами.

Во время пребывания на льдине Гаккель и Хмызников продолжали свои интересные и первые в этом отношении наблюдения. Льды продолжали дрейфовать, повинувшись ветрам и течениям, вращаться, торошиться и раскалываться. На рис. 89 показан план лагеря Шмидта на 8 марта 1934 г. На плане видны образовавшиеся за время существования лагеря трещины и сдвиги частей ледяного поля—одной относительно другой.

Ледяное поле станции «Северный полюс» во время дрейфа от Северного полюса до Гренландского моря почти не испытывало вращения относительно меридиана. Льды, с которыми дрейфовал «Седов», также в общем двигались весьма спокойно. Резкие повороты судно испытывало только при резких изменениях направления ветра, сопровождавшихся также резким изменением направления дрейфа с одновременным образованием трещин и разводий и торошением.

Так, 12 ноября 1938 г. на «Седове» отмечено, что после юго-восточного ветра силой 7-8 баллов, дувшего в течение двух суток и сменившегося сильным юго-западным ветром, льды пришли в необычайное движение. В 50-70 м от судна прошла трещина и на глазах разошлась до 10-15 м. С правого борта образовалась полынья размером $100 \times 150 \text{ м}^2$.

Одновременно во всех направлениях образовались торосы. Курс судна очень быстро изменился со 100° до 75° , а затем возвратился к 87° .

Таким образом вращение неизбежно при столкновениях ледяных полей и льдин, имеющих некоторую свободу движений относительно друг друга. Попадая в различные по скорости и направлению струи морских течений или подчиняясь ветру, действующему по-разному на различные по размерам и по форме льдины, ледяные поля начинают сталкиваться и вращаться. В результате последнего их острые углы

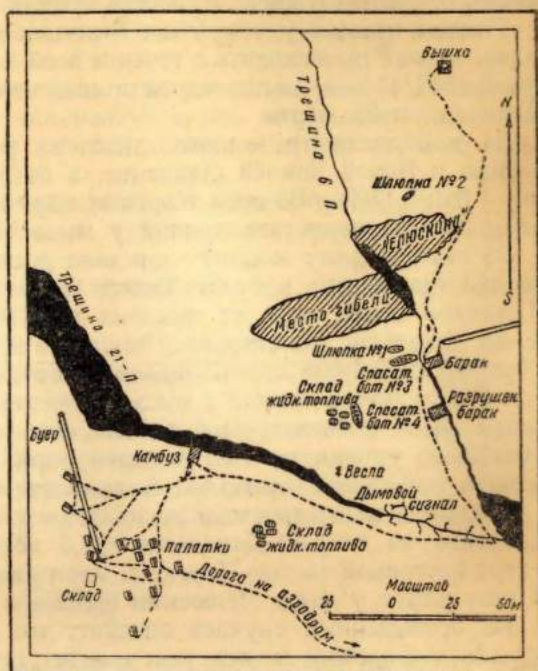


Рис. 89. План «лагеря Шмидта» на 8 марта 1934 г.

постепенно обламываются и стираются и льдины принимают, если на них смотреть сверху, характерную однообразную овальную форму. Только льдины, недавно отколовшиеся от ледяных полей, и ледяные поля, расколовшиеся на части, которые из-за сплочённости льдов не могут разойтись, сохраняют свои начальные угловатые очертания. Этот процесс особенно характерен для тёплых льдов, т. е. для весны и лета.

Литература: 38, 72, 77.

§ 96. Разлом припая

Разлом ледяных полей открытого моря, как мы видели, происходит в результате действия ветра, течений и волнения. Разлом припая происходит в результате тех же факторов. Естественно, что надо различать разлом припая у побережий, открытых к морю, и разлом припая в закрытых бухтах и узких проливах.

Разлом припая у открытых берегов, даже при наличии в море сплошных льдов, может происходить в течение всей зимы. Так, например, у мыса Челюскин зимой 1942/43 г. до конца марта припай взламывался четыре раза: 5 и 24 ноября, 27 января и 25 марта.

24 ноября центр мощного циклона располагался между Землёй Франца-Иосифа и Новой Землёй (давление: в бухте Тихой 981,6 мб, на мысе Челюскин 1 010,7 мб). Во всём Карском море юго-западный шторм достигал силы 8 баллов. В результате припай у мыса Челюскин был взломан.

26 января центр мощного циклона располагался к северу от Земли Франца-Иосифа (давление: в бухте Тихой 980,9 мб, на мысе Челюскин 1 010,2 мб). 27 января центр того же циклона переместился на северную часть Северной Земли (давление: на острове Домашнем 984,5 мб, на мысе Челюскин 1 000,6 мб, в бухте Тикси 1 035 мб). Штормовой юго-западный ветер достиг силы 8-9 баллов. В результате припай у мыса Челюскин взломало. Далее, 28 января в бухте Тикси было отмечено необычайное, очевидно связанное с отмеченным штормом повышение уровня на 1,25 м выше нормального. При этом несколько мелких барж и небольших причалов было повреждено.

25 марта центр циклона располагался к северо-востоку от Северной Земли (давление: на острове Домашнем 992,6 мб, на мысе Челюскин 1 000,3 мб). Над северо-восточной частью Карского моря юго-западный шторм силой до 8 баллов. В результате у мыса Челюскин взломало припай толщиной 73-78 см.

Из приведённых случаев следует, что взлом прочного припая у открытых морских побережий может при соответствующих метеорологических условиях происходить в любое время зимы, несмотря на большую мощность пловучих льдов и припая.

Я считаю, что все эти явления происходят не потому, что в результате штормов создаются какие-либо волны в самом ледяном покрове. Волны создаются в водных массах под льдом, и в соответствии с формой и скоростью распространения этих «водных» волн изгибается ледяной покров, представляющий собой только тонкую, отчасти пластичную и отчасти хрупкую пленку, которая в некоторых местах изгибается по форме водной волны, а в других взламывается.

Наиболее интересны, конечно, явления во время шторма 26-28 января 1943 г., когда последовательно сначала взломало припай у мыса Челюскин, а затем громадная волна докатилась до бухты Тикси, несмотря на то, что в это время года все море Лаптевых было покрыто сплошными 9-10-балльными льдами толщиной, значительно большей метра. Эта волна удивительно напоминает явление, называемое рыбаками немецкого побережья Балтийского моря «зесбаром».

Здесь иногда неожиданно на поверхности спокойного моря появляется вал высотой 1-2 м, сопровождаемый в отдельных случаях более мелкими волнами. Этот вал, подойдя к берегу, обрушивается на него пеной и брызгами. Как показали специальные исследования, зесбар вызывается резким изменением давления атмосферы иногда в очень отдалённых районах Балтийского моря. Известно также, что морская зыбь, образующаяся в результате штормов, может пробегать громадные расстояния. Так, например, 1 марта 1886 г.

у острова Вознесения была отмечена необыкновенная зыбь длиной 400 м, периодом 16 сек. и скоростью распространения 25 м/сек. Возникла эта зыбь 25 февраля в районе около 40° с. ш. и 55° з. д. и за 100 часов пробежала около 3 640 миль.

Понятно, что ледяной покров смягчает эти явления и необходимо сочетание многих условий, чтобы они проявились достаточно ярко. Наблюдения в этом отношении, за исключением перечисленных, мне неизвестны, и выводы делать нельзя.

Л и т е р а т у р а: 62, 77.

§ 97. Понятие о теории торошения

Наиболее ярко динамические деформации ледяного покрова проявляются в торошении.

Процесс торошения является процессом сложным. Он может быть вызван различными факторами и проходит по-разному во льдах различной прочности и толщины. В силу этого подвести теоретическую базу под процессы торошения трудно и дальнейшее надо рассматривать лишь как первую попытку в этом отношении.

Для того чтобы упростить рассуждения, я предполагаю, что во время торошения не происходит ни таяния, ни намерзания и что лёд является абсолютно неупругим телом, другими словами, в нём создаются только остаточные деформации.

При торошении можно различить следующие главные процессы:

- 1) сплочение льдов, заключающееся в уничтожении промежутков между льдинами;
- 2) уплотнение льда, заключающееся в выжимании из льда пузырьков воздуха и рассола;
- 3) разлом и раздробление льдов на большие или меньшие обломки;
- 4) торосообразование, заключающееся в надвигании обломков льда на лёд и в набивании обломков под лёд.

Рассмотрим сначала торошение, создаваемое движением ледяных полей, независимо от того, какими причинами это движение вызвано.

Предположим, что мы имеем два ледяных поля,двигающихся в одном направлении с разными скоростями. После столкновения соединённые поля будут двигаться с общей скоростью, равной

$$v = \frac{m_1 v_1 + m_2 v_2}{m_1 + m_2}, \quad (1)$$

где m — масса ледяного поля.

Кинетическая энергия соединённых вместе ледяных полей после их столкновения согласно формуле (1) будет равна

$$E = \frac{mv^2}{2} = \frac{m_1 + m_2}{2} \left(\frac{m_1 v_1 + m_2 v_2}{m_1 + m_2} \right)^2. \quad (2)$$

Но до столкновения энергия первого поля была равна

$$E_1 = \frac{m_1 v_1^2}{2}$$

и второго

$$E_2 = \frac{m_2 v_2^2}{2}.$$

Следовательно, сумма энергий полей была равна

$$E_1 + E_2 = \frac{m_1 v_1^2 + m_2 v_2^2}{2}. \quad (3)$$

Вычитая формулу (2) из формулы (3), получаем потерю кинетической энергии на работу деформации столкнувшихся ледяных полей, а именно:

$$\Delta E = \frac{m_1 m_2}{m_1 + m_2} \frac{(v_1 - v_2)^2}{2}. \quad (4)$$

Очевидно, что если второе поле неподвижно, то

$$\Delta E = \frac{m_1 m_2}{m_1 + m_2} \frac{v_1^2}{2} = \frac{E_1}{1 + \frac{m_1}{m_2}}, \quad (5)$$

где E_1 — энергия первого поля.

Если масса второго поля неизмеримо велика по сравнению с массой первого поля, то из формулы (5) вытекает, что вся энергия первого поля идёт на деформацию.

Предположим теперь, что на прямолинейный отвесный берег (рис. 90) перпендикулярно линии берега надвинулось одной из своих сторон прямоугольное ледяное поле.

Его энергия до упора в берег была равна

$$E = \frac{mv^2}{2} = hlb\delta_i \frac{v^2}{2}, \quad (6)$$

где h — толщина ледяного поля,
 l — длина ледяного поля,
 b — ширина ледяного поля,
 δ_i — плотность льда.

Как мы видели, потеря кинетической энергии выразится в уплотнении, раздроблении и торосообразовании. В последнем процессе часть обломков льда надвигается на лёд, а часть загоняется под лёд, и таким образом кинетическая энергия превращается в потенциальную.

Надо отметить, что кинетическая энергия, создающая деформации ледяного поля, не одинакова во всех точках ледяного поля. У внешней кромки (рис. 90) ледяного поля она равна нулю; в точке a , находящейся на некотором расстоянии от берега, она равна

$$E_x = h(l-x)b\delta_i \frac{v^2}{2}. \quad (7)$$

Наконец, у самого берега кинетическая энергия определяется выражением (6).

Таким образом, кинетическая энергия, создающая деформации, возрастает по направлению от мористого края ледяного поля к берегу. Понятно, что работа, которая может быть произведена за счёт потери энергии частями ледяного поля, отстоящими более чем на расстояние x от берега, может оказаться достаточной лишь для некоторого уплотнения льда, но не для его раздробления.

В точке, расположенной от берега на некотором расстоянии, меньшем x , кинетическая энергия левой части поля может оказаться достаточной и для уплотнения и для раздробления льда, но недостаточной для торосообразования, и только, начиная с расстояния от берега, значительно меньшего x , кинетической энергии достаточно для всех трёх процессов: уплотнения, раздробления и торосообразования.

На рис. 90 показаны надводная и подводная части тороса, полоса раздробленных льдов, полоса льдов уплотнённых, а также сдвиг за время торошения края ледяного поля по направлению к берегу.

Из предположения, что при торошении объём льда не меняется, понятно, вытекает, что объём надлédной (V_h) и подлédной (V_z) частей тороса в точности равен объёму, на который сократилось ледяное поле при торошении, т. е.

$$V_h + V_z = ha\Delta l. \quad (8)$$

Естественно, что в рассматриваемом случае наибольшей высоты и глубины торос достигает у самого берега. Мористее высота тороса убывает таким образом,

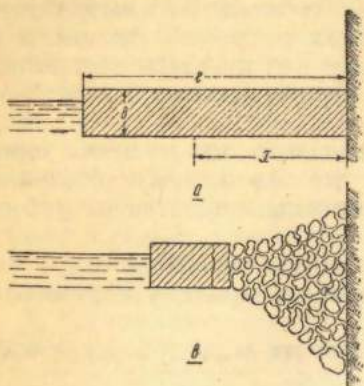


Рис. 90. Торошение у отвесного берега.

что над водой и под водой образуются естественные скаты, характерные для обломков льда данной величины.

Если ледяное поле надвигается не на отвесный, а на отмельный берег, то в зависимости от местных условий торошения в полном смысле этого слова может и не произойти. Вся кинетическая энергия в таком случае может растратиться на уплотнение, на разлом, на трение нижней поверхности ледяного поля с берегом и на надвиг края ледяного поля на берег.

Если ледяное поле надвигается на припай, то процесс проходит по тем же законам, что и в случае надвигания на берег, с той разницей, что уплотнение, раздробление и торосообразование распространяются и на мористую кромку припая. Отсюда следует, что при прочих равных условиях размеры тороса, образующегося при столкновении ледяного поля с припаем, больше по площади и меньше по высоте, чем при надвигании ледяного поля на крутой берег.

При ровных ледяных полях — тонких и ещё достаточно пластичных — торошение может вылиться только в некотором их уплотнении и в надвигании кромок ледяных полей друг на друга без всякого предварительного разлома. Такие случаи особенно часто наблюдаются среди молодых ниласовых льдов.

Возвращаясь к случаю ледяного поля, надвигающегося на отвесный берег, мы видим, что потеря энергии при этом равна всей кинетической энергии ледяного поля, или

$$\Delta E = \frac{mv^2}{2}.$$

Из формулы следует, что при одной и той же прочности один и тот же эффект может быть достигнут или увеличением скорости, или увеличением массы ледяного поля. Наибольшая скорость дрейфа наблюдается тогда, когда ледяные поля, отжатые от берега соответствующими ветрами, при перемене направления ветра на обратное гонятся по чистой воде на берег. Однако массы ледяных полей бывают настолько велики, что даже при самых малых скоростях ледяных полей происходит грандиозное торосообразование.

Как мы видели, размеры торошения определяются потерей кинетической энергии. Выделив три основных процесса торошения, получаем

$$\Delta E = \Delta E_1 + \Delta E_2 + \Delta E_3, \quad (9)$$

где ΔE_1 — потеря энергии на уплотнение,

ΔE_2 — потеря энергии на раздробление,

ΔE_3 — потеря энергии на торосообразование.

Можно предположить, что потеря энергии на уплотнение льда незначительна по сравнению с другими потерями. Энергия, затрачиваемая на раздробление, тем больше, чем толще и прочнее лёд. Энергия, затрачиваемая на торосообразование, тем больше, чем больше по размерам торос, или, другими словами, чем больше уменьшение длины и чем больше толщина ледяного поля.

Прочность льда в сильнейшей степени зависит от его температуры. Отсюда следует, что на раздробление тёплых льдов тратится значительно меньше энергии, чем на раздробление холодных льдов того же объёма.

Что касается размеров торосообразования, то мы видели, что

$$bh\Delta l = V_h + V_z = \frac{b}{2} (H_h a_1 + H_z a_2), \quad (10)$$

где V_h — объём надледной части тороса,

V_z — объём подледной части тороса,

Δl — уменьшение длины ледяного поля,

H_h — высота надводной части тороса над верхней поверхностью ледяного поля,

a_1 — протяжение надводной части тороса от берега,

H_z — глубина подводной части тороса под нижней поверхностью ледяного поля,

a_2 — протяжение подводной части тороса от берега.

Но если торос изостатически (см. § 103) уравновешен, то

$$a_1 = a_2 = a,$$

$$H_z = H_h \frac{\delta_i}{\delta_w - \delta_i},$$

где δ_i — плотность льда,

δ_w — плотность воды.

Из формулы (10) получаем

$$h\Delta l = \frac{a}{2} H_h \frac{\delta_w}{\delta_w - \delta_i}. \quad (11)$$

Согласно наблюдениям угол ската надледной части торосов около 30° ; в таком случае приблизительно

$$a = 2H_h,$$

$$h\Delta l = H_h^2 \frac{\delta_w}{\delta_w - \delta_i}. \quad (12)$$

Предположим, что прямоугольное ледяное поле шириной b и длиной l упёрлось своей стороной в берег. Понятно, что если ветер дует перпендикулярно берегу, то сила нажима ледяного поля на берег будет равна

$$F = kblw^2, \quad (13)$$

где w — скорость ветра,

k — коэффициент пропорциональности, зависящий от шероховатости верхней и нижней поверхностей льда и других условий.

Естественно, что на расстоянии x от внешнего края поля сжимающая данное поле сила, создаваемая движением левой части поля, будет равна

$$F_x = kbxw^2,$$

а среднее нормальное напряжение

$$\sigma_x = \frac{F_x}{bh} = k \frac{x}{h} w^2. \quad (14)$$

Понятно, что среднее напряжение будет возрастать по направлению от наветренной кромки поля к берегу и на некотором расстоянии может оказаться равным или даже большим предела пластичности сжатого ледяного поля данной толщины. В последнем случае на таком расстоянии неизбежны взламывание ледяного поля, его раздробление и последующее торшение.

Как показывают непосредственные наблюдения, торшение, создаваемое ветром среди обширных ледяных полей, по своему характеру отличается от торшения, создаваемого надвиганием ледяных полей на берег или на припай. Во втором случае торшение сосредоточивается у берега и у кромок, в первом случае торшение распределяется более или менее равномерно на всей площади охваченного торшением района. Отсюда вытекает, что и толщина всторощенных ветром льдов приблизительно одинакова во всём районе торшения.

Далее заметим, что способность создавать торшение у каждого ветра ограничивается вполне определённой толщиной льда. После достижения льдом этой «предельной» толщины ветер той же силы, дующий даже в течение больших промежутков времени, никакого нового торшения вызвать не может.

Принимая во внимание обстоятельства торшения, я считаю, что мы можем принять, что

$$\Delta l = a \frac{l}{h^2} (w - w_h)^2 T, \quad (15)$$

где Δl — уменьшение длины ледяного поля в направлении ветра,

l — длина ледяного поля в направлении ветра,

h — толщина льда,

w — скорость ветра в данный момент,
 w_h — скорость ветра, при которой лёд данной толщины торосится, или,
иначе, скорость торосящего ветра,
 T — время,
 a — коэффициент пропорциональности.

Естественно, что формула (15) пригодна только в том случае, если скорость действующего ветра больше скорости ветра, торосящего лёд данной толщины (при той же прочности).

В формуле (15) переменными являются: длина ледяного поля (постепенно уменьшающаяся), средняя толщина льда (соответственно увеличивающаяся), скорость торосящего ветра (пропорциональная толщине льда, также постепенно увеличивающаяся) и, наконец, постепенно нарастающее время.

Из формулы (15) нетрудно видеть, что уменьшение длины ледяного поля в направлении ветра, а следовательно, и размеры торосения с течением времени приближаются к нулю.

Л и т е р а т у р а: 77.

§ 98. Виды торосения

По происхождению торосение можно разделить на три вида:

- 1) термическое — самое слабое и происходящее в исключительных условиях;
- 2) приливо-отливное, вызываемое неодновременной на близком расстоянии сменой скорости и направления приливо-отливных течений;
- 3) ветровое — самое мощное, достигающее наибольшей силы при нажимных ветрах на берег или на припай¹.

По внешней форме различают также три вида торосения:

- 1) взлом, состоящий в образовании трещин и в наклоне сравнительно больших отломанных частей вплоть до вертикального положения, с относительно малым нагромождением обломков друг на друга;
- 2) раздробление столкнувшихся краёв льдин с последующим нагромождением гряд или валов, состоящих из мелких обломков;
- 3) надвигание 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 торос взлома (рис. 91), при преобладании второго — торос раздробления (рис. 92) и при преобладании третьего — набивной торос. Понятно, что размеры и тех и других торосов зависят от относительной скорости движения и массы столкнувшихся льдин.

По наблюдениям «Зари» торос раздробления характеризуется более ограниченной площадью и большей высотой при угле ската 20-30°. Среди плоских льдов торос взлома редко достигает высоты более 5-6 м, а торос раздробления 6-8 м. Высота набивных торосов обычно меньше.

Как отмечает Нансен, во время его путешествий по льдам центральной части Арктического бассейна ему только однажды довелось видеть ледяной холм высотой более 7 м. «Самые высокие глыбы, измеренные мною, а таких было много, — прибавляет Нансен, — имели высоту от 5,5 до 7 метров, и я могу положительно утверждать, что нагромождение морского льда до высоты более 8 метров представляет крайне редкое исключение».

Высота наибольшего тороса, измеренного Гаккелем и Хмызниковым в Чукотском море в районе гибели п/х «Челюскин» (68°18' с. ш., 172°50' в. д.), оказалась равной 7,2 м, считая от уровня воды.

Размеры наибольшего тороса, измеренного Бадиным 24 марта 1939 г. во время дрейфа «Седова» на 86°27',6 с. ш. и 109°00' в. д., были в метрах: высота 6,1, ширина 32 и длина 60. Остальные измеренные торосы были значительно ниже; их средняя высота была около 2,5 м.

В окраинных частях Центрального Арктического бассейна высота торосов

¹ Торосение иногда получается при уходе течения под припай, но эти случаи редки.

может быть и больше. Так, Маркхам встречал у северной оконечности Гринне левой Земли ледяные холмы высотой до 13 м.

Преимущественное образование тороса взлома или тороса раздробления зависит от физических и, главным образом, механических свойств льда.



Рис. 91. Торос взлома.

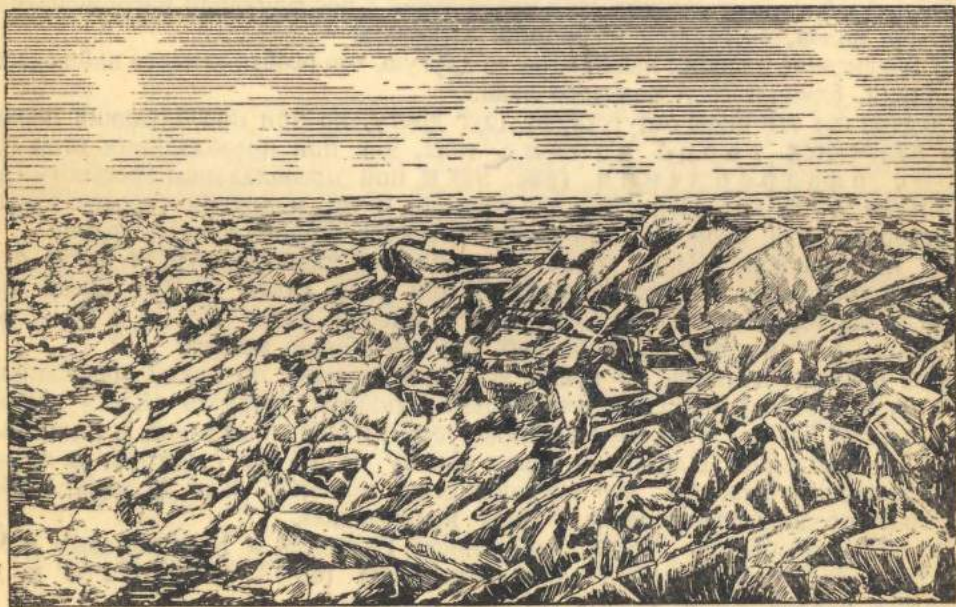


Рис. 92. Торос раздробления.

В торосах взлома отдельные куски льда иногда представляют удивительно правильные формы кубов и параллелепипедов. Такие торосы я видел, например, в северо-западной части Баренцова моря. 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 при понижении температуры в общем повышается, то торосы взлома чаще образуются летом и осенью, а торосы раздробления — зимой.

Как мы видели, наибольшее торошение вызывается ветром.

Предположим, что в некотором районе Арктического бассейна в течение нескольких дней продолжалась штилевая погода. За это время ветровой дрейф ледяных полей, вызванный предшествовавшим ветром, прекратится; отдельные трещины и разводья затишью замрут молодым льдом.

Предположим далее, что начинается ветер достаточной силы. Постепенно ледяные поля, начиная с наветра, начнут приходить в движение. Крупные ледяные поля, напирая на такие же поля под ветром, прежде чем привести последние в движение, сомнут и наторосят молодой лёд, образовавшийся между ними за время затишья. Таким образом движение постепенно передаётся новым мощным ледяным полям, которые в дальнейшем, в свою очередь, сомнут молодой лёд, расположенный между ними и следующими мощными ледяными полями. Понятно, что при столкновении крупных и мощных ледяных полей крошится не только молодой лёд между ними, но и их соприкасающиеся края.

Если смотреть сверху, то можно было бы видеть, как прерывистая полоса торошения зигзагами перебегает с наветра под ветер от одного поля к другому.

При очень резком усилении ветра торосится не только молодой лёд, но и слабые ледяные поля. В таком случае по этим полям как бы пробегает ледяной вал, напоминающий собою волну прибоя, вкатывающуюся на мелководье и рассыпающуюся брызгами и пеной.

После прохождения ледяного вала ровное до того ледяное поле представляет собою хаос вздыбленных глыб разных форм и размеров. Повидимому, мощные ледяные поля Центрального Арктического бассейна и создаются главным образом после таких торожений и после того, как различные процессы выравнивают их верхнюю и нижнюю поверхности.

Набивные торосы, хотя высота их над уровнем льдов меньше, представляются также весьма мощными. При их образовании ледяные поля очень часто даже без всякого излома как бы подсовываются друг под друга.

Представление о процессе надвигания ледяных полей друг на друга дают наблюдения «Седова» во время его дрейфа.

2 и 3 января 1938 г. в районе дрейфа «Седова» ледяные поля надвинулись друг на друга по ширине на 30-40 м. «Седов» находился при этом как раз на линии надвигания. В 16 часов 3 января слышались удары льда о днище судна; кромка соседнего поля достигла судна и проходила под ним. Через 2-3 минуты удары во лёду стали отдаваться уже по другую сторону судна. От подсова льдин ледяной покров в этом месте несколько вспучило. Торосы из мелких льдин высотой больше 2 м проходили всего в нескольких метрах от левого борта, а к корме подходили вплотную.

В результате надвигания под судном образовалась ледяная подушка толщиной не менее 2 м. Во время торожения судно получило крен на левый борт 5-7°.

Гордеев иллюстрирует происшедшее схемой (рис. 93), из которой видно, что ледяные поля уходили под соседние поля у левого борта слева направо, а по корме — справа налево.

Толщина льдов, подбитых под «Седова», в течение зимы постепенно увеличивалась, и когда 24 июня 1938 г. водолазы опустились под корму, чтобы осмотреть повреждения руля «Седова», причинённые сжатиями в январе, то оказалось, что толщина подсовов превышает 10 м.

Кроме торожения, следствием движения, разломов и последующих столкновений льдин в зимнее время является образование уступов.

Мы уже знаем, что в открытом море центрами нового льдообразования являются старые льдины. Естественно, что через некоторое время при тихой погоде около каждой старой льдины будет расположен ровный молодой лёд, опоясанный полосой блинчатого льда, в свою очередь опоясанного полосой

ледяного сала. Когда распространяющиеся от двух соседних льдин новые ледяные образования сойдутся, обе льдины окажутся соединёнными сплошным ледяным покровом, толщина которого будет максимальной в непосредственной близости к старым льдинам и минимальной — приблизительно посредине между ними.

Если в течение зимы те или иные разламывающие усилия окажутся достаточными, чтобы разломать сплошной ледяной покров, то естественно, что этот разлом пойдёт по линиям наименьшего сопротивления, каковыми, по сказан-

ному выше, являются линии, равноотстоящие от вмёрзших в молодой лёд старых льдин. При последующих столкновениях разорванных ледяных полей вдоль линий разрыва создадутся торосы, но если оторванные части, разойдясь, останутся на некоторое время в покое, то между ними опять начнётся льдообразование, подобное описанному выше.

В конечном итоге около линии разлома образуется характерный уступ. По наблюдениям «Зари» очень часто среди старого льда встречались уступы, составлявшие две или даже три системы трещин.

Литература: 11, 38, 41, 42, 62, 77, 88, 107, 133, 134, 164, 171.

§ 99. Прибрежные торосы

Наибольших размеров торосение достигает при нажиме льдов на берег или на неподвижные льды, в особенности если между наступающими льдами и берегом в начальный момент было достаточно чистой воды для того, чтобы льды приобрели соответствующий разгон.

Морозов приводит следующие характерные для Белого моря случаи.

В декабре 1915 г. несколько севернее устья реки Поной при шторме с востока два парохода были прижаты к 8-метровому береговому припаю. При дальнейшем напоре льды нагромодились на 2-4 м выше наветренных бортов, подбились под суда до дна, образовав после смерзания плотную торосистую массу толщиной до 14 м. Суда при этом нажиме льдов были приподняты вверх на 1 м.

Затем все это торосистое поле было оторвано от берега и носилось по морю вместе с судами, которые никак не могли освободиться от этого поля, и в конце концов команды этих судов вынуждены были перебраться на третий пароход.

В том же году, 30 ноября, пароход ледокольного типа «Айсланд» на пути в Сорокскую бухту, в 24 верстах от селения Сорока, был зажат льдами при юго-юго-восточном ветре силой 6 баллов. У левого борта образовались торосы высотой до палубы, и лёд подбил судно, которое оказалось полностью на

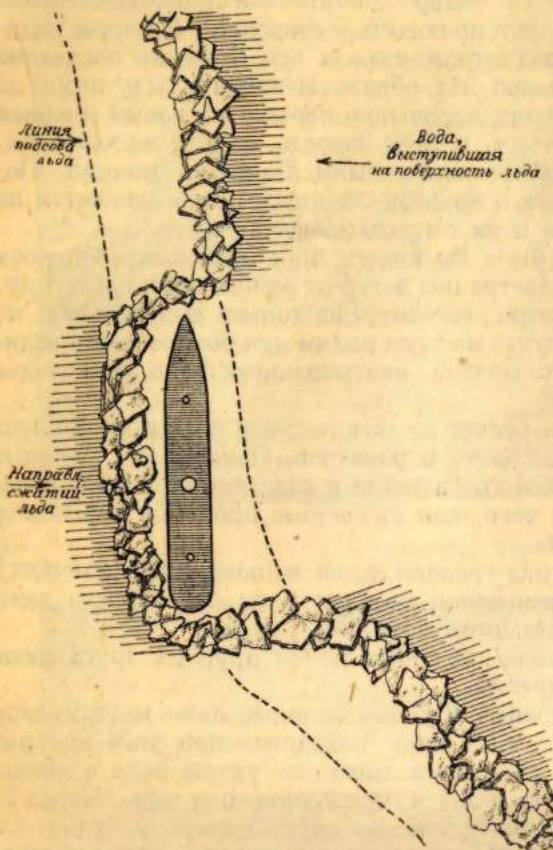


Рис. 93. Схема торосения льда у «Седова»
2 и 3 января 1938 г.

льду. Для того чтобы спустить судно на воду, пришлось взрывами динамита делать во льду канал, по которому в конце концов и удалось стянуть судно, да и то боком.

Островский приводит для Белого моря следующий случай.

5 января 1888 г., рано утром, на село Кашкаранцы, расположенное у самого моря на южном берегу Кольского полуострова, направились льды. Низменный берег не представлял для них препятствия, и к 8 часам утра, когда нажим кончился, весь посёлок был срезан точно бритвой. На берегу осталась полоса льда длиной около 1 км и шириной 60 м. При этом отдельные нагромождения достигали 16 м высоты.

При нажиме льдов на припай образуется прибрежный торос, окаймляющий мористую кромку припая. После образования прибрежного тороса пловучие льды, его образовавшие, может ветрами отогнать в море, и в зимнее время от прибрежного тороса начинает тогда распространяться в море вновь образующийся припай, до тех пор, пока пригнанные вновь пловучие льды своим нажимом не вызовут образования нового тороса. Таким образом создаётся несколько рядов почти параллельных друг другу прибрежных торосов. 10 апреля 1944 г. у м. Шмидта при ширине припая около 9 км было насчитано 9 гряд прибрежных торосов высотой до 7 м. Одновременно у острова Колочин высота торосов доходила до 15 м.

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 достигает 1,5 - 2 м, но вследствие густоты надвигов он труднопроходим санями. Кроме того, иногда различают ещё прибрежный волноприбойный торос, состоящий из мелкораздроблённых, обмытых и окатанных водой льдин диаметром около 0,5 м 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 м¹.

Роль припая в Центральном Арктическом бассейне играют мощные припояльные льды, окаймлённые, как мы видели, с юга поясом торошения.

Особенно мощные многолетние торосообразования встречаются в области пака у северных берегов Гренландии и Земли Элзмира. В противоположность остальной области пака, состоящей из сравнительно ровных ледяных полей, здесь тянутся гряды очень востороженного льда, преграждающего широкой прибрежной полосой так называемый «американский» путь к Северному полюсу. Эти льды, как уже указывалось, получили от Нерса несколько неправильное название палеокристических. Отдельные флоберги, вкрапленные в этот лёд, достигают до 10 м высоты и по своему виду настолько похожи на айсберги, что даже такой опытный полярный исследователь, как Пирри, ошибался в их определении².

Большие размеры после вскрытия моря принимает торошение в области развитого припая, где преобладают сравнительно слабые ледяные поля.

Уже вскоре после вскрытия моря такие поля приходят в движение и перемещаются 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 все больше становится амплитуда передвижения 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.

¹ Характерный волноприбойный торос образуется на наветренной кромке. Волнение, двигая куски льда, укладывает их плотно один к другому. Такой лёд, как это заметил Макаров, по виду лёгок, но очень тяжёл для прохождения ледоколом.

² Как мне сообщил Либин, во время полёта самолёта Н-169 в марте 1941 г. около 75° с. ш. и между 160 и 165° в. д. было видно несколько ледяных нагромождений, по форме и величине походивших на айсберги.

Особенно значительные размеры принимает летнее торошение при напоре льдов под влиянием ветра или течения на берега. Если берег приглуб, то напор сказывается в образовании прибрежного тороса; если берег отмелый, то при напоре льдов на прибрежных отмелях и банках образуются летние стамухи, грандиозные по размерам и состоящие из монолитов льда толщиной в метр и более, но менее прочные, чем осенние образования.

На самом берегу напор больших масс льда 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 отмелых берегах при движении льдов по грунту и берегу как бы вспахивает их и вызывает образование берегового вала, напоминающего морены и состоящего из неотсортированного прибрежного и берегового материала, в противоположность отсортированным береговым валам, образованным прибоем¹.



Рис. 94. Ледяные валуны на берегу.

У берегов пловучие льдины нередко попадают в полосу прибоя и здесь, частью окатанные и округлённые, выбрасываются на берег и, частью, ударяясь о дно, распадаются на большое число мелких обломков. Эти обломки, быстро окатываясь, принимают вид ледяных валунов размерами от нескольких сантиметров до метра и более (рис. 94). На берегу при этом образуются настоящие волноприбойные валы, состоящие из ледяной гальки и совершенно подобные волноприбойным валам на берегу моря из измельчённых горных 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 морем угловатых обломков, на что при другом материале требуются большие промежутки времени².

Л и т е р а т у р а : 62, 77, 101, 105, 110, 133, 134, 171.

¹ Кроме обломков льда, выбрасываемых при торошении на берег, эти обломки у самого берега иногда забивают море до самого дна, образуя при этом так называемые забои. На Белом море забои достигают 10-метровой толщины.

² При землетрясении 1923 г. на Камчатке морской лёд волной был выброшен на 5 км от береговой черты и вспахал тундру.

Всякое ледяное образование, приткнувшееся к мели, иногда называют стамухой. Это не совсем правильно. Стамуха состоит из льда морского происхождения, и её внешние формы резко отличают её от стоящего на мели айсберга (рис. 95).

Стамухи в мелководных районах арктических морей, как мы видели, играют роль прибрежных островов.

Образовавшиеся в результате торошения стамухи располагаются по изобатам, соответствующим их осадке, и окаймляют со всех сторон острова, подводные отмели и побережье¹. 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 лёд обычно неторосистый, ровный.



Рис. 95. Стамуха.

Рубежом распространения стамух в Восточносибирском море является 20-метровая изобата, протянувшаяся от Чаунской губы приблизительно в направлении к Новосибирским островам, и гряды торосов, по наблюдениям Гордиенко с самолёта, протянуты полосой приблизительно по этой изобате.

Стамухи в общем являются очень устойчивыми—и в арктических морях обычно многолетними—формами. Они вытянуты перпендикулярно напору и более круты к берегу. Как всякий торос, стамухи состоят из нагромождения обломков разных размеров и форм. В течение лета, когда окружающие менее мощные льды вскрываются и переходят в класс пловучих льдов, стамуха обычно остаётся на месте. Талая вода, стекая вниз и замерзая при соприкосновении с внутренними холодными частями стамухи, спаивает их в одно целое. Ту же роль играют

¹ Так, например, летчики Котов и Морозов 29 марта 1942 г. в Воронке Белого моря наблюдали стамухи, окаймляющие цепочками кошки, расположенные к северу от острова Моржовец. Высота стамух доходила до 7-8 м.

В Мезенском заливе к юго-востоку от острова Моржовца к концу зимы также накапливается много стамух, причём некоторые из них на полной воде снимаются с мели, а на малой воде опять садятся на грунт.

Стамухи, сидящие на мелях Воронки Белого моря, стесняя живое сечение русел, создают в проходах между ними очень сильное течение, размывающее мели и изменяющее их очертания и положение.

массы воды, забрасываемые на стамуху волнением. Солнце и волна разрушают стамуху, но это касается главным образом её 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 её внешняя форма принимает округлые очертания, и стамуха напоминает настоящий ледяной остров.

Осенью — с началом льдообразования и движения льдов — стамуха становится центром торошения и нагромождает на себя массу обломков, что придаёт ей её 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 мыса Вашингтон к северу от Гренландии наблюдал стамухи высотой до 40 м. Симсон 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 торошений высота стамухи с течением времени увеличивается. Если для ровных ледяных полей отношение высот подводных и надводных частей около 5, у флорбергов, несяков и глыб, вследствие обычно более разрушенной надводной части около 4, то у стамух оно обычно около 2, а нередко доходит до 1 и менее.

Л и т е р а т у р а: 62, 77, 88, 171.

§ 101. Строение торосов

Только что образовавшиеся торосы представляют довольно непрочные соединения, легко распадающиеся на части, например, если сжатие, вызвавшее торошение, сменяется разрежением. Это особенно относится к летнему торошению. Зимой льды в точках соприкосновения при сжатиях слегка оплавляются, и, как только сжатие ослабевает, талая вода замерзает и спаивает места соприкосновения.

Но в течение зимы торос становится всё прочнее и прочнее. Выпадающий снег заполняет трещины и проходы тороса; обломки льдов, образующие торос, под собственной тяжестью оседают и уплотняются. Вместе с переменами температуры начинаются внутренние деформации отдельных кусков льда, увеличивающие их прочность. Таким образом зимние торосы крепче летних, и старые торосы крепче молодых.

Обычно к концу полярного лета ровный однолетний лёд 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 к началу льдообразования они 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 ещё больше утолщаются и уплотняются. Только в редких случаях они разбиваются на отдельности, в большинстве же случаев они представляют собой начало многолетних набивных полей. Выносимые течениями из окраинных морей в Центральный Арктический бассейн, они в дальнейшем входят составной частью в паковые льды. В окраинных морях Арктического бассейна котлы разрушаются летом только в исключительные годы. В северной части Баренцова и Карского морей не редкость встретить котлы 2-3-летнего возраста. В Чукотском море почти ежегодно можно встретить обломки многолетних льдов высотой 4-5 м, осадка которых 10-12 м. Ледяные поля, состоящие из молодого льда с вкрапленными в них несяками, гораздо менее прочны: и в течение зимы они неоднократно разламываются по линии наименьшего сопротивления, каковыми в большинстве случаев являются термические трещины и линии спайки.

Как мы видели, формы торосов раздробления, взлома и надвигания весьма разнообразны.

Торосы надвигания состоят из наиболее крупных ледяных плит, и естественно, что угол ската и высота у них наименьшие. Торосы взлома состоят из крупных обломков иногда очень правильной формы. Торосы раздробления состоят из мелких обломков. Их высота и угол ската являются наибольшими. Эти торосы наиболее правильны по форме.

На рис. 96 показана схема строения тороса (по Бурке). В каждом торосе он различает сердцевину, ропаки и подсовы.

При самом образовании лёд в средней части тороса, по Бурке, подвергается наибольшему сжатию с боков, а также сверху (тяжесть обломков) и снизу (архимедовы силы). В результате после смерзания под давлением средняя часть тороса превращается в относительно округлой формы льдину, достигающую иногда больших размеров. Такие округлые льдины хорошо заметны среди других видов в период таяния, когда более слабые части тороса уже распались. По беломорской терминологии ропаками называются надводные, а подсовами — подводные части торосов.



Рис. 96. Схема строения тороса по Бурке.

По наблюдениям «Зари», как уже упоминалось, угол ската торосов раздробления около $20-30^\circ$. У тороса, измеренного 24 марта 1939 г. во время дрейфа «Седова», средний угол ската был около 20° .

Предположим, как это делал Макаров, что в начальный момент надледная и подледная части торосов представляют собою равнобедренные призмы с характерным для данного тороса углом ската, одинаковым как для надводной, так и для подводной частей тороса.

Вес призмы надледной части такого тороса равен

$$P = \frac{1}{2} k h a b \delta_i = k h^2 b \delta_i \operatorname{ctg} \alpha, \quad (1)$$

где P — вес призмы,

h — высота тороса,

a — ширина тороса,

b — длина призмы,

k — часть объёма призмы, заполненная льдом, или коэффициент заполнения тороса,

α — угол ската,

δ_i — плотность льда.

Этот вес для равновесия должен быть равен пловучести соответствующей призмы подледной части тороса с тем же углом ската, другими словами, должно существовать тождество

$$P = k b \delta_i h^2 \operatorname{ctg} \alpha = k b (\delta_w - \delta_i) z^2 \operatorname{ctg} \alpha.$$

Тождество это получено в предположении, что в подледной части тороса льдом заполнена такая же часть её объёма, как и в надледной части.

Сокращая, получаем

$$h^2 \delta_i = z^2 (\delta_w - \delta_i)$$

или

$$z = h \sqrt{\frac{\delta_i}{\delta_w - \delta_i}}. \quad (2)$$

Из формулы (2) следует, что соотношение между высотой надледной и подледной частей тороса при одном и том же угле ската не зависит от угла ската.

Подставляя в формулу (2) вероятные значения, а именно: $\delta_w = 1,02$ и $\delta_i = 0,90$, получаем

$$z = 2,75 h.$$

На рис. 97 показана схема тороса по Макарову (рассчитанная для угла ската в 45° , что надо считать преувеличенным). Из рисунка, так же как из формулы (2), видно, что при одинаковом угле ската основания надлёдной и подлёдной частей тороса не равны друг другу. Поэтому сплошной лёд, подстилающий надлёдную часть тороса, в центре нагромождения будет испытывать давление вниз, а по бокам — вверх.

«Поэтому,—добавляет Макаров,—поверхность льда примет выгнутую форму, что и наблюдал Нансен».

«Когда начинается таяние, то во впадинах у тороса скопляется вода. Наибольшей глубины торос, вероятно, достигает в момент своего образования, но затем лёд начинает разравниваться. Вайпрехт свидетельствует, что иногда, при полном спокойствии льда сверху, слышно его перемещение снизу. Это происхо-

дит, вероятно, вследствие движения воды под ледяным полем. Разность движения ледяного поля и воды, на которой оно лежит, т. е. течение воды, есть та сила, которая разравнивает нижние глыбы льда».

На том же рис. 97 показана, по Макарову, схема выровненного снизу тороса. Это выравнивание, понятно, усиливается тем, что низкая температура обломков льда, набитых под лёд во время торосения, постепенно под влиянием температуры прилегающих слоёв воды повышается, и благодаря этому подлёдная часть всякого тороса представляется непрочным образованием.

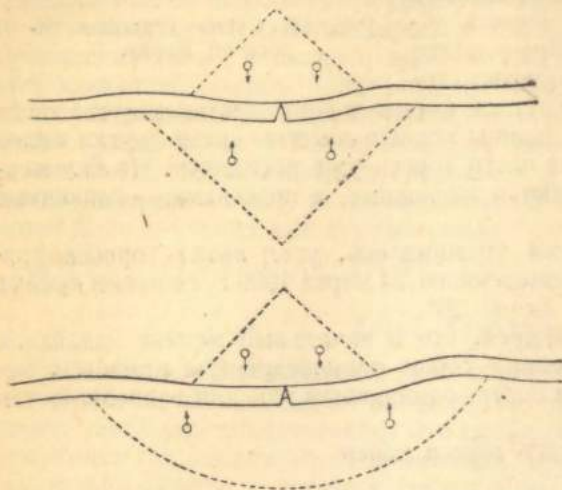


Рис. 97. Схема полярного тороса по Макарову.

Определений внутренней структуры торосов сделано очень мало. Поэтому большой интерес представляют наблюдения, произведённые Макаровым во время плавания «Ермака» в 1899 г. в районе к северу от Шпицбергена.

Лёд в этом районе состоял главным образом из льдин двух размеров по толщине: 2-метровых и 1,4-метровых. Первыми было занято около 70% видимой площади, вторыми — около 25%. На долю полыней и трещин приходилось около 5%. Из льдин тех же размеров состояли и торосы. Так, наибольший из измеренных торосов был сложен из 2-метровых льдин и высота его над поверхностью льда была около $4\frac{1}{4}$ м.

При измерении толщины льда бурением с помощью парового бура неизменно оказывалось, что лёд состоит из нескольких слоёв, отделённых друг от друга прослойками воды. Ниже приводятся результаты одного из таких измерений, сделанных 7 августа 1899 г. на $80^\circ 44'$ с. ш. и $9^\circ 05'$ в. д.

Снег	8 см
Лёд	328 »
Вода	60 »
Лёд	90 »
Вода	60 »
Лёд	20 »
Общая толщина	658 см ¹ .

Макаров подчеркивает, что при работе паровым буром нельзя отличить слой от слоя, если они лежат вплотную, и потому возможно, что верхний слой льда

¹ Пространства в торосах, заполненные водой, называют «водяными карманами». Иногда эти карманы совершенно изолированы.

состоял из двух слоёв. Высота надводной части измеренного тороса составляла 5,8% всей его толщины.

При бурении тороса в Финском заливе, произведённом 10 апреля 1899 г., Макаров обнаружил, что этот торос состоял из 7 слоёв, самый мощный из которых был толщиной немного больше метра.

Отто Свердруп, капитан «Фрама», говорил Макарову, что если начать в полярном льду делать прорубь, то у места спайки двух прилегающих льдин в проруби показывается вода. Свердруп привёл пример, когда 2-метровая ровная льдина во время торошения вползла на другую такую же на расстояние до 200 м, но льдины всё же не смёрзлись.

Норденшельд также говорил Макарову, что глыбы, образующие торос, спаяны между собой плохо, а подводные части почти вовсе не спаяны.

Весьма интересные сведения сообщил Макарову Свердруп. В третью зиму под кормой «Фрама» образовалась ледяная щель, которая то закрывалась, то открывалась. Как только щель открывалась, снизу начинали выплывать глыбы значительного размера. «Это показывает, — говорит Макаров, передавая свой разговор со Свердрупом, — что многие нижние глыбы постоянно путешествуют. Течение воды и движение льда меняют свое направление, так что если путешествующая льдина при одних условиях останавливается, при других условиях она может тронуться с места».

Понятно, что такие путешествующие льдины, попадая под лёд малой толщины, останавливаются, возможно, здесь примерзают и таким образом способствуют общему выравниванию толщины льдов.

Надо прибавить, что глыбы, составляющие подлёдную часть торосов, не только перемещаются, но и постепенно разрушаются.

Предположим, что крепкая и холодная льдина загоняется под лёд. Сначала она, вследствие своей низкой температуры, несколько увеличивается в своих размерах, но после того как температура льдины сравняется с температурой окружающей воды, она становится рыхлой и начинает распадаться на составные части и таять. Особенное значение в этом отношении имеют для неподвижного льда приливо-отливные течения, а для пловучих льдов — их ветровой дрейф. При этом выступающие вниз подлёдные части торосов подвергаются интенсивному обмыванию водой,двигающейся со скоростью, отличной от скорости движения ледяных полей.

Для выявления влияния движущейся воды на разрушение льда интересен простой, но показательный опыт, проделанный Макаровым.

Два куска льда приблизительно одинакового веса были положены одновременно в две бочки, наполненные водой с температурой около $-1^{\circ}2$. В первой бочке, где вода была в покое, кусок льда через 3 часа уменьшился в своём весе на 6%, а во второй, где вода, подаваемая снизу, непрерывно циркулировала, выливаясь сверху через край, вес льда за то же время уменьшился на 50%.

Результаты этого опыта станут понятны, если мы вспомним разобранные в § 62 условия равновесия системы вода-лёд.

Благодаря указанным явлениям подлёдные части торосов с течением времени все более разрушаются и соответственно увеличивается давление надлёдной части тороса. К этому надо прибавить, что около каждого тороса с течением времени наметаются все новые и новые сугробы снега.

Если определений размеров надлёдных частей торосов пока сделано мало, то определений формы и углублений их подлёдных частей ещё меньше.

Во время своего плавания вместе с Макаровым на «Ермаке» Ислямов производил измерения глубины торосов трубкой Томсона. Макаров приводит результаты 7 таких измерений, при которых наибольшая глубина тороса оказалась равной 13 м.

Как указывает Макаров, «...надо предположить, что трубки Томсона (при протягивании их под торосистыми полями. — Н. З.) показывают перевалы в краях торосов, идущих под водою, и что нижние точки нижних глыб простираются глубже того, что дают трубки».

Л и т е р а т у р а: 11, 23, 77, 88, 101, 105.

§ 102. Снежный покров на льду

Снег, выпадающий в зимнее время на арктические льды, благодаря господствующим в это время низким температурам воздуха принадлежит к типу дикого или песчаного снега. Нередко он содержит в себе посторонние примеси: кристаллы морских солей и пылинки назёмного происхождения.

Кристаллы морских солей попадают в снег двояким путём.

Во-первых, как мы видели, при срывании гребней волн отдельные брызги нередко испаряются в самом воздухе и частицы солей переносятся ветром на большие расстояния. В дальнейшем они служат прекрасными ядрами конденсации и кристаллизации и в конце концов выпадают с осадками.

Во-вторых, поверхность молодого льда (особенно образующегося при низких температурах) покрыта рассолом, который, вымерзая, образует соляной иней или ледяные цветы, покрывающие иногда большие площади и состоящие из кристаллов льда, на кончиках которых прикреплены кристаллики солей. При сильных ветрах эти кристаллики срываются с места, вздымаются кверху и, смешиваясь со снежинками, уже находившимися в воздухе, выпадают в виде солёного снега.

Нансен отмечал, что в некоторых местах снег на льдах Арктического бассейна был весьма солон, им нельзя было пользоваться для определения поправки нуля шкалы термометров. По наблюдениям «Зари» иногда снег бывал настолько богат солями, что вода из него оказывалась совершенно не пригодной для питья. В других местах присутствие солей легко обнаруживалось помутнением талой воды при прибавлении к ней нескольких капель азотнокислого серебра.

Пылинки земного происхождения, выпадающие на поверхности льдов, получают при выветривании и вымораживании главным образом тундровых и глинисто-песчаных почв. Эти почвы при высыхании дают тонкую пыль, легко переносимую ветром на большие расстояния.

Такая пыль образует на морских льдах сероватый, желтоватый или бурый налёт. Понятно, что эта пыль особенно заметна на прибрежных льдах. По наблюдениям «Зари» лёд, свободный от снега и в то же время покрытый пылью, в заливе Борхая встречался на расстоянии 15 миль от берега. Мы во время полёта вдоль побережья Ямала весной 1939 г. видели языки пыли от обнажённых от снега бугров тундры, вытянутые на запад.

Дальнейшая судьба снега зависит от поверхности, на которую он выпал.

Если снег выпадает на открытую от льда, сравнительно тёплую поверхность моря, то при таянии он охлаждает поверхностные слои моря.

Если снег выпадает на поверхность моря, ранее охлаждённую или охлаждённую самим снегом до температуры замерзания, то упавшие снежинки, являясь ядрами кристаллизации, ускоряют процесс льдообразования. При большом количестве снега, как мы видели, может даже создаться особый вид льда — снежура.

Если снег выпадает на молодой лёд, покрытый рассолом, то он, пропитываясь этим рассолом, плотно примерзает к молодому льду, образуя характерную матовую зернистую корку.

При низких температурах воздуха снег, как уже говорилось, является диким или песчаным. Выпадая на поверхность гладкого льда, он образует тонкий, плохо связанный покров, который легко сдувается ветром. Вследствие этого (как указывают наблюдения «Зари») в области припая создаются огромные пространства зеркальных площадей льда, которые, быть может, от трениядвигающихся по ним во время пург масс снега несколько полируются. На таких площадях нередко можно наблюдать на поверхности льда блинчатые отдельные и застывшие массы снега в виде комков или полос, находившихся в воде при её замерзании.

Особенно обширные площади зеркального льда участники экспедиции на «Заре» наблюдали в апреле 1903 г. в заливе Борхая. По этому льду трудно было бежать как собакам, так и оленям.

Наблюдение, подтверждающее ветровые миграции снега на льдах, сделано Буйницким 13 декабря 1938 г. во время дрейфа «Седова». Вот что он говорит: «Интересно происходит выветривание следов: вокруг следа снег выметает, а под следом снег остаётся и возвышается над окружающей поверхностью, в точности сохраняя в плане очертания и размеры следа. Этот своеобразный «рост» следов наблюдается как над следом человека, так и собак, причём следы собак выветриваются значительно выше (в 2 раза) следов человека. Местами они похожи на ряд очень аккуратных цилиндров, достигающих высоты до 3,5 сантиметра. Этот рост следов происходит далеко не повсеместно».

Снег, выпадающий на торосистые поля или сносимый к ним с гладких полей, здесь задерживается, набиваясь в пространства между обломками и образуя сугробы и заструги. Наветренные склоны сугробов при этом сильно уплотняются ветром. На рис. 98 показаны схемы снежных наносов при разной форме встречаемых снегом препятствий. На рис. 98 обращает на себя внимание снежный козырёк, образующийся за препятствием, обращённым к ветру своим пологим склоном, и характерная ветровая выбоина перед самым препятствием, обращённым к ветру своим крутым склоном.



Рис. 98. Завихрение и наносы снега при встрече с клинообразным препятствием.

В природе на морских льдах, где основными препятствиями для миграции снега являются торосы с их разнообразными формами и склонами, не менее разнообразна и форма сугробов.

Мощность сугробов, понятно, зависит от количества выпадающих осадков. Так, во время зимовки «Зари» у Таймырского пролива сугробы снега на льду достигали около 5 м высоты. В результате под тяжестью снега льды прогнулись, и уже в начале марта вода около «Зари» выступила из-под льда.

Во время зимовки той же «Зари» в море Лаптевых (в бухте Нерпалах и на острове Котельном), где количество осадков значительно меньше, чем в северо-восточной части Карского моря, сугробы снега были также значительно меньше.

В Центральном Арктическом бассейне, где осадков ещё меньше, невелики и размеры сугробов. Так, по измерениям «Седова», произведённым в конце марта-начале апреля 1939 г., высота снега в сугробах колебалась от 30 до 140 см, а на ровных местах — в среднем от 4 до 15 см.

Весьма характерны волнообразные наносы, образующиеся на ровных ледяных полях в результате действия ветра. Эти наносы делятся на поперечные и продольные. Поперечные наносы образуются при больших массах снега и напоминают гельмгольцовские волны. Продольные наносы образуются при сильных ветрах и малом количестве снега. Характерной их формой являются заструги.

Падалка сообщил мне, что во время полётов в конце марта-начале апреля 1943 г. в районе к северу от Земли Франца-Иосифа все снежные надувы были вытянуты с юго-востока на северо-запад. Это могло быть вызвано явным преобладанием юго-восточных ветров и, кроме того, отсутствием вращения отдельных ледяных полей. В районе между Землёй Франца-Иосифа надувы были вытянуты только в двух направлениях — с юга на север и с востока на запад. В районе к северу от Новой Земли никакой правильности в расположении надувов замечено не было.

Снежный покров на льду оказывает большое влияние на рост льда. Уже отмечалось, что по наблюдениям на Северной Двине зимой 1941/42 г. лёд с очищаемой от снега поверхностью оказался в конце зимы почти в полтора раза толще льда, образовавшегося под естественным снежным покровом (толщиной 30-40 см).

Но большие массы снега обычно продавливают лёд вплоть до выступления воды из-под основного слоя льда. Смешиваясь с этой водой, снег превращается в лёд, и таким образом общая толщина льда увеличивается (см. также § 85).

В летнее время массы снега, скопившегося на ледяных полях, тают в первую очередь и являются основными источниками образования на них снежиц и озёр талой воды.

Л и т е р а т у р а : 25, 77, 88, 107.

§ 103. Изостатические явления

Льдообразование в море, как об этом уже говорилось, проходит спокойно и равномерно только при исключительных обстоятельствах. выпадающие осадки распределяются по поверхности льдов неравномерно. В связи с этим неравномерно проходит и нарастание льда снизу. Но наибольшие нарушения в плавность процесса льдообразования вносит торшение.

Предположим, что в некоторый момент ровное до того ледяное поле взломало и в результате торшения обломки льда набились на лёд и под лёд. Если пловучесть набитых под лёд обломков будет в точности уравнивать вес обломков льда, нагромождённых на лёд, то никаких изменений в прилегающем к торосу льду не произойдёт. Если вес надлёдной части тороса окажется больше пловучести его подлёдной части, то прилегающий лёд прогнётся книзу, если меньше — то выпучится кверху.

В связи с этим стоит весьма интересное явление, называемое геологами «изостазией», вопрос о которой для земной коры, плавающей в магме, теоретически разработан Праттом и Эри.

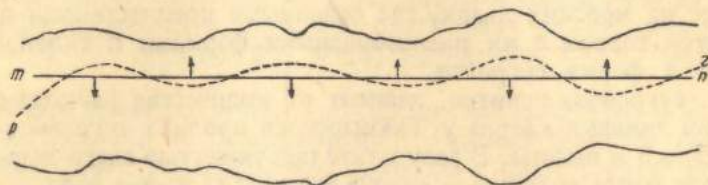


Рис. 99. Ватерлиния (mn) и изостатическая линия (pr) на вертикальном разрезе ледяного поля (схема).

Пусть на рис. 99 представлено поперечное сечение ледяного поля, верхняя и нижняя поверхности которого изрезаны, и плотности по вертикали не одинаковы. Линия mn представляет собою ватерлинию (уровень моря). Проведём на нашем сечении такую линию, которая соответствовала бы ватерлинии каждого вертикального столбика, вырезанного из данного ледяного поля, если бы он мог подняться или опуститься так, чтобы его общий вес уравнился силой Архимеда, другими словами, чтобы везде удовлетворялось равенство

$$\frac{z}{h} = \frac{\delta_i}{\delta_w - \delta_i}, \quad (1)$$

где δ_i — плотность льда,

δ_w — плотность воды,

z — углубление подводной части льдины,

h — высота её надводной части.

Линию pr , проведённую на рис. 99 пунктиром, назовём изостатической. Относя наши рассуждения ко всему ледяному полю, получим изостатическую поверхность. Понятно, что везде, где изостатическая линия pr проходит выше ватерлинии, действуют изостатические силы, направленные вниз; там, где изостатическая линия проходит ниже уровня моря, изостатические силы направлены вверх, как это показано на рис. 99 стрелками.

В точках, где изостатическая линия совпадает с уровнем моря, мы получаем изостатическое равновесие. Ледяное образование, в каждой точке которого изостатическая поверхность совпадает с уровнем моря, я называю изостатически уравновешенным.

Понятно, что идеально уравновешенных ледяных образований в природе не существует. Однако мелкие отклонения не имеют значения, так как создаю-

щиеся силы могут быть недостаточны для преодоления сил сцепления (а выравнивание вследствие текучести льда проходит слишком медленно), но крупные отклонения немедленно влекут за собой вертикальные движения отдельных частей льда, выравнивающие равновесие.

Явления изостазии приобретают особое значение летом, когда сцепление частей льда ослабляется и когда разрушение надводных частей льда проходит особенно неравномерно. Изостазия в это время связана в основном с двумя процессами: торошением и стеканием воды из снежниц под лёд.

Представим себе торосистое, изостатически уравновешенное поле. Если мы предположим, что надлédная и подлédная части тороса состоят из приблизительно одинаковых обломков льда и что пространства между обломками, заполненные в надлédной части тороса воздухом, а в подлédной части водой, расположены по вертикали приблизительно симметрично относительно уровня моря, другими словами, коэффициенты заполнения одинаковы, то на каждой вертикали изостатически уравновешенного поля соотношения между высотой тороса и его осадкой будут определяться формулой (1), или, иначе, отношением

$$\frac{z_1}{h_1} = \frac{z_2}{h_2} = \dots = \frac{z_n}{h_n} = n. \quad (2)$$

Таким образом при принятом среднем отношении высот подводной и надводной частей, равном 5, под торосом, возвышающимся над ровной поверхностью ледяного поля на 1 м, лёд под нижней поверхностью ледяного поля теоретически должен быть погружен на 5 м. Наибольшая наблюденная во время дрейфа станции «Северный полюс» высота ледяного холма была около 10 м. Следовательно, подводная часть этого холма при условии изостатического равновесия должна выдаваться из-под нижней поверхности ледяного поля на 50 м.

Обычно, как мы видели, торосы не являются изостатически уравновешенными. Их подводная часть размывается, надводные части торосов давят на ледяные поля, создавая их бо́льшую осадку, чем это вытекает из формулы (1).

Так, во время гидрологических разрезов, выполненных Хмызниковым весной 1928 г. в Янском заливе и в проливах Новосибирских островов (Лаптева, Этерикан и Санникова), определялись толщины надводной и подводной частей развитого припая, считая их от уровня воды, заполнявшей прорубь. При этом оказалось, что отношение углубления подводной части к высоте надводной в среднем равно 12, при максимуме 17 и минимуме 7. Таким образом припай оказывался погружённым в воду значительно больше, чем это следует из формул. Подобное же явление наблюдалось и на льду р. Яны, где иногда вода из проруби разливалась по поверхности льда. В реках, текущих на север, такое явление в весеннее время обычно и объясняется гидравлическим напором — река, покрытая сплошным ледяным покровом, течёт, как в трубе. В припае это явление относится к большой площади льда и указывает на большую загруженность льда добавочным весом снега. Мы уже видели (5 и 6 столбцы табл. 70), что в бухте Диксон поверхность льда в феврале 1944 г. была в среднем на 0,8 см ниже уровня воды.

Эта вдавленность развитого припая способствует его взламыванию в весеннее время и всплыванию ледяных полей, о чем будет сказано ниже.

В отдельных случаях торошение проходит так, что под лёд набивается больше льда, чем следует для изостатического равновесия. Кроме того, мы видели, что отдельные глыбы подводных частей торосов иногда перемещаются под ледяными полями. И в том и в другом случаях лёд выпучивается кверху.

24 ноября 1938 г. на «Седове» наблюдали, что после того, как в нескольких местах лёд треснул и разошёлся на 10-15 м, уровень воды был ниже поверхности льда на 1-1,5 м; образовались траншеи с вертикальными стенками довольно значительной высоты.

Эти факты доказывают, что в точках, где производились отмеченные наблюдения, изостатического равновесия не было: во льду проливов Новосибирских островов изостатическая поверхность проходила ниже уровня моря, на ледяном

поле у «Седова», где образовалась описанная трещина, изостатическая линия проходила выше уровня моря.

Уже отмечалось, что вертикальные движения отдельных частей льда, выравнивающие изостатическое равновесие, особенно усиливаются в летнее время, когда силы сцепления, противодействующие гидростатическим силам, ослабляются. Характерным примером изостатических движений во льдах центральной части Арктического бассейна является следующее наблюдение «Седова».

5 июля 1939 г. вода снежниц и озёр, образовавшихся за лето на ледяных полях, начала быстро уходить под лёд, а 9-14 июля «Седов» вместе со льдом, в который он был вморожен, поднялся на 36 см над уровнем моря. В этом явлении я попробовал разобраться.

Предположим, что некоторый участок ледяного поля остаётся всё время изостатически уравновешенным (рис. 100). В таком случае, согласно формуле (1), мы для начального момента будем иметь:

$$h_0 \delta_h + z_0 \delta_z = z_0 \delta_w, \quad (3)$$

$$H_0 = h_0 + z_0, \quad (4)$$

и для некоторого другого момента, считая, что происходящими изменениями плотности можно пренебречь,

$$h_1 \delta_h + z_1 \delta_z = z_1 \delta_w, \quad (5)$$

$$H_1 = h_1 + z_1. \quad (6)$$

Из рис. 100 следует:

$$h_1 = h_0 + k - \Delta h, \quad (7)$$

$$z_1 = z_0 - k + \Delta z, \quad (8)$$

Рис. 100. Вертикальные движения ледяных полей в связи со стаиванием и намерзанием.

где Δh — изменение надводной высоты льда вследствие испарения, выпадения осадков и стаивания (стекания воды под лёд) за время между наблюдениями,

Δz — изменение подводного углубления льда намерзанием и стаиванием льда снизу,

k — изменение положения уровня моря относительно льда. Понятно, что на эту же величину перемещаются относительно уровня моря все отдельные частицы внутри льда.

Подставляя формулы (7) и (8) в формулу (5), получаем:

$$(h_0 + k - \Delta h) \delta_h + (z_0 - k + \Delta z) \delta_z = (z_0 - k + \Delta z) \delta_w. \quad (9)$$

Вычитая формулу (3) из формулы (9) и переставляя члены, получаем

$$k(\delta_h - \delta_z + \delta_w) - \Delta h \delta_h + \Delta z(\delta_z - \delta_w) = 0. \quad (10)$$

Далее из формул (7) и (8) получаем

$$H_1 - H_0 = \Delta H = \Delta z - \Delta h, \quad (11)$$

где ΔH — общее изменение толщины льда.

В зимнее время, когда стаивания льда не происходит, величина Δh определяется разностью между количеством выпавших осадков и испарением. Осадки и испарение в Центральной Арктике в зимнее время невелики, и в первом приближении этой разностью мы можем пренебречь и посчитать

$$\Delta h = 0.$$

Кроме того, и разность плотностей надводной и подводной частей льда, значительная в летнее время, в зимнее время также мала. Отсюда мы можем для зимы принять

$$\delta_h = \delta_z.$$

В таком случае из формулы (10) получим

$$k = \frac{\delta_w - \delta_z}{\delta_w} \Delta z. \quad (12)$$

Считая наиболее вероятными следующие величины

$$\delta_w = 1,02, \quad \delta_z = 0,90,$$

получим

$$k = 0,11 \Delta z.$$

Таким образом увеличение толщины льда намерзанием снизу на 100 см создаёт перемещение уровня моря относительно льда и увеличение высоты надводной части льда всего на 11 см и увеличение высоты подводной части на 89 см.

В летнее время процессы, изменяющие положение изостатической линии относительно уровня моря, сводятся к следующим:

1. Испарение и осадки. Влиянием этих процессов в первом приближении можно пренебречь.

2. Намерзание льда снизу за счёт низких температур, ещё сохраняющихся внутри льда. Как мы видели, толщина льда за счёт этого намерзания не может увеличиться больше чем на 5-10%, так что для наших целей этим явлением мы можем также пренебречь.

3. Уменьшение плотности надводных частей льда в летнее время может произойти за счёт повышения температуры, уменьшения солёности и увеличения пористости.

Уменьшение плотности льда (§ 65) даже при повышении его температуры на 20° не превышает 0,03%. Этой величиной для нашей цели можно пренебречь.

Уменьшение плотности надводной части льда за счёт уменьшения его солёности—благодаря стеканию рассола из солевых ячеек и последующего замещения образовавшихся пустот воздухом—также не может быть значительным.

Другое дело—увеличение вследствие таяния размеров солевых ячеек после того, как весь рассол из них вытечет.

В силу последнего обстоятельства морской лёд постепенно превращается в зернистый, приближающийся по своему виду и плотности к фирновому льду.

Возвращаясь к формуле (9), замечаем, что при быстром поднятии льда плотность поднявшейся над уровнем моря части льда высотой k не может измениться значительно. Поэтому формула (9) в этом случае примет вид:

$$(h_0 - \Delta h) \delta_h + (z_0 + \Delta z) \delta_z - (z_0 - k + \Delta z) \delta_w, \quad (13)$$

а вытекающая из (9) формула (10) примет вид

$$k \delta_w - \Delta h \delta_h + \Delta z (\delta_z - \delta_w) = 0, \quad (14)$$

откуда

$$\Delta h = \frac{k \delta_w + \Delta z (\delta_z - \delta_w)}{\delta_h}. \quad (15)$$

Напомним далее, что нарастание льда в летнее время снизу за счёт низких температур льда не может превосходить 20 см, а разность плотности воды и погружённой части льда не может превосходить 0,1. Следовательно, величина

$$\frac{\Delta z (\delta_z - \delta_w)}{\delta_w}$$

не может быть больше 2 см, и мы в праве ею для дальнейших выводов пренебречь.

Поэтому из формулы (15) получаем

$$\Delta h = k \frac{\delta_w}{\delta_h}. \quad (16)$$

Подставляя в эту формулу $\delta_w = 1,02$, $\delta_h = 0,80$ и $k = 36$ см (наблюдённое «Седовым» поднятие корпуса на 36 см над уровнем моря), получаем

$$\Delta h = 46 \text{ см.}$$

Понятно, что стаивание на 46 см нельзя относить к какой-либо отдельной точке ледяного поля, а надо рассматривать как среднее для всей поверхности

этого поля. В ровных частях ледяного поля величина стаивания будет меньше, в возвышенных (торосы и ропаки) больше. Минимальным оно будет под снежниками, где вода, являющаяся прекрасным поглотителем тепла солнечной радиации, предохраняет лёд от таяния.

То же самое относится и к изменению общей толщины льда. Там, где на ледяном поле имелись ропаки, торосы, сугробы, уменьшение толщины было более значительным. В ровных местах (в таких, где, например, во время дрейфа «Седова» производились измерения толщины ледяного покрова) изменение толщины льда было наименьшим.

Размеры ледяного поля, в которое был вморожен «Седов», неизвестны. Если его площадь была всего только около 1 км^2 , то 46 см растаявшего льда должны были дать около $400\,000 \text{ т}$ воды, наполняющей снежники.

До тех пор пока эта вода оставалась в снежниках, вертикальные движения льда могли вызываться только в результате летнего намерзания льда снизу за счёт низких температур самого льда, а это поднятие, как мы видели, не могло превосходить 2 см (т. е. было совершенно неощутимо). К тому же такое поднятие могло совершаться весьма медленно.

С того момента, когда громадные массы воды начали быстро уходить из снежниц под лёд, льды начали подниматься над уровнем моря и вместе с ними начал подниматься и «Седов».

Возможно, что этому поднятию способствовало также то обстоятельство, что за зиму под «Седовым» набились подсоны общей толщиной до 10 м и как раз под «Седовым» изостатическая линия была несколько ниже уровня моря, но определить влияние поднятия изостатической поверхности ввиду недостатка данных нельзя.

Литература: 74, 77, 133.

§ 104. Средняя толщина льдов

Ледяные поля, как мы видели, по происхождению могут быть льдами нарастания и льдами нагромождения. Толщина первых более или менее одинакова на всём их протяжении, толщина вторых меняется от точки к точке в весьма широких пределах.

С течением времени льды нагромождения действием разного рода выравнивающих факторов могут превратиться в более или менее ровные ледяные поля — такие, какие, например, оказались, по наблюдениям советских самолётов, в приполюсном районе. Но в общем, особенно на периферии Арктического бассейна и в окраинных морях, торосистые льды являются характерной чертой ледового ландшафта.

Для суждения о средней толщине морских льдов я делаю следующие предположения:

1. Ледяные поля в каждой своей точке изостатически уравновешены.

2. Торосы вытянуты грядами, поперечное сечение которых представляет собою равнобедренный треугольник.

3. Глыбы льда, составляющие надледную и подледную части тороса, расположены таким образом, что они составляют ту же часть объёма, занимаемого этими частями. Другими словами, если объёмы надледной и подледной частей тороса соответственно равны v_h и v_z , то объёмы, занимаемые в

этих частях льдами, соответственно равны kv_h и kv_z , где k — коэффициент заполнения тороса.

На рис. 101 представлено сечение ровного ледяного поля с включённым в него торосом.

Понятно, что в пределах тороса его средняя толщина, т. е. толщина ледяного поля, если надводную и подводную части тороса разложить равномерно по верхней и нижней поверхностям поля однородным по плотности слоём, будет

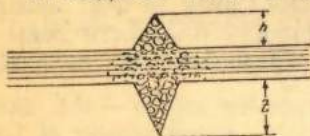


Рис. 101. Надледная и подледная части торосов в изостатически уравновешенном льду.

равна

$$i_{\text{ср}} = i + \frac{k}{2} (h+z), \quad (1)$$

где i — толщина ровного льда,
 h — высота надледной части тороса,
 z — высота подледной части тороса,
 k — объём льда в единице объёма тороса.

Но если на каждой своей вертикали торос изостатически уравновешен, то между высотами его надводной и подводной частей существует зависимость:

$$\frac{z}{h} = \frac{\delta_i}{\delta_w - \delta_i}. \quad (2)$$

Подставляя в формулу (1), получаем

$$i + \frac{1}{2} kh \left(1 + \frac{\delta_i}{\delta_w - \delta_i} \right) = i + \frac{1}{2} kh \frac{\delta_w}{\delta_w - \delta_i}. \quad (3)$$

Считая в среднем, что $\delta_w = 1,02$, $\delta_i = 0,90$, и полагая, что надледная и подледная части тороса представляют собою нагромождения обломков льда с пустотами между ними, благодаря которым плотность тороса наполовину меньше плотности ровного льда, другими словами, полагая, что коэффициент заполнения $k = 0,5$, получаем из формулы (3)

$$i + \frac{1}{2} \frac{1}{2} h \frac{1,02}{1,02 - 0,90} \approx i + 2h.$$

Понятно, что если гряды торосов будут соприкасаться друг с другом, как это показано на рис. 102, то средняя толщина будет равна

$$I = i + 2h. \quad (4)$$

Если торосистость ледяного поля оценивать, как это предложено Гордиенко, по десятибалльной системе, то формула (4) приобретает вид

$$I = i + \frac{N}{10} 2h, \quad (5)$$

где N — число баллов торосистости.

В формуле (5) i — толщину ровного льда — мы можем считать толщиной льда нарастания, вычисляемой с достаточной точностью по числу градусодней мороза, характерному для данного района. Почти с такой же точностью мы можем вычислять толщину многолетних льдов нарастания, если мы сможем для данного района оценить величину летнего стаивания. Что касается балла торосистости и средней высоты торосов, то они могут быть определены лучше всего при ледовых авиаразведках, а также при санных экскурсиях.

Гордеев отмечает следующий любопытный факт: осенью 1937 г. во время дрейфа каравана «Садко» была заснята на плане площадь льда осеннего образования вокруг судов радиусом в 1 км. За шесть месяцев дрейфа эта площадь сократилась больше чем в два раза вследствие торосения, происходившего главным образом при дрейфе льда на восток. Средняя высота торосов была около 3 м, а наибольшая — около 6,5 м над уровнем моря.

Формула (5) даёт представление о средней толщине льдов при условии, что данный район полностью заполнен льдами, другими словами, при условии, что количество льдов в этом районе 10 баллов.

При разрежённых льдах из формулы (5) получаем более общую формулу

$$I = \frac{n}{10} \left(i + \frac{N}{10} 2h \right), \quad (6)$$

где n — среднее количество льда в баллах.

Попутно с понятием о средней толщине льдов возникает понятие о среднем количестве льдов бассейна или его частей, под которым условимся понимать



Рис. 102. Изостатически уравновешенное торосистое поле.

отношение действительной площади, покрытой льдами (учитывая балльность льдов), к общей площади рассматриваемого участка или

$$L = \frac{n}{10} \frac{q}{Q}, \quad (7)$$

где q — площадь, занятая льдами,
 n — средняя балльность льдов,
 Q — общая площадь рассматриваемого района.

Понятно, что средняя ледовитость совершенно не характеризует толщины льдов.

Связывая понятия о средних толщине и ледовитости района, получаем среднюю мощность ледяного покрова по формуле

$$W = I \frac{q}{Q} = \frac{n}{10} \left(1 + \frac{N}{10} 2h\right) \frac{10}{n} L = \left(1 + \frac{N}{10} 2h\right) L. \quad (8)$$

При выводе этих формул я предполагал, что как ровный лёд, так и торосистые образования на каждой вертикали изостатически уравновешены и, следовательно, площади, занимаемые надлёдными и подлёдными частями торосов, одинаковы.

Литература: 41, 42, 77.

§ 105. Уменьшение площади льдов при торосении

При наблюдении за изменением площади льдов на Белом море под действием ветра нас с Сомовым поражали большие площади чистой воды, открывавшиеся после каждого торосения, и мы сделали попытку приближённого подсчёта.

Предположим, что на рис. 103 представлен разрез ледяного поля в направлении ветра, иными словами, в направлении, перпендикулярном направлению гряд торосов.

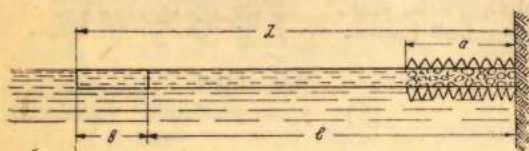


Рис. 103. Уменьшение площади поля при торосении.

На рисунке:

L — длина ледяного поля до торосения,

l — длина ледяного поля после торосения,

a — длина всторосенного участка поля,

b — уменьшение длины поля вследствие торосения.

Очевидно,

$$L - l = b. \quad (1)$$

Но так как уменьшение длины поля полностью идёт на образование торосов, то

$$bH = ka(h + z), \quad (2)$$

где H — толщина ледяного поля,

h — средняя высота надлёдной части торосов,

z — среднее углубление подлёдной части торосов,

k — коэффициент заполнения торосов; этот коэффициент при условии изостатического равновесия одинаков для надлёдной и подлёдной частей торосов.

Подставляя формулу (1) в формулу (2), получаем

$$L - l = \frac{ka(h + z)}{H}, \quad (3)$$

но

$$\frac{a}{l} = \frac{N}{10}, \quad (4)$$

где N — балл торосистости поля.

Подставляя в формулу (3) формулу (4), получаем

$$\frac{l}{L} = \frac{1}{1 + k \frac{h}{H} \left(1 + \frac{z}{h}\right) \frac{N}{10}} \quad (5)$$

Если положить, как наиболее вероятное, $k=0,3$, $\frac{h}{H}=3$, $\frac{z}{h}=6$, то мы получим

$$\frac{l}{L} = \frac{1}{1 + 0,6N} \quad (6)$$

Предположим, что ровное до того ледяное поле всторошилось сначала до N баллов, а потом до M баллов. Из формулы (6) мы можем написать

$$l_N = \frac{L}{1 + 0,6N},$$

$$l_M = \frac{L}{1 + 0,6M},$$

или

$$l_M = \frac{1 + 0,6N}{1 + 0,6M} l_N \quad (7)$$

По формуле (7) мной вычислена табл. 84, из которой следует, что если, например, поле было всторошено до 3 баллов, т. е. $N=3$, а потом окажется всторошенным до 5 баллов, т. е. $M=5$, то

$$l_M = 0,70 l_N.$$

Другими словами, площадь поля, всторошенного от 3 до 5 баллов, при принятых нами величинах сокращается на 30%.

Таблица 84

Уменьшение площади льдов при торошении (в процентах от начальной площади)

$\begin{matrix} M \\ N \end{matrix}$	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	100	62	45	36	30	25	22	19	17	16	14
1	—	100	73	56	47	40	35	31	28	25	23
2	—	—	100	78	65	55	48	42	38	34	31
3	—	—	—	100	82	70	61	54	50	45	40
4	—	—	—	—	100	85	74	65	57	53	48
5	—	—	—	—	—	100	87	78	69	63	57
6	—	—	—	—	—	—	100	89	79	72	66
7	—	—	—	—	—	—	—	100	90	81	74
8	—	—	—	—	—	—	—	—	100	91	83
9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	91
10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100

Из того же рис. 103 мы можем получить формулу иного вида.

Пусть попрежнему

$$L - l = b.$$

Но

$$bH = a(H_{\max} - H),$$

где H_{\max} — средняя толщина всторошенного участка ледяного поля, при котором поле ветром данной силы не торосится.

Далее, как и раньше, получаем

$$\frac{l}{L} = \frac{1}{1 + \frac{N}{10N} (H_{\max} - H)} \quad (8)$$

Предположим, что начальная толщина льда $H = 15$ см, средняя толщина льда, не торосимого данным ветром, $H_{\max} = 50$ см. Понятно, что поле перестанет тороситься после того, как его торосистость станет равной 10 баллам. Подставляя эти величины в формулу (8), получаем $L = 0,3$.

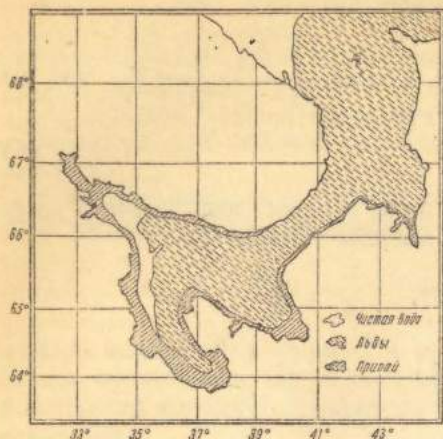


Рис. 104. Состояние льдов на Белом море 17-18 апреля 1942 г.

Как бы приближёнными ни были предположения, на основе которых получены формулы (7) и (8) и табл. 84, из них вытекает, что даже при небольшом торосении в море создаются большие площади открытой воды. Характерным примером является карта состояния льдов в Белом море по данным авиаразведок, произведённых 17 апреля 1942 г. (рис. 104). Такая обстановка создалась в результате северо-западных штормов, и большие пространства чистой воды у Кандалакшского залива и Карельского берега, а также у западного побережья Воронки Белого моря образовались исключительно за счёт торосения. Понятно, что открывающиеся то у одного, то у другого берега полыньи и разрежения льдов создают возможность мореплавания даже в разгар зимы. Но, с другой стороны, при сильных морозах на открытых пространствах чистой воды происходит усиленное льдообразование, и, таким образом, общая мощность льдов с течением времени увеличивается.

Л и т е р а т у р а: 77.

§ 106. Увеличение мощности ледяного покрова в результате дрейфа и торосения

Как показали наблюдения «Фрама» и «Седова», участки льда, образовавшегося исключительно за счёт нарастания, в Арктическом бассейне могут сохраняться долго (2-3 года), но все же не они определяют основные массы льда, а льды нагромождения.

Попытка учесть влияние торосения и открывающихся чистых пространств воды в результате торосения и дрейфа на увеличение общей мощности ледяного покрова была сделана Сомовым и в дальнейшем доведена до количественного выражения в работе Бирюлина и Сомова.

Вычисляя среднюю толщину льда как частное от деления общего объёма льда на площадь рассматриваемого участка моря, Сомов указывает, что эта толщина льда складывается из взаимодействия следующих факторов:

- 1) нарастания льда снизу за счёт теплоотдачи в атмосферу,
- 2) выноса льда из моря и приноса его из других морей,
- 3) образования молодого льда на чистой воде, создающейся в результате дрейфа и торосения,
- 4) таяния льдов.

Естественно, что в период льдообразования надо считаться только с первыми тремя факторами, а в период таяния — только со вторым и четвёртым.

Далее для решения задачи Сомов делает следующие допущения:

1. Площадь моря равновелика некоторому прямоугольному морю, ширина которого равна средней ширине данного моря, а длина — средней длине данного моря.

2. Море с трёх сторон ограничено берегами, четвёртая сторона его свободно сообщается с Арктическим бассейном.

Такому условию в первом приближении отвечает море Лаптевых (если пренебречь возможностью льдообмена с Карским и Восточносибирским морями через проливы архипелагов Северной Земли и Новосибирских островов).

3. Дрейфом (осреднённым за декаду или месяц) охватывается одновременно вся площадь моря, причём дрейф протекает на всей площади моря с одинаковой скоростью и в одинаковом направлении. Это допущение до некоторой степени оправдывается одновременными дрейфами зимой 1937/38 г. каравана судов ледокола «Ленин» в юго-западной части и ледокольного парохода «Садко» в северо-восточной части моря Лаптевых.

4. При дрейфе льда, сопровождающемся торошением или выносом льда из моря, сумма освобождающихся от льдов площадей воды равновелика той площади, которая получилась бы в результате одновременного движения льда во всем море в виде сплошного покрова при данной скорости и направлении дрейфа.

5. Если ориентировать ось Y по основному направлению льдообмена моря с прилегающей частью Арктического бассейна, то проекция скорости дрейфа на ось Y (w_y) характеризует собой скорость выноса льда за пределы моря или приноса его извне. Проекция же скорости дрейфа на ось X (w_x) характеризует собой лишь торошение льда в пределах моря, не изменяя тем самым общего количества льда в море. Изменения количества льда при этом могут быть обусловлены лишь ускоренным нарастанием молодого льда на очищающихся при дрейфе пространствах чистой воды.

6. При ориентировке проекции скорости дрейфа на ось Y в сторону Арктического бассейна происходит вынос льдов, связанный с освобождением пространств чистой воды. Торошения при этом не происходит. В случае ориентировки проекции дрейфа на ось Y в сторону, противоположную выносу льдов, имеет место поступление льдов в море из Арктического бассейна, связанное с торошением льдов в пределах моря. Свободных пространств воды при этом не образуется.

В результате соответствующих выкладок Сомов приходит к следующей формуле:

$$H_n = H_{n-1} + \Delta H_n + \frac{w_{xn}t}{2a} \Delta h \pm \frac{w_{yn}t}{b} (H_{n-1} + \Delta H_n) + \frac{w_y t}{2b} \Delta h_n, \quad (1)$$

где H_n — средняя толщина льда в море на данный момент,

H_{n-1} — средняя толщина льда в море на предыдущий момент,

ΔH_n — прирост средней толщины льда в море за исследуемый промежуток времени,

Δh_n — толщина льда, образовавшегося на чистой воде за исследуемый промежуток времени,

$w_{xn}t$ — перемещение льда по оси X за исследуемый промежуток времени,

$w_{yn}t$ — перемещение льда по оси Y за исследуемый промежуток времени,

a — длина моря (по оси Y),

b — ширина моря (по оси X).

Четвёртое слагаемое в первой части уравнения имеет знак минус при ориентировании w_y в сторону Арктического бассейна и знак плюс при ориентировании его внутрь моря. Последний член правой части входит лишь со знаком плюс и только тогда, когда предыдущий член имеет знак минус.

Последние три члена

$$\frac{w_{xn}t}{2a} \Delta h_n \pm \frac{w_{yn}t}{b} (H_{n-1} + \Delta H_n) + \frac{w_{yn}t}{2b} \Delta h_n$$

для краткости обозначаются через A и считаются общей поправкой к средней толщине льда в море за счёт дрейфа.

Окончательно получается:

$$H_n = H_{n-1} + \Delta H_n \pm A. \quad (2)$$

Этот метод Сомова был использован Бирюлиным и Сомовым для расчётов средней толщины льда в южной части моря Лаптевых для прошлых лет. Границы района, к которому были отнесены вычисления, показаны на рис. 105.

Вычисление нарастания льда производилось по формуле, предложенной мною, причём необходимое число градусной мороза для района вычислялось как среднее арифметическое из наблюдений станций, расположенных на периферии района, а именно: мыса Челюскин, бухты Тикси, мыса Шалаурова и острова Котельного.

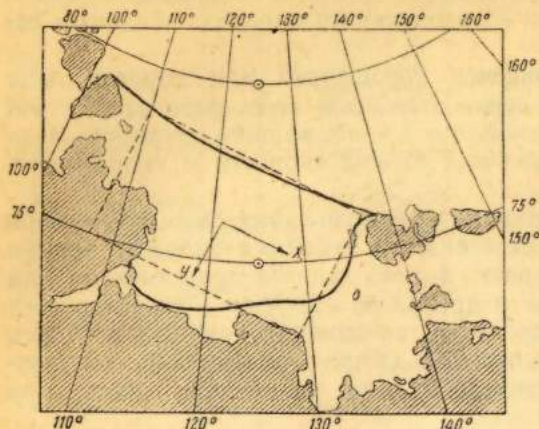


Рис. 105. Границы исследованной части моря Лаптевых.

Для вычисления элементов дрейфа были выбраны две точки: на широтах 75° и 80° по 125-му меридиану. По моему методу (см. § 135, 136), а именно, в предположении, что ветровой дрейф происходит по изобарам и со скоростью, обратно пропорциональной расстоянию между изобарами, по месячным картам давления были вычислены для этих точек направления и скорости дрейфа и затем осреднены.

На рис. 106 показаны, по Бирюлину и Сомову, средняя толщина льда в море Лаптевых без учёта

дрейфа — по формуле (2) — и средняя толщина льда с учётом дрейфа.

Из рисунка отчётливо видно, что влияние дрейфа на среднюю толщину льда начинает значительно сказываться лишь с февраля, постепенно увеличиваясь до мая включительно. Разность между толщиной льда, вычисленной без учёта

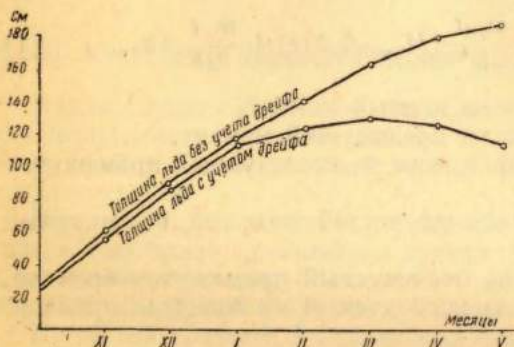


Рис. 106. Средняя толщина льда в море Лаптевых с учётом и без учёта дрейфа.

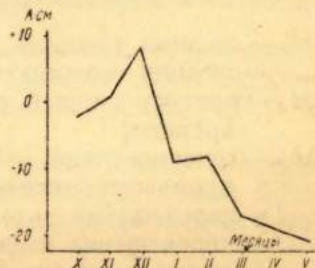


Рис. 107. Поправка средней толщины льда на дрейф.

дрейфа, и толщиной, вычисленной с учётом дрейфа, достигает в мае 70 см, что составляет около 40% от максимальной толщины льда. Переходя от средней толщины льда к общему количеству льдов в море, можно, следовательно, заключить, что вследствие дрейфа 40% всего количества льдов, образующихся в течение зимы, оказываются к маю вынесенными из моря.

Сказанное подтверждается и рис. 107. На этом рисунке нанесены средние за четыре года значения общей поправки к средней толщине льда, обусловленной дрейфом. Из графика видно, что отрицательная поправка возрастает весной и достигает своего максимума в мае.

В методе Сомова, пока ещё окончательно не разработанном, отсутствует поправка на торошение. Эта поправка весьма сложна, но в то же время имеет существенное значение.

Л и т е р а т у р а: 18, 77, 123.

§ 107. Влияние торошения льдов на осолонение моря

Всякое льдообразование повышает солёность поверхностных слоёв моря. Для вычисления этого осолонения мною предложена простая формула:

$$\Delta S = \frac{0,9 S_0}{z} \Delta i, \quad (1)$$

где S_0 — начальная солёность воды,

z — глубина слоя, захваченного вертикальной циркуляцией при льдообразовании,

Δi — приращение толщины льда (при допущении, что солёность самого льда равна нулю).

Используя формулу (1), Добровольский предполагает, что образовавшийся лёд время от времени тороится.

При таком предположении после первого льдообразования солёность будет равна

$$S_1 = S_0 + \Delta S, \quad (2)$$

где

$$\Delta S = \frac{0,9 S_0}{z} \Delta i.$$

После первого торошения и нового образования льда в пространствах чистой воды получаем

$$S_2 = S_1 + \Delta S_1,$$

где

$$\Delta S_1 = \frac{0,9 S_1}{z} \Delta i. \quad (3)$$

Подставляя формулу (2) в формулу (3), получаем

$$S_2 = S_0 \left(1 + \frac{0,9}{z} \Delta i \right)^2. \quad (4)$$

После n торошений и намерзаний льда одной и той же толщины получаем

$$S_n = S_0 \left(1 + \frac{0,9}{z} \Delta i \right)^n.$$

Далее Добровольский пользуется формулой

$$\Delta i = n \Delta i_i + (1 - n) \Delta i_w, \quad (5)$$

где n — ледовитость в баллах,

Δi — суммарное приращение льда,

Δi_i — приращение льда под льдом,

Δi_w — приращение льда на чистой воде.

Формулу (5) для удобства вычислений Добровольский преобразует так:

$$\Delta i = \Delta i_w - n (\Delta i_w - \Delta i_i). \quad (6)$$

Величины же Δi_w и Δi_i Добровольский вычисляет по предложенной мною формуле

$$\Delta i = - (25 + i_0) + \sqrt{(25 + i_0)^2 + 8R}. \quad (7)$$

Для иллюстрации своих выводов Добровольский решает следующий частный пример. В начальный момент толщина слоя воды, увлекаемого осолонением при льдообразовании в вертикальную циркуляцию, равна 25 м, начальная солёность этого слоя равна 30‰, число градусодней мороза для рассматриваемого района равно 5 000.

В табл. 85 приводятся вычисления Добровольского для следующих трёх случаев:

1. 5 000 градусодней мороза осуществляются 20 сериями (скачками по 250 градусодней каждая); после каждой серии происходит торошение.

2. 5 000 градусодней мороза осуществляются 10 сериями по 500 градусодней.

3. 5 000 градусодней мороза осуществляются 5 сериями по 1 000 градусодней.

Рассматривая табл. 85, мы видим, что чем меньше ледовитость и чем чаще происходит торошение, тем сильнее осолонение.

Как справедливо отмечает Добровольский, рассмотренное явление может дать некоторые указания для объяснения относительно высокой солёности в подповерхностных (до 100 м глубины) слоях центральной части Арктического бассейна при весьма низких их температурах.

Л и т е р а т у р а: 45, 164, 165.

Таблица 85

Осолонение слоя толщиной 25 м при толщине льда 150 см при 5 000 градусодней мороза и льдах различной балльности

Баллы	Солёность в ‰		
	I	II	III
10	31,35	31,22	31,16
9	31,77	31,57	31,44
8	32,23	31,91	31,67
7	32,76	32,36	31,95
6	33,21	32,71	32,26
5	33,67	33,07	32,48

ГЛАВА VIII

ТАЯНИЕ МОРСКИХ ЛЬДОВ

§ 108. Фазы ослабления и разрушения морских льдов

В уничтожении ледяного покрова главную роль играют два процесса: испарение и таяние. При первом лёд превращается в водяной пар, при втором — в воду.

Испарение пропорционально надводной поверхности льда, и понятно, что при прочих равных условиях оно тем больше, чем изрезаннее эта поверхность.

Таяние происходит в результате поглощения льдом солнечной радиации, тепла из атмосферы, пропорционального надводной поверхности, и поглощения тепла из прилегающей ко льду воды, пропорционального подводной поверхности льдов.

Так как отношение поверхности тел к их объёму тем больше, чем меньше их размеры, то естественно, что влияние испарения и таяния сказывается, в первую очередь, на малых ледяных образованиях. В связи с этим особое значение приобретает разлом ледяных полей на более мелкие части разного рода факторами. Разлом же совершается тем легче, чем меньше толщина и прочность льда. Последняя, как мы видели, в значительной степени зависит от температуры льда. Поэтому разлому льда обычно предшествует его ослабление вследствие поглощения льдом солнечной радиации и тепла из атмосферы и воды.

Таяние льдов начинается прежде всего у берегов, отчасти вследствие влияния берегового стока и загрязнённости прибрежных льдов (что способствует лучшему поглощению радиации) и, отчасти, вследствие большой раздробленности прибрежных пловучих льдов.

Ослабление, разлом и таяние морских льдов идут параллельно и не прекращаются до полного их уничтожения. Всё же уничтожение морских льдов можно разделить условно на стадии ослабления и разрушения.

1. Первой фазой ослабления льда надо считать внутренние деформации, создающиеся 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. Весной с появлением солнца над горизонтом начинается образование на поверхности снега блестящей серебристой корки. Одновременно под ледяной коркой начинается накопление тепла солнечной радиации; при дальнейшем увеличении высоты солнца и создании суточного хода температуры воздуха начинается уплотнение снежного покрова, оседание торосов, оплавление резких выступающих частей льдин и развитие ослабляющих лёд термических трещин.

2. Следующей фазой ослабления являются стаивание зимнего снежного покрова и образование на поверхности льда водоёмов снежной воды; при случайных заморозках эти водоёмы покрываются тонкой коркой льда, предохраняющей воду от охлаждения. Одновременно идёт смывание инородных включений со снега и льда в наиболее глубокие впадины водоёмов, опреснение возвышенных частей льда вымыванием талой воды рассола из солевых ячеек и округление очертаний торосов.

3. После того как отдельные углубления в снежных водоёмах протаивают насквозь, начинается фаза ухода снежной воды под лёд (с последующим образованием подлёдного льда), всплытия и осушения морского льда; одновременно на морском льду из верхних его слоёв образуется летний снег; этой фазой заканчивается ослабление морских льдов.

4. Первой фазой 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 идёт увеличение трещин за счёт торошения соприкасающихся частей; при торошении отдельные льдины из-за их высокой к этому времени температуры уже не спаиваются в одно целое; с увеличением количества и размеров трещин амплитуда подвижек льда прогрессивно увеличивается.

5. Второй фазой являются округление разломавшихся образований и увеличение углублений, опоясывающих по ватерлинии отдельные глыбы льда, а также образование ледяных карнизов и подсовов; эта стадия связана с поступательным и вращательным движениями льдов. В частности, припай, как таковой, перестаёт существовать, и его отдельные льдины переходят в класс пловучих льдов.

6. Следующей фазой разрушения является постепенное уменьшение вертикальных и горизонтальных размеров льдин. Одновременно идёт сокращение общей площади льдов вследствие столкновений отдельных полей и льдин друг с другом и торошения.

7. В открытом море при разрушении льдов постепенно уменьшаются не только размеры отдельных льдин, но и их балльность. В связи с этим повышается размывающая роль волнения. Углубление по ватерлинии становится всё больше и больше, и малые льдинки в конце концов приобретают весьма характерную форму ледяных лилий и ледяных уток.

8. При спокойных условиях таяния торосистые ледяные поля постепенно превращаются в гладкие. Затем толщина полей все более и более уменьшается и перед окончательным исчезновением льды становятся очень похожими на молодые ниласовые льды. Такой характерный процесс был тщательно прослежен весной 1942 г. авиаразведками Котова и Морозова на Белом море.

9. Последней фазой разрушения является распадение льдов на отдельности — ледяные иглы или округлые однородные по строению ледышки — остатки уплотнённых сердцевин торосов.

Для возможности сравнения при практическом использовании сведений о степени разрушенности морских льдов таянием в весеннее и летнее время Сомовым разработана следующая шкала:

- 1 балл — Полное отсутствие внешних признаков разрушения. Изломы льда острые. Поверхность льда белая.
- 2 балла — Небольшое количество снежинок; трещины, проталины отсутствуют. Если лёд измельчён настолько, что образование снежинок на нём невозможно, то само измельчение льда свидетельствует о начале первой стадии разрушения (механического).
- 3 балла — Большое количество снежинок. Отдельные проталины. Края льдин округлые, часто представляющие собой козырьки льда, нависшие над поверхностью воды. Поверхность льда преимущественно белая.
- 4 балла — Большое количество проталин и снежинок, соединённых между собой ручьями. Поверхность льда часто напоминает кружево. Перемычки между проталинами ещё белые или грязнобурые, если на льду имеется некоторое количество минерально-органических осадков. В битом льду часто встречаются грибовидные льдины с заметным креном и подводными таранами. Самые мелкие льдины сильно пропитаны водой и имеют серый цвет.
- 5 баллов — Лёд сильно разрушен таянием, глубоко сидит в воде. Над водой выступают лишь возвышенные участки льдин, сильно пропитанных водой и имеющих серый цвет. Чаше встречается лёд в виде бесформенных мелких обломков, нижнюю и верхнюю поверхность которых различить нельзя. В этом случае характерно наличие среди отдельных льдин большого количества совсем мелких, пропитанных водой, кусков льда (остатки развалившихся льдин), несколько напоминающих собой ледяную кашу. В некоторых случаях лёд сохраняет размеры крупных полей, густо покрытых проталинами, по виду напоминающих кружево (ровный лёд весеннего происхождения). При малых углах зрения такой лёд трудно отличим от чистой воды¹.

¹ Приводимая шкала была выработана перед самой навигацией 1943 г., ещё не проведена на практике и потому претендовать на чёткость и точность не может.

Понятно, что в зависимости от климатических условий таяние 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 через некоторые фазы таяния. Так, например, ледяное поле, на котором была устроена станция «Северный полюс», за лето 1937 г. прошло через фазы образования озёр талой воды на его поверхности и стекания талой воды под лёд. Льды, с которыми дрейфовал «Седов», за лето 1939 г. также прошли через стадии стекания талой воды из снежниц, осушения и всплытия.

Из перечисленных фаз решающими при таянии являются: появление на ледяных полях первых водоёмов, 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 от льда или, во всяком случае, уменьшение площади льдов, достаточное для возможности мореплавания. Значимость именно этих фаз определяется уже неоднократно подчёркнутым фактом, что, в то время как лёд и снег являются наиболее совершенными отражателями лучистой энергии, вода является весьма совершенным её поглотителем.

Л и т е р а т у р а: 62, 77, 88.

§ 109. Начальная фаза ослабления льдов

В морском льду, благодаря его физико-химическим особенностям, таяние начинается с момента, когда температуры льда, 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 слоёв воздуха и воды.

Во время полярной зимы приход лучистой энергии равен нулю, и поэтому случающиеся повышения температуры поверхностных слоёв льда вызываются исключительно поглощением тепла из воздуха.

Это поглощение вовсе не так мало. В табл. 86 приведено вычисленное мною относительное повышение средних месячных температур льда, наблюдавшихся Мальмгреном в январе 1924 г.

Таблица 86

Положительная аномалия среднемесячной температуры льда
в январе 1924 г.

Горизонт льда в см	0	25	75	125	200
Аномалия температуры в °С	2,4	1,6	0,6	0,2	0

Из этой таблицы видно, что положительная аномалия температуры захватила слой льда до глубины 200 см и повысила его температуру в среднем на 0°,6. Если считать, что при низких температурах морского льда его теплоёмкость равна 0,5, то мы получаем, что каждый кв. сантиметр 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 создаётся суточный ход температуры, который способствует созданию термических трещин, разрушающих лёд.

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 лёд. Поэтому понятно, что везде и всюду таяние начинается прежде всего там, где поверхность снега так или иначе загрязнена¹. Это загрязнение

¹ Большие количества грязи или отдельные камни на льду благодаря своей малой теплопроводности, наоборот, задерживают таяние льда.

особенно заметно в прибрежном или мелководном льду, где на лёд тем или иным путем попадают частицы берегового происхождения, а также на льду открытого моря, где поверхность льда загрязнена в результате биологических процессов. Нансен, например, отмечает, что 18 июня 1895 г., когда «Фрам» находился на $81^{\circ}20'$ с. ш. (среди, по крайней мере, трехлетних льдов), грязный коричневый лёд являлся преобладающим.

Инородные частицы, вкрапленные в лёд, уменьшают его общую отражательную способность и являются центрами, вокруг которых сосредоточивается таяние льда.

Однако даже совершенно чистый и покрытый чистым снегом лёд (так как некоторая часть лучистой энергии в него всё-таки проходит и им поглощается) в конце концов поддается её действию. Понятно, что при этом в первую очередь растапливаются поверхностные снежинки, сплавляясь при этом в плотную массу, обладающую большой отражательной способностью (солнечная корка). Снежная поверхность в это время принимает ослепительно белый цвет (вызывающий ранней весной в полярных странах острое воспаление глаз, известное под названием «снежной слепоты»). Горизонт делается неясным, иногда наблюдается сильная рефракция, и если небо покрыто тонким слоем облаков, то вся атмосфера как бы наполняется особым серебристым светом, напоминающим свет, отражённый полированной серебряной пластинкой.

Но солнечная радиация, падающая на поверхность снега, оплавляя поверхностные снежинки, в то же время проникает в глубину снега и вызывает его «оседание» — уплотнение. Вместе с уплотнением теплопроводность снега увеличивается и таким образом ускоряется передача тепла от снега ко льду.

Несмотря на то, что ранней весной в южных частях Арктического бассейна температура воздуха днём не поднимается выше -10° , а ночью, вследствие излучения, опускается нередко ниже -30° , на выступах торосов, обращённых к югу, появляются первые сосульки и жидкие капли ледяного рассола, и острые края льдин начинают оплавляться и округляться¹.

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. Эта корка имеет большое значение для дальнейшего таяния. Действительно, как мы видели в § 69, даже очень тонкие ледяные пластинки совершенно не пропускают длинноволнового излучения. Из этого следует, что после первичного или повторного образования ледяной корки на покрывающем лёд снеге входящая в лёд лучистая энергия превращается в теплоту, но излучаться обратно в атмосферу благодаря парниковому эффекту ледяной корки уже не может.

Таким образом в снеге и во льду постепенно накапливается тепло, сказывающееся в повышении температуры во всей освещённой части льда. В самой толще льда это тепло поглощается в первую очередь не самими кристаллами льда, а посторонними включениями. Этим объясняется, как мы видели, тот факт, что образовавшийся в спокойной обстановке прудовой лёд при таянии принимает характерный сотообразный вид и что всякий лёд нарастания, в том числе и солёный морской, в момент окончательного разрушения распадается на отдельные длинные иглы, представляющие собою остатки кристаллов².

Естественно, что таянию прежде всего подвергаются выступающие части морских льдов — торосы и сугробы снега. Интенсивность нагрева прямой солнечной радиацией прямо пропорциональна синусу угла падения солнечных лучей,

¹ На острове Сосновец 26-29 февраля 1928 г. зарегистрировано оседание снега под влиянием солнечной радиации при морозе 15° . Во время зимовок Русской полярной экспедиции в море Лаптевых наблюдались случаи таяния морского снега на солнце при морозе $15-20^{\circ}$.

² Распадение при таянии на отдельные иглы особенно характерно для ниласовых льдов, не подвергавшихся торошению. Льды, подвергавшиеся в течение своей жизни торошению, обычно вплоть до своего окончательного исчезновения сохраняют форму твёрдых ледышек.

а потому вертикальные стенки льда в полярных условиях нагреваются значительно сильнее, чем горизонтальные. По той же причине с самого появления солнца над горизонтом, даже при очень ещё низких температурах воздуха, у обращённых к югу и нависших над ровным льдом нагромождений появляются ледяные сталактиты и сосульки.

В полярных условиях особое значение, как мы видели, имеет рассеянная солнечная радиация. Поверхность ледяных нагромождений, подвергаясь действию рассеянной радиации, значительно больше той площади, которую эти нагромождения занимают на ровном льду. Таким образом и рассеянная радиация разрушает нагромождения в значительно большей степени, чем ровный лёд.

Разрушение нагромождений резко усиливается ветрами. При тёплых ветрах происходит конденсация с выделением тепла, при холодных — испарение льда. Кроме того ветер своим давлением всё время уплотняет снег.

Все эти факторы действуют наиболее разрушающе на крутые выступающие склоны, и постепенно угловатая и изрезанная форма востороженных полей исчезает и сменяется плавными очертаниями холмов и гряд.

Таким образом с течением времени верхняя поверхность даже очень торосистых в начальный момент полей начинает по форме все более и более напоминать песчаные дюны или «бараньи лбы» — геологические формы, образующиеся в результате движения ледников. Такие формы пологим склоном, естественно, обращены к югу и крутым — к северу.

По наблюдениям «Седова» можно заключить, что если ровный лёд за лето 1939 г. стоял сверху на 50-70 см, то торосы уменьшились по высоте на 2-3 м.

Л и т е р а т у р а: 62, 77, 88, 104, 107.

§ 110. Снежницы и налёдные озера

Одновременно с оседанием торосов и снега на поверхности льда в низинах ледяных полей появляются первые тёмные пятна. Эти тёмные пятна — пропитанный водой снег — являются начальными формами снежниц и налёдных прудов и озёр, образующихся из талой воды, стекающей в эти низины с поверхности рядом расположенных торосов¹.

Раз образовавшись, эти снежницы в течение полярного лета обычно продолжают непрерывно увеличиваться в своих размерах. Действительно, при случайных заморозках защитное действие ледяной корки предохраняет воду от замерзания.

Насколько велика роль такой защитной корки льда в сохранении высокой температуры воды, свидетельствуют следующие наблюдения.

Во время экспедиции на «Садко» 30 августа 1935 г. в водоёме на голубом льду, прикрытом сверху коркой льда толщиной 10 см, мы наблюдали температуру воды $+0^{\circ},25$. Наивысшая наблюдавшаяся нами температура воды в водоёмах под защитной коркой льда была $+1^{\circ},2$.

29 августа 1939 г., по наблюдениям «Седова», снежница с поверхности оказалась покрытой слоем льда толщиной 4 см, отделённым от ниже расположенного слоя льда толщиной 7,5 см прослойкой сильно водянистой ледяной каши толщиной 2 см. Под всем этим слоем льда температура воды была $+0^{\circ},2$.

Так как температура воды в прудах на льду постепенно повышается, а ветер и другие факторы всё время эту воду перемешивают, то с течением времени накопление воды в прудах происходит не только за счёт таяния снега на поверхности льда, но и за счёт таяния слоёв льда, непосредственно соприкасающихся с водой пруда.

Первое время каждый отдельный водоём на льду своими собственными водами изолируется от соседних прудов и от подстилающего лёд моря. Действи-

¹ Ледяные поля в большинстве случаев состоят из смёрзшихся вместе льдин. Эти льдины обычно, вследствие постоянных столкновений и вращений, имеют округлую форму и окаймлены небольшими торосами. В силу этого низины на ледяных полях представляют собой центральные части льдин, из которых спаяны поля.

тельно, вначале снежная вода несколько проникает в трещины, имеющиеся в морском льду. Но, встречаясь со слоями льда, температура которых в это время ещё значительно ниже температуры замерзания, эта вода замерзает, закупоривает трещины и этим преграждает стекание основной массы воды пруда под лёд.

Таким образом первоначальное таяние снега на ледяном покрове создаёт появление на льду пресных водоёмов, которые постепенно увеличиваются по размерам, соединяются друг с другом и в конце процесса придают издали поверхности тающего льда вид моря, покрытого мелкобитым льдом (рис. 108).

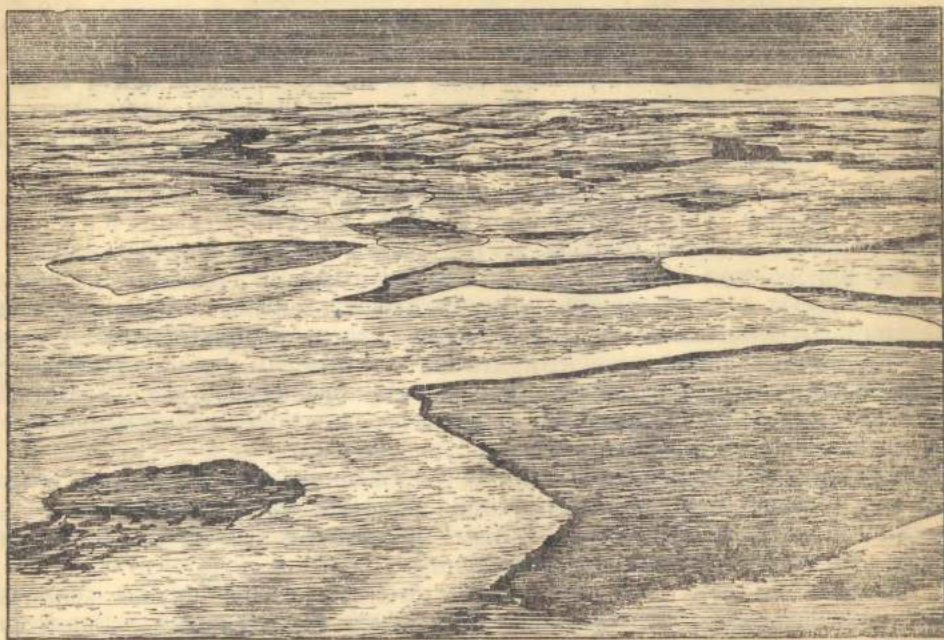


Рис. 108. Снежницы.

Из-под воды, толщина слоя которой в некоторых местах южных районов Арктического бассейна доходит до метра и более¹, при этом виднеются только вершины торосов, стамухи и глыбы старого многолетнего льда. Сходство льда, покрытого водоёмами талой воды, со вскрывшимся морем ещё более усиливается при ветре, покрывающем поверхность водоёмов рябью и лёгким волнением.

Это явление особенно характерно для припая у арктического побережья и островов, но оно имеет место и на льдах Арктического бассейна. Так, по наблюдениям «Седова» 20 июля 1939 г. весь снег с поверхности льдов сошёл, и в пределах видимости с мостика можно было считать, что поверхность льдов на 40% покрыта снежницами.

Естественно, что в наиболее глубокие места каждого отдельного водоёма постепенно смываются все инородные примеси снега и льда. В этих выемках также скопляется и развивается органическая жизнь.

Благодаря тёмному цвету этих скоплений поглощение тепла здесь идёт наиболее интенсивно. Постепенно эти углубления начинают расти в вертикальном направлении, и когда температура льда уже настолько повысится, что пресная вода в трещинах не замерзает, а дно углубления дойдёт, наконец, до морской воды, вся масса снежной воды стремительно, образуя на пути потоки

¹ «Совет» в 1932 г. и «Красин» в 1935 г. наблюдали в Чукотском море многолетние льды высотой над водой 4-5 м и углублением 10-12 м. Глубина пресноводных озёр на них доходила до 6 м. На ледяном поле станции «Северный полюс» размеры наибольшего озера были: длина 400 м, ширина 200 м, глубина 2,4 м.

и водовороты, стекает под лёд, и в один-два дня поверхность льда как бы обсыхает и вылезает из-под воды. На поверхности льда остаются только отдельные изолированные водоёмы, частью с уровнем выше уровня моря (сквозных промоин нет, вода пресная), частью на уровне моря (имеются сквозные промоины, вода солёная).

Поверхность льда, выровненная в начале таяния уплотнением снежных сугробов, после стекания налёдной воды представляется весьма неровной, изрытой промоинами, с характерной для размывания округлостью форм. Нередко при обсыхании льда в нём появляются трещины, и центральные — наиболее тонкие — части льда под водоёмами разламываются и всплывают.

Явления налёдной воды и последующего её ухода под лёд наиболее интенсивно проходят в прибрежном льду. Здесь таяние благодаря тёмным поверхностям берега и загрязнённости прибрежного льда начинается раньше всего. К водам, образующимся из покрывающего лёд снега, присоединяются воды берегового стока. В результате образуются водяные забереги, достигающие в некоторых отмелях районах, например у Ляховских островов, ширины 5 км. С течением времени лёд под водяным заберегом размывается всё более и более, и водяной заберег становится сквозным водяным заберегом, превращающимся, в свою очередь, в прибрежную полынью.

Такая прибрежная полынья в арктических условиях, несмотря на большое количество льдов в море, может просуществовать всё лето, вплоть до нового замерзания. Действительно, если берег отmel, то даже при нажимных ветрах (с моря) глубоко сидящие несяки, притыкаясь к отмелям, останавливают напор морских льдов на берег. Ту же роль играют и прибрежные острова. Таким образом в некоторых районах создаётся возможность плавания мелкосидящих судов в непосредственной близости от берега.

После стекания пресной воды под лёд и обсыхания льда, вследствие его поднятия над уровнем моря, процессы таяния попрежнему интенсивнее всего идут у краёв льда, соприкасающихся с озёрками пресной и солёной воды, и на южных склонах отдельных ледяных нагромождений.

В водоёмах на льду, где происходит интенсивное накопление солнечного тепла, таяние льдов от соприкосновения с более тёплой водой ускоряется её непрерывным движением, вызываемым, с одной стороны, ветром, с другой — неравномерным нагреванием и охлаждением.

Как отмечает Бурке, характерной особенностью таяния сморозей, состоящих из сдавленного и смёрзшегося тёртого и мелкобитого льда, является их быстрое распадение на отдельные. Благодаря этому на ледяных полях-сморозях не происходит образования снежиц. Вода свободно просачивается через толщу сморози и уходит под неё. Вся сморозь делается очень рыхлой, но не водянистой, и легко раскалывается судном.

Л и т е р а т у р а : 3, 11, 23, 62, 77, 88, 104.

§ 111. Циркуляция воды у льдов

Для того чтобы яснее представить движения в воде, соприкасающейся с тающим льдом, предположим, что в море плавает отдельная льдина. Морская вода, непосредственно прилегающая к льду, смешением с талой водой несколько охлаждается и опресняется. При охлаждении и опреснении плотность воды в зависимости от её солёности или уменьшается, или увеличивается.

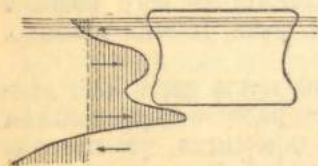


Рис. 109. Циркуляция, возбуждаемая в воде, соприкасающейся со льдом.

В результате изменения плотности воды, непосредственно прилегающей ко льду, всегда возникает циркуляция, подтверждённая опытами Петтерсона и Сандстрема и показанная на рис. 109 стрелками.

Таким образом каждая плавающая в воде глыба льда является своего рода самодействующим насосом, который подводит к льдине всё новые и новые массы воды и тем самым ускоряет процесс таяния. Вслед-

ствие этого процесса над ватерлинией каждой льдины образуются карнизы, постепенно обламывающиеся и падающие в воду (см. § 62).

Одновременно с началом ветра к тепловому воздействию воды прибавляется механическое её воздействие, возникающее под влиянием ветра, волнения и течений. Волнение размывает края водоёма, а течение ускоряет циркуляцию и перегоняет с места на место отдельные куски льда, сталкивая их друг с другом. Циркуляция, возбуждаемая ветром в полыньях и водоёмах, в которых плавают различные по форме и величине куски льда, может быть иногда очень сложной. Неоднократно я наблюдал, 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 её краю.

Л и т е р а т у р а: 62, 171.

§ 112. Вторая фаза ослабления льдов

Таяние льдов особенно усиливается, когда температура воздуха, постепенно повышаясь, подымается выше 0° . Тогда начинается усиленное поглощение льдом тепла из атмосферы. Это тепло может быть или адвективным (принесённым из других районов моря или суши), или местным. Действительно, с самого начала образования на льдах водоёмов солнечное тепло тратится, частично, на нагревание снежных водоёмов и, частично, на испарение. В воздухе, насыщенном влагой при этом испарении и проносимом в дальнейшем над сравнительно холодной поверхностью льдов, освобождается теплота конденсации, что вызывает образование тумана и конденсацию влаги на поверхности снега. Последний при этом уплотняется и «сдается». Понятно, что этот процесс тем сильнее, чем больше поверхность воды по сравнению с поверхностью льдов.

Из этого ясно выступает ещё одна характерная особенность таяния ледяного покрова.

В первую очередь всегда стает «зимний» снег, покрывающий льды, и образовавшаяся талая вода стекает в снежницы. Поверхность льда после этого стекания представляется бесснежной. Это продолжается, однако, недолго — до тех пор, пока в поверхностных слоях льда ещё сохраняются низкие зимние температуры. С течением времени, благодаря проникающей в лёд солнечной радиации, поверхностный слой льда начинает разрушаться и превращаться сначала в ноздреватый, а затем в зернистый лёд, мало отличающийся по виду от слежавшегося снега. В среднем толщина снега, образовавшегося из льда, по наблюдениям Гордиенко, произведённым на льдах Чукотского моря, колеблется около 10-15 см. Этот «летний» снег в дальнейшем сверху непрерывно уничтожается таянием, а снизу его толщина всё время увеличивается за счёт проникания в лёд тепла из атмосферы. Таким образом толщина снежного покрова, образовавшегося из льда в результате таяния, является для каждого района величиной более или менее постоянной.

Одновременно с таянием снега идёт также 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 постепенно завершается опреснение всех выступающих над водой частей морского льда.

Как уже указывалось, таяние льдов начинается прежде всего в загрязнённых его частях. Кроме того, чем солонее лёд, тем больше его способность поглощать солнечное тепло. Мы видели, что наибольшей солёностью, как правило, обладает лёд термических и динамических трещин, образующихся при низких температурах воздуха, после установления сплошного ледяного покрова. Есте-

ственно, что лёд 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.

Не меньшую роль в последнем отношении играют проталины. Действительно, постепенно дно водоёмов талой воды оказывается покрытым столь большим количеством проталин¹, что лёд становится похожим на «ложку для снятия пены».

В конце концов достаточно небольшого внешнего усилия для того, чтобы разломать ледяное поле на отдельные части.

Л и т е р а т у р а: 62, 77, 88.

§ 113. Влияние микроорганизмов и неорганических включений на разрушение морских льдов

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 сосредоточиваются 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 льду 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 мельчайших частиц органического вещества и мути континентального происхождения, обнаруживаемой в морской воде в районах, даже наиболее удалённых от континентов.

Комки глубинного льда, образующиеся в результате смерзания отдельных коллоидных частиц льда, после того как их размеры увеличатся до известных пределов, всплывают и выносятся с собой на поверхность частицы органического вещества и мути, в дальнейшем постепенно вмёрзающие в поверхностный лёд. Это явление, понятно, приобретает особое значение в тех случаях, когда перемешивание доходит до самого дна, т. е. преимущественно на мелководьях.

Образование глубинного льда в пресных и небольших водоёмах, как мы видели, прекращается с образованием сплошного ледяного покрова, но в море этот процесс фактически продолжается всю зиму.

Таким образом морской лёд как бы вбирает в себя, с одной стороны, питательные вещества из атмосферы и, с другой стороны, мути и органическое вещество из всего слоя воды, захваченного перемешиванием.

Вместе с растворёнными питательными веществами и органическим веществом в лёд вмёрзают различного рода планктонные организмы и бактерии. Некоторые из них под влиянием низких температур погибают, но отдельные виды (преимущественно бактерии и споры, выдерживающие очень низкие температуры) выживают 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 характеристикам водных масс и, во-вторых, в районах тающих льдов. Первое объясняется тем, что смешение различных вод создаёт 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 водоёмов на льду было найдено 60 000 бактерий в 1 см³ воды, в то время как максимальное количество бактерий, найденное в водах Гренландского, Баренцова и Карского морей, не превышало 27 000 в 1 см³.

Уже отмечалось, что часть растворённых питательных веществ и органического вещества просачивается вместе с рассолом обратно в воду, но наиболее крупные включения остаются во льду и в конце концов оказываются на его поверхности. Действительно, как мы видели, лёд образуетея снизу, а тает и уничтожается с боков и сверху. Считается, что в Арктическом бассейне ежегодно стайивает сверху около 0,5-1,5 м льда. Почти на такую же величину лёд ежегодно намерзает снизу. Таким образом каждая частица, вмёрзшая в лёд снизу, через два-три года оказывается на его поверхности.

Весной, когда на ледяных полях образуются озёрки талой воды, микроорганизмы, и в особенности растения, сохранившие во время пребывания во льду свою жизнеспособность,

¹ Не малую роль в увеличении проталин играет покачивание льдин. Все проталины округлой формы, что является следствием их размыва.

находят в этих озерах необычайно благоприятные условия для своего развития: обилие света и обилие питательных веществ.

Как указывает Палибин, пока ещё мало известно о биологии этой группы организмов. Обычно они различаются по цвету, которым окрашивают снег или лёд.

Обычным цветом пресноводных и морских ледовых организмов является жёлтый или тёмножёлтый, что объясняется большим количеством жира в клеточном содержимом, благоприятствующего поглощению солнечной энергии летом и несколько защищающего организмы от холода зимой. Кроме жёлтого, встречаются цвета зелёный, красный и даже чёрный, объясняемые наличием в клеточном содержимом протоплазмы организмов различных пигментов.

Так, например, водоросли «Сфреля нивалис» во вторую половину лета вызывают порозовение и водоросли «Расфидонома навале» — позеленение снега.

Кроме налёдных форм, для морского льда характерны микроорганизмы, развивающиеся летом в самом льду и около него и образующие сообщества, называемые ледовым планктоном или криопланктоном. Первое место среди растительных и животных организмов занимает группа ледовых диатомей округлённой или ромбоидальной формы, резко отличающихся от обычных форм открытого моря.

На поверхности льдов диатомей в живом состоянии, как правило, не встречаются, и красновато-бурый лёд, 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 тёмные пятна, состоящие из водорослей, главным образом диатомей.

Кроме диатомей, Нансеном и Граном, обработавшим сборы «Фрама», отмечено также наличие инфузорий и жгутиковых, питающихся растениями, а также бактерий.

Палибин, описывая свои наблюдения на «Ермаке» в 1901 г., указывает, что ледовые формы диатомей, находимые в нижних слоях морского льда, вполне подтверждают мнение, что диатомей, подымаясь 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. Однако Нансен считал, что диатомей как бы подвешены на границе между пресной и солёной водой. Палибин же предполагает, что наиболее благоприятной средой для развития диатомовых является морская вода малой солёности.

Желтовато-бурые скопления диатомей, представляющие собой комочки слизистой массы, поглощая солнечное тепло, протавляют под собой углубления, ширина которых обычно в два-три раза больше ширины комочков, а внешние очертания те же. Несомненно, что, помимо непосредственного поглощения солнечного тепла, прогрессание льда в известной — хотя и незначительной — степени определяется также совершающимися в скоплениях организмов жизненными процессами, всегда связанными с выделением некоторого количества тепла.

Постепенно в течение лета, опускаясь всё ниже и ниже через протавляемые ими лунки, диатомей смешиваются с морской водой.

Надо отметить, что после образования первых водоёмов на больших ледяных полях и появления первых налётов диатомовой слизи развитие её уже не прекращается в течение всего полярного лета.

Скопления диатомей на льду иногда достигают таких размеров, что лёд на большом пространстве кажется грязным и как бы пробуранным во всех направлениях.

Наибольшие скопления диатомей во время экспедиции на «Садко» в 1935 г. мы наблюдали в северо-западной части Баренцева моря и в районе за 80° с. ш. между Землёй Франца-Иосифа и Шпицбергом. Оценивая на-глаз, по крайней мере 20% площади всех льдов было покрыто красновато-коричневым налётом. Некоторые льдины были настолько грязны, что создавалось впечатление, как будто они образовались у самого берега. Между Землёй Франца-Иосифа и Северной Землёй льды казались гораздо более и чище; объяснялось это тем, что в первом районе во время нашего плавания господствовала ясная погода, а во втором — пасмурная. Ясные погоды, как увидим дальше в § 115, создают видимую чистоту льдов, пасмурные — видимую загрязнённость. Во всяком случае, в обоих районах вся нижняя часть льда, обнажаемая при переворачивании льдин ледоколом, была коричневого цвета, а подсои и подводные тараны отдельных глыб льда были усеяны скоплениями диатомей. Таким образом, несомненно, как это и высказано Палибиным, что микроорганизмы играют большую роль в летнем разрушении полярных льдов.

Понятно, что количественные подсчёты влияния микроорганизмов и неорганических включений (загрязнённости льда) на ускорение таяния льдов весьма трудны. Поэтому представляют интерес наблюдения Шестинёрова, произведённые весной 1937 г. на мысе Шмидта в Чукотском море. 20 мая были посыпаны тонким слоем шлака и фуксина площади в 1 м² льда и снега. Это больше чем в два раза уменьшило альбедо и в результате к 8 июля загрязнённый лёд стоял на 173 см, а чистый лёд на 120 см. Загрязнённый снег к 6 июня стоял на 48 см, а чистый — на 19 см.

Ускорение таяния льда при загрязнении его верхней поверхности давно используется на практике, в частности для освобождения судов, зимовавших во льдах. Для этой цели ранней весной между кораблем и открытой водой насыпается на лёд дорожка из песка или шлака. Для последующего эффекта необходим довольно значительный промежуток времени. Во время германской антарктической экспедиции на судне «Гаусс» (1901-1903 гг.) для облегчения освобождения судна из льда по носу судна была насыпана полоса мусора шириной

10 м. В течение января под слоем мусора образовалась борозда, вдоль которой 8 февраля 1903 г. лёд треснул и судно смогло выбраться на чистую воду.

Литература: 24, 62, 107, 111.

§ 114. Разлом льдов во время таяния

Основным процессом, способствующим окончательному уничтожению ледяного покрова, является разлом ледяных полей и припая на всё более и более мелкие части.

Льды, как мы видели в предыдущей главе, разламываются ветром, течениями и волнением в любое время года, но весной, когда льды ослаблены таянием, разлом льдов требует приложения меньших сил и проходит с некоторыми особенностями. Эти особенности вытекают из того, что мелкий и тёртый лёд, всегда в большем или меньшем количестве образующийся при разломе льдов, тает очень быстро, между льдинами появляются пространства чистой воды и отдельные льдины приобретают некоторую свободу движения.

Какими бы причинами ни было вызвано распадение поля на отдельные части, естественно, что внешние очертания этих частей будут случайными и со сравнительно острыми углами.

Разные силы будут действовать по-разному на отломившиеся части. Если ледяное поле до разлома под влиянием течений или ветров двигалось с некоторой скоростью и в некотором направлении, то разные по размерам и по очертаниям части этого поля будут двигаться с разной скоростью и в разных направлениях. Под влиянием ветра, например, отдельные льдины начинают разворачиваться таким образом, что давление ветра на льдину уравнивается 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. Эти движения приобретают особое значение при сравнительно разрежённых льдах, когда они неминуемо влекут за собой столкновения, первым следствием которых является стирание и обламывание отдельных наиболее выступающих и острых углов льдин. Подобно тому как при прибое движение и трение друг о друга окатывают острые камни и щебень в валуны и гальку, движение льдин, столкновения и трение их друг о друга придают отдельным льдинам овальную или округлую форму.

Другим следствием движения и последующих столкновений является утолщение кромок ледяных полей и льдин. Действительно, при столкновении острые углы ледяных полей 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 увеличивается. Подобные же процессы, как мы видели, вызывают образование валиков на дисках блинчатого льда.

Лётчики, совершавшие рейсы между Соловецкими островами и Архангельском, рассказывали мне, что при полёте 10 апреля 1942 г. после трёхдневной сильной оттепели они впервые за зиму увидели в проливе между островом Муксальма и рекой Летней Золотицей льдины округлой формы с валиками тёртого льда на краях.

Сомов во время авиаразведки льдов, произведённой 21 мая 1942 г. в Горле Белого моря, отметил три очень характерных для тающих льдов явления:

1) почти полное отсутствие на ледяных полях торосов, хотя таковые предшествующими разведками были наблюдаемы; это наблюдение Сомова так же, как и другие наблюдения, подтверждает, что в весеннее время прежде всего разрушаются торосы;

2) уменьшение площади, занятой ледяными полями, и увеличение числа

больших и малых льдин при сохранении той же балльности льдов, что доказывает непрерывный разлом ледяных полей в весеннее время;

3) явное преобладание четырех-пяти размеров льдин, что пока остаётся необъяснимым; можно лишь напомнить удивительное единообразие по форме и величине блинчатого льда.

Если льды достаточно разрежены, особенно в летнее время, форма их после разлома помимо округления очертаний и утолщения краёв приобретает в связи с размывающим действием волны весьма характерный вид. По ватерлинии образуется опоясывающая льдину выемка, над которой располагается сравнительно небольшой и часто обламывающийся карниз и из-под которой выступает подводный таран. Такие тараны у несяков больших размеров представляют немалую опасность для кораблей.

На рис. 110 показано разрушение отдельно плавающего тороса (несяка) волной (по Бурке). В связи с тем, что карниз, показанный на рисунке пунктиром, отвалился, начальная ватерлиния, также показанная на рисунке пунктиром, наклонилась, и у несяка образовался таран.

Что касается разлома припая, то естественно, что весной и летом, когда припай расслабляется действием солнечной радиации и тепла из атмосферы, взлом припая требует приложения меньших сил, чем зимой.



Рис. 110. Разрушение волной отдельного тороса (несяка) по Бурке.

Весьма характерен разлом неподвижного льда в узких проливах, таких, например, как проливы Маточкин Шар и Югорский Шар. 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 лёд и здесь прилипают к его нижней поверхности. В результате к весне в средней части пролива лёд наиболее тонок и вскрывается рано. С другой стороны, мы видели, что таяние у берегов также идёт сравнительно быстро. Таким образом после вскрытия ледяной покров пролива, естественно, распадается на две параллельных оси пролива полосы.

В табл. 87 показано изменение толщины припая в период таяния в Югорском Шаре у Хабарово (по наблюдениям Данилко в 1935 г.).

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 темпе-

Изменение толщины льда у Хабарово (Югорский Шар) в 1935 г.

Дата	Толщина льда в см		Температура воздуха в °С		Температура воды под льдом в °С
	лунка 1	лунка 2	средняя	максимальная	
9 июня	140	100	-0,4	0,1	-1,5
12 »	160	130	0,4	3,4	-0,7
14 »	160	100	0,3	1,5	0,1
17 »	160	78	0,6	5,6	0,2
20 »	148	63	7,2	11,5	0,4
23 »	132	45	1,4	5,0	0,4
25 »	123	33	2,2	3,3	0,5
27 »	100	20	3,5	7,1	0,4
28 »	Лёд взломало		0,5	1,7	0,6

ратур воздуха и воды. Так, за 10 дней — с 18 по 28 июня — толщина льда в обеих лунках уменьшилась на 60 см. Всего за 20 дней толщина 140-сантиметрового льда уменьшилась на 40 см, а 100-сантиметрового — на 80 см.

Л и т е р а т у р а: 23, 62, 77.

§ 115. Радиационное и тепловое воздействие воздуха на льды

Предположим, что некоторый участок моря более или менее равномерно покрыт льдами, тающими на месте. При таянии будут уменьшаться и вертикальные и горизонтальные размеры льдин.

Разделим таяние льда на два процесса, которые для начала разберём отдельно:

1) таяние льда идёт исключительно сверху за счёт тепла из атмосферы и за счёт солнечной радиации, что характерно для больших и мощных ледяных полей в Центральной Арктике и, в известной степени, для припая до его разлома;

2) таяние льда происходит сбоку и снизу, исключительно за счёт тепла прилегающей ко льду морской воды, что приобретает особое значение для пловучих льдов, состоящих из небольших ледяных полей и льдин.

Для разбора первого случая предположим ровное бесснежное ледяное поле и применим для нашей цели метод, применённый Кузьминым для расчёта стаивания ледников, с некоторыми видоизменениями применительно к морскому льду.

Выделим из льда прямоугольный вертикальный параллелепипед с площадью горизонтального сечения s и высотой h . Если средняя температура выделенного объёма льда за время T изменится с t_1 до t_2 , то теплосодержание его за то же время изменится на величину

$$c_i \delta_i h s (t_2 - t_1), \quad (1)$$

где c_i — теплоёмкость льда,

δ_i — плотность льда.

С другой стороны, это изменение теплосодержания выделенного объёма льда происходит через его верхнюю и нижнюю поверхности.

Таким образом общий баланс тепла равен

$$Q_s + Q_b + Q_i, \quad (2)$$

где Q_s — баланс потоков тепла, проходящих через верхнюю соприкасающуюся с воздухом поверхность,

Q_b — баланс потоков тепла, проходящих через нижнюю соприкасающуюся с морской водой поверхность,

Q_i — баланс тепла процессов, происходящих в выделенном объёме льда. Приравнявая выражения (1) и (2), получаем

$$Q_s + Q_b + Q_i = c_i \delta_i h s (t_2 - t_1). \quad (3)$$

Выражение (3) представляет собою уравнение теплового баланса льда в общем виде.

Для упрощения дальнейшего предположим, во-первых, что во время таяния средняя температура столбика льда не меняется ¹.

При таких предположениях мы получаем

$$Q_s + Q_i = 0. \quad (4)$$

Тепловые потоки, проходящие через верхнюю поверхность льда, сводятся к двум источникам: к радиационному балансу Q_r и к теплообмену между льдом и воздухом Q_a . Поэтому первый член уравнения (4) представится в виде суммы

$$Q_s = Q_r + Q_a, \quad (5)$$

где

$$Q_r = R + r(1 - A) - E, \quad (6)$$

$$Q_a = f[w(t_a - t_i)], \quad (7)$$

где R — прямая радиация,
 r — рассеянная радиация,
 A — альбедо,
 E — эффективное излучение,
 w — скорость ветра;

$t_a - t_i$ — разность температур воздуха и поверхности льда.

Второй член уравнения (4) характеризуется процессами аккумуляции (осадки и конденсация) и процессами абляции (таяние и испарение), происходящими на поверхности льда.

Испарение и конденсация являются в сущности единым физическим процессом. Обозначим разность между ними через D , приписав этой величине знак минус, когда преобладает испарение и тело охлаждается, и знак плюс, когда преобладает конденсация и тело нагревается.

Если теперь стаивание льда отнести к 1 см^2 поверхности, а суммы тепла выражать в малых калориях, то получим

$$Q_i = dD - \lambda h \delta_i + z \Delta t, \quad (8)$$

где d — теплота испарения,

λ — теплота плавления,

h — высота стаявшего слоя льда,

z — высота слоя осадков в сантиметрах столба воды,

Δt — разность температуры осадков и температуры поверхности льда, которую будем считать положительной, если первая выше второй.

Подставляя в уравнение (4), получим

$$Q_r + Q_a = dD + \lambda h \delta_i - z \Delta t, \quad (9)$$

или

$$h = \frac{Q_r + Q_a - dD + z \Delta t}{\lambda \delta_i}. \quad (10)$$

Мы уже видели, что, так как количество осадков в Арктике невелико, а температура осадков всегда мало разнится от температуры поверхности моря, роль жидких осадков, выпадающих на поверхность льда, заключается не столько в тепловом воздействии, сколько в уменьшении альбедо льда. Что касается разности между испарением и конденсацией, то, если она велика, стаивание уменьшается.

Как указывает Кузьмин, для ледников установлено, что в тёплый, сухой и солнечный день, когда относительная влажность мала, стаивание меньше, чем

¹ Это предположение по существу неверно, ибо, хотя температура нижней поверхности льда всегда около температуры замерзания, а температура его верхней поверхности в период таяния держится около 0° , в средней части льда температуры держатся долгое время ниже температуры замерзания морской воды; этим как раз и объясняется, как мы видели, летнее нарастание льда снизу за счёт теплопроводности. Понятно, что, пренебрегая изменением температуры внутри льда, мы одновременно пренебрегаем и влиянием этого изменения на процессы, совершающиеся у нижней поверхности льда.

в такой же тёплый и солнечный день, при состоянии воздуха, близком к насыщению.

Пренебрегая осадками, Кузьмин из формулы (10) получает:

$$\frac{Q_r}{dD + \lambda h \delta_i} + \frac{Q_a}{dD + \lambda h \delta_i} = 1, \quad (11)$$

или

$$K_r + K_a = 1, \quad (12)$$

где K_r — коэффициент радиационного воздействия,

K_a — коэффициент теплового воздействия воздуха.

Как указывает далее Кузьмин, при самых благоприятных условиях прозрачности атмосферы и при безоблачной погоде слой стаявшего льда за счёт радиационного тепла может доходить на южных ледниках СССР до 4-5 см в день. Если при этом коэффициент теплового воздействия воздуха равен половине, то суммарное суточное стаивание может достигнуть 8-10 см. Эта величина, судя по непосредственным наблюдениям, является предельной.

В пасмурную погоду коэффициент теплового воздействия воздуха может сколько угодно приближаться к единице.

Заметим, что из формулы (12) следует:

$$\frac{K_a}{K_r} = \frac{Q_a}{Q_r}. \quad (13)$$

В связи с величиной этого отношения Кузьмин отмечает, что известны два состояния поверхности ледников. В первом случае при установившейся тёплой и пасмурной погоде стаивание происходит так, что поверхность ледника становится гладкой и в то же время грязной, покрытой сверху скопившимися частицами пыли и вкраплениями моренного материала. Во втором случае, при холодной и ясной погоде, все тёмные вкрапления, обогреты лучами солнца, оседают вниз, поверхность ледника становится белоснежной, ноздреватой, на ней появляются ледяные стаканчики, ледяные стёкла, иглы и т. д., и таким образом создаётся микрорельеф поверхности ледника. Оказывается, что микрорельеф образуется только при условии, что коэффициент радиационного воздействия не менее чем в два раза больше коэффициента теплового воздействия воздуха, или, иначе, когда суммарное тепло лучистой энергии, поступающее на поверхность ледника, по крайней мере в два раза больше положительного теплообмена с воздухом. Сказанное вполне применимо и к морским льдам.

При плавании у северных берегов Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа я наблюдал, как при слабых южных ветрах, создающих в этих районах исключительно ясную погоду, льды выглядели белоснежными и нарядными, в то время как в районе между Шпицбергенем и Землёй Франца-Иосифа, где летом постоянно стоит пасмурная погода, льды представлялись грязными и сумрачными.

Это же явление объясняет исключительную белизну и сверкание ледяных полей ранней весной в Арктике при очень низких температурах воздуха и яркой солнечной погоде.

Приведённые рассуждения показывают, насколько сложно происходит таяние льда сверху. Вопрос осложняется ещё тем, что хотя и существуют приборы, позволяющие очень точно подсчитывать радиационный баланс для любой точки земной поверхности, самих наблюдений даже на полярных станциях очень мало, а во льдах вдали от берегов совершенно нет; условия же на прибрежных станциях и над льдами вдали от берегов настолько отличны, что вряд ли возможно результаты наблюдений у берега переносить без крупных — пока неустановленных — поправок на льды центральных частей бассейнов.

Ещё хуже обстоит дело с тепловым воздействием воздуха, обусловливаемым температурой и скоростью ветра, так как если о ветре мы можем судить по синоптическим картам, то в отношении температуры воздуха это значительно труднее.

Л и т е р а т у р а: 77, 91, 93.

Вопрос о стаивании льда сверху под воздействием солнечной радиации и тепла, поглощаемого из атмосферы, представляется весьма сложным с теоретической точки зрения. Не менее трудным представляется нахождение эмпирических формул, так как в нашем распоряжении почти нет наблюдений над солнечной радиацией, температурой воздуха и ветром вдали от берегов при одновременных наблюдениях над стаиванием льда. Поэтому, пока не будет предложено что-либо другое, я считаю возможным пользоваться следующим весьма приближённым расчётом.

Пусть j — количество тепла, фактически поглощаемого единицей поверхности льда в единицу времени и складывающегося из радиационного и теплового воздействия воздуха на лёд. Предположим, что всё это тепло идёт исключительно на уменьшение толщины льда. Естественно, что за время dT тепло, поглощённое единицей поверхности льда, будет равно jdT . Благодаря этому теплу толщина льда должна уменьшиться на dh .

Отсюда получаем равенство

$$jdT = \delta_i \lambda dh, \quad (1)$$

где δ_i — плотность льда,
 λ — теплота плавления.

В этой формуле количество тепла, поглощаемого верхней поверхностью льдов, непрерывно меняется, и колебания этого поглощения весьма значительны.

Известно, что поглощающая способность ледяных полей с течением времени, по мере того как ледяные поля темнеют и покрываются снежниками, увеличивается. Закон этого увеличения нам совершенно неизвестен. Поглощение тепла из воздуха зависит от скорости ветра, от температуры и влажности воздуха, а также от других факторов.

Сделаем грубое предположение, что количество приходящего сверху тепла в результате радиации и теплообмена с воздухом в течение рассматриваемого промежутка времени остаётся неизменным, а поглощающая способность льда увеличивается пропорционально времени, т. е. $j = bT$. Тогда из формулы (1) получаем

$$bTdT = \delta_i \lambda dh.$$

Интегрируя, находим

$$\left. \begin{aligned} b \int_0^t T dT &= \delta_i \lambda \int_0^h dh, \\ \frac{b}{2} T^2 &= \delta_i \lambda h, \\ T^2 &= \frac{2 \delta_i \lambda h}{b}. \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

Для определения коэффициента b предположим, например, что в данном районе уменьшение толщины льдов вследствие таяния продолжается с 21 мая по 1 сентября, т. е. 100 дней, и что за это время толщина ледяных полей уменьшается на 100 см.

Подставляя в уравнение (2) $T=100$ и $h=100$, получим

$$b = \frac{2 \delta_i \lambda h}{T^2} = \frac{2 \delta_i \lambda}{100}. \quad (3)$$

Подставляя формулу (3) в формулу (2), получаем

$$T^2 = 100 h,$$

где T — время, выраженное в сутках,
 h — стаивание, выраженное в сантиметрах.

По этой формуле мною составлена табл. 88.

Таблица 88

Приблизительное уменьшение (благодаря таянию сверху) толщины льда в см, начиная с 21 мая

Дата . . .	21/V	1/VI	11/VI	21/VI	1/VII	11/VII	21/VII	1/VIII	11/VIII	21/VIII	1/IX
Уменьшение толщины льда . .	0	1	4	9	16	25	36	49	64	81	100

Подобные таблицы легко составить для любого района, задаваясь продолжительностью периода таяния и толщиной стаявшего льда, характерными для данного района. Так, например, при $T = 40$ суткам и $h = 50$ см по формуле (3) получим

$$b = \frac{2\lambda \lambda 50}{40^2}$$

и по формуле (2)

$$T^2 = 32 h.$$

Наблюдения показывают, что в морях Советской Арктики стаивание сверху в августе в среднем колеблется около 1-3 см в сутки. Пиотрович отмечает, что в Чукотском море на 70° с. ш. и 182° в. д. за сутки 20-21 августа 1935 г. при совершенно ясной и тёплой погоде стаяло около 3,5 см льда. Таким образом стаивание льда сверху является процессом медленным, но основным для сплочённых льдов—для льдов Центральной Арктики всегда и для льдов окраинных морей в весеннее время.

Для многолетних льдов этот процесс связан с весьма характерным вертикальным перемещением во льду всякого рода посторонних включений. Действительно, в многолетних льдах, тающих главным образом сверху и нарастающих главным образом снизу, все примеси, так или иначе примёрзшие к нижней поверхности льда, в конце концов оказываются на его верхней поверхности. Многие наблюдатели и я лично отмечали, что коричневый налёт на льдах состоит не только из диатомей, но и из неорганической пыли и зёрен кварца. Многих поражало нахождение на поверхности льдов далеко от берегов сравнительно крупных камней и даже валунов, что объясняется описанными явлениями.

Л и т е р а т у р а: 68, 77, 115.

§ 117. Таяние льдов в результате теплового воздействия воды

Если при сплочённых льдах их таяние происходит главным образом сверху (и снизу, если такие льды ветрами заносятся в тёплые воды), то при разрозненных льдах большое значение приобретает таяние льда за счёт тепла, накопленного прилегающими ко льдам слоями воды. Это значение тем больше, чем больше разрозненность льдов.

Для простоты выводов при суждении о значении этого процесса я сделал крайнее предположение, а именно: при таянии происходит только уменьшение горизонтальных размеров отдельных равномерно разбросанных по морю льдин. Это предположение, отчасти, оправдывается тем, что отражающая способность воды весьма мала, а снега и льда, наоборот, весьма велика.

Допустим, что поглощённое водой тепло немедленно и полностью идёт на таяние. Это предположение более или менее соответствует действительности при значительной балльности льдов и доказывается низкой температурой воды около льдов во время таяния. Этому явлению способствуют два процесса: перемешивание, создаваемое ветром и приливо-отливными явлениями, и естественная циркуляция, всегда возникающая в результате соприкосновения воды и льда разной температуры.

Пусть поглощённое водой тепло равно

$$mwdT,$$

где m — количество тепла, поглощаемое единицей водной поверхности в единицу времени,

w — площадь водной поверхности между льдами,

T — время.

Если это тепло тратится полностью на таяние, то, предположив, что при таянии происходит только уменьшение площади льдов, а не их толщины, получим

$$mwdT = h\delta_i\lambda ds, \quad (1)$$

где h — толщина льда,

δ_i — плотность льда,

λ — теплота плавления,

ds — уменьшение площади льдов.

Обозначив

$$\frac{m}{h\delta_i\lambda} = a$$

и принимая во внимание, что уменьшение площади льдов ds равно увеличению площади открытой воды dw , получаем

$$aw dT = dw,$$

$$\frac{dw}{w} = adT.$$

Считая a для некоторого промежутка времени постоянным и интегрируя получаем

$$\ln w = aT + C,$$

где C — величина произвольная, определяемая из условий, что в начальный момент площадь воды равна w_0 .

Отсюда вытекает

$$\ln w_t = \ln w_0 + aT.$$

Избавляясь от логарифмов, получаем

$$w_t = w_0 e^{aT}$$

или

$$w_t = w_0 e^{\frac{m}{h\delta_i\lambda} T}, \quad (2)$$

где w_t — площадь воды в момент T .

Из последней формулы следует, что при изменении времени в арифметической прогрессии площадь воды между льдами увеличивается в геометрической прогрессии.

Площади воды w_t и w_0 удобнее всего выражать в десятках процентов от всей площади рассматриваемого участка моря. Действительно, если последнюю принять за десять, то получаем

$$\left. \begin{aligned} n_t &= 10 - w_t, \\ n_0 &= 10 - w_0, \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

где n_t и n_0 — количества льда в баллах.

Заметим далее, что логарифмируя формулу (2), получаем

$$\frac{\lg w_t - \lg w_0}{\lg e} \frac{\delta_i \lambda h}{m} = T. \quad (4)$$

Из этой формулы видно, что при прочих равных условиях промежутки времени, при которых балльность льдов разной толщины уменьшается одинаково, пропорциональны толщине льдов и обратно пропорциональны количеству тепла, поглощаемого водой.

Таблица 89

Число суток, необходимое для уменьшения баллов льда толщиной 100 см, при поглощаемом водой тепле, равном 300 г-кал/см² в сутки

$\frac{n_0}{n_t}$	8	7	6	5	4	3	2	1	0
9	16	26	32	38	43	46	49	52	55
8	—	10	17	22	26	30	33	36	38
7	—	—	7	12	17	29	23	26	29
6	—	—	—	5	10	13	17	19	22
5	—	—	—	—	4	8	11	14	16
4	—	—	—	—	—	4	7	9	12
3	—	—	—	—	—	—	3	6	8
2	—	—	—	—	—	—	—	3	5
1	—	—	—	—	—	—	—	—	3

Табл. 89 составлена по формулам (2), (3) и (4), причём предполагается, что толщина льда равна 100 см, плотность — 0,9 г/см³, теплота плавления — 80 г-кал/г и количество тепла, поглощаемого водой и расходуемого на таяние, равно 300 г-кал/см² сутки. Из таблицы находим число суток, необходимое для того, чтобы начальная ледовитость n_0 стала искомой n_t .

Значения для любой толщины льда находим простым умножением чисел таблицы на отношение данной толщины льдов к той, для которой вычислена таблица, т. е. к толщине льда, равной 100 см. Так, например, согласно табл. 89, 8-балльный лёд толщиной 100 см становится 5-балльным через 22 дня. Отсюда получаем, что лёд толщиной 200 см из 8-балльного станет 5-балльным через 44 дня.

Подобным образом числа для любого количества тепла, поглощаемого водой, находим простым умножением чисел таблицы на отношение 300 г-кал/см² сутки (величины, для которой составлена таблица) к данному количеству тепла. Так, например, если считать, что водой поглощается только 150 г-кал/см² сутки, то цифры таблицы надо умножить на два.

Таким образом из табл. 89 легко получить величины для любого количества тепла, поглощаемого водой, и для любой толщины льдов. Это обстоятельство позволяет при изменении количества поглощаемого тепла вычислять желаемые данные последовательным приближением, а именно: задаваясь для отдельных промежутков времени наиболее вероятным количеством поглощаемого тепла и исправляя толщину льда поправками, выбираемыми из табл. 89 (составляемой для каждого рассматриваемого района в отдельности), находить уменьшение балльности льдов.

Таблица 90

Уменьшение толщины и балльности льдов, вычисленное по табл. 88 и 89

Дата	21/V	21/VI	10/VII	22/VII	30/VII	5/VIII	11/VIII	15/VIII	19/VIII
Баллы	9	8	7	6	5	4	3	2	1
Толщина льдов в см	200	190	175	165	150	142	135	130	125

В табл. 90 показано уменьшение балльности и толщины льдов, вычисленное при последовательном использовании табл. 88 и 89, считая на 21 мая толщину льда равной 200 см и балльность — 9 баллов.

Из сравнения приведённых таблиц ясно видна значимость для таяния льдов полыней и разводий, вода которых поглощает тепло и отдаёт его на таяние льдов. Так, если к 21 мая мы имеем 9-балльный лёд толщиной 200 см, при среднем поглощении водой тепла, равном 300 г-кал/см² сутки, то его балльность к 1 сентября, т. е. через 100 дней (как это следует из табл. 89), уменьшается до 1 балла, даже если пренебречь таянием льда сверху и снизу. В то же время, если к 21 мая мы имеем 10-балльный лёд, то к 1 сентября этот лёд сохранит свою балльность, и только толщина его уменьшится (как это следует из табл. 88) с 200 до 100 см.

Надо отметить, что табл. 88 рассчитана только для сплошных 10-балльных льдов. Табл. 89 предусматривает, что всё тепло солнечной радиации и атмосферы, поглощаемое водой, тратится только на уменьшение горизонтальных размеров разрозненных льдов. В действительности при разрозненных льдах поглощаемое водой тепло идёт не только на уменьшение горизонтальных размеров льдин, но и на уменьшение их толщины. Так, мы видели, что вследствие различных даже при одних и тех же температурах воды и льда величин упругости насыщенного пара над водой и над льдом равновесия в атмосфере не может быть. Над водой будет идти непрерывное испарение и над льдом непрерывная конденсация пара с соответствующим переносом теплоты испарения от воды к льдам.

Это обстоятельство приведёнными формулами и таблицами не учитывается. Балльность льдов, входящая как исходное данное в формулу (3), не учитывает и размеров льдин. Между тем естественно, что 9-балльный раздробленный лёд разрушается и тает значительно быстрее, чем лёд такой же густоты и толщины, но состоящий из крупных льдин и полей, так как при том же объёме его поверхность, подвергающаяся воздействию радиации и тепла атмосферы и воды, значительно больше.

Л и т е р а т у р а: 68, 77.

§ 118. О центрах вскрытия и таяния

По приблизительным подсчётам за светлое время года под 70° с. ш. до поверхности моря доходит около 30 кг-кал/см^2 прямой и рассеянной солнечной радиации (принимая во внимание облачность и прозрачность атмосферы). Под 80° с. ш. количество дошедшего до поверхности моря тепла в среднем уменьшается до 20 кг-кал/см^2 .

Этого количества тепла (если бы оно всё шло на таяние льдов) достаточно, чтобы на 70° с. ш. растопить лёд толщиной около 4 м или нагреть на $1^{\circ},5$ слой воды толщиной 200 м, а на 80° с. ш. растопить около 2,5 м льда или нагреть тот же слой воды на 1° . Надо прибавить к этому ещё тепло, поглощаемое водой и льдами из воздуха, приносимого ветрами из более южных и тёплых районов.

Для того чтобы резче подчеркнуть всё значение полыней и открытых от льда пространств моря для теплового режима Арктики, приведу следующие весьма приближённые подсчёты.

Мы видели, что в Норвежское море ежегодно вливается около $15 \times 10^{14} \text{ км}^3$ тёплых атлантических вод. При понижении температуры этих вод на 1° освобождается около $15 \times 10^{16} \text{ кг-кал}$ тепла.

Под непосредственным влиянием этих вод в морях Норвежском, Гренландском и Баренцовом никогда не замерзает около $2 \times 10^6 \text{ км}^2$. К концу полярного лета эта площадь увеличивается приблизительно до $3,5 \times 10^6 \text{ км}^2$. Примем, что до поверхности моря в районе этих вод за год доходит около 30 кг-кал/см^2 , поглощается водой около 24 кг-кал/см^2 (принимая альбедо воды равным 20%), что при площади открытой воды, равной $3,5 \times 10^6 \text{ км}^2$, составит около $84 \times 10^{16} \text{ кг-кал}$ в год. Другими словами, даже при принятых крайне заниженных расчётах температура всей массы атлантических вод в результате поглощения только солнечной радиации повышается почти на 6° . Понятно, что если мы примем во внимание тепло, поглощаемое полынями, а также самими льдами, и, кроме того, тепло, поглощаемое из атмосферы, то значение тепла, приносимого атлантическими водами, по сравнению с теплом, накапливаемым в течение лета в самом Северном Ледовитом океане, ещё более уменьшится.

Из приведённого подсчёта вытекает, что значение Шпицбергенского и Нордкапского течений, сибирских рек и тихоокеанских вод (притекающих в Арктический бассейн через Берингов пролив) заключается не только в том, что этими течениями в Арктический бассейн вносятся громадные количества тепла, накопленного в более южных широтах, но также и в том, что создаваемые ими к началу весны свободные от льда поверхности моря являются прекраснейшими аккумуляторами тепла.

В табл. 91 приводятся температурные наблюдения «Дальневосточника» 17 августа 1932 г. в Чукотском море на $67^{\circ}36'$ с. ш. и $166^{\circ}27'$ в. д. На три дня раньше средняя температура до той же глубины наиболее тёплой станции в Беринговом проливе была около 5° . Это одно доказывает, что высокие температуры на приведённой станции являются результатом местного прогрева.

Таблица 91

Температуры воды на $67^{\circ}36'$ с. ш. и $166^{\circ}27'$ в. д.

Глубина в метрах	0	5	10	15	20	25	30	40	50
Температура в $^{\circ}\text{C}$	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 $6^{\circ},3$.

Последнее явление станет ещё более понятным, если мы вспомним, что из условий равновесия системы вода-лёд (см. § 62) вытекает, что масса льда, растаявшего под тёплым воздействием воды, прямо пропорциональна массе воды, вовлекаемой в процесс.

Ещё более разительны наши наблюдения на «Персее» 5 сентября 1934 г. в бухте Трауренберг-Бей ($79^{\circ}58'$ с. ш., $16^{\circ}48'$ в. д.) (табл. 92).

Таблица 92

Температуры воды на $79^{\circ}58'$ с. ш., $16^{\circ}48'$ в. д. 5 сентября 1934 г.

Глубина в метрах	0	10	25	50	64
Температура в $^{\circ}\text{C}$	4,9	5,1	5,0	4,2	4,2
Солёность в ‰	32,7	33,9	34,0	34,5	34,5

Эта бухта подводными порогами изолирована от вод Шпицбергенского течения, проникающего в район к северу от Шпицбергена, и высокие температуры её вод создались на месте в результате поглощения солнечной радиации и тепла из воздуха.

Если считать, что температура воды в этой бухте зимой опускается до температуры замерзания, то оказывается, что за летнее время каждым кв. сантиметром поверхности воды здесь было поглощено 40 ккал, что, принимая во внимание местные условия, создающие в летнее время малую облачность и большую прозрачность атмосферы, является вполне возможным.

19 августа 1932 г. «Русанов» в проливе Шокальского наблюдал поверхностную температуру $3^{\circ},7$, а в проливе Вилькицкого $5^{\circ},3$.

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 тёплых течений — выводам, основанным только на рассмотрении поверхностных температур. Высокие температуры поверхностных вод здесь в большинстве случаев служат лишь показателем раннего очищения моря от льда.

Подобно тому как в каждом районе моря можно выделить участки, в которых раньше всего начинается льдообразование, так можно выделить и участки, где море раньше всего вскрывается и очищается от льда. От этих участков, как из центров, при прочих равных условиях, вскрытие и таяние распространяются по определённым направлениям. Положение этих центров вскрытия и таяния определяется многими физико-географическими факторами.

При прочих равных условиях вскрытие начинается раньше всего в более южных районах, у берегов, в районах сильных приливо-отливных течений и в особенности у устьев рек. Таяние льдов происходит быстрее всего там, где по тем или иным причинам к началу таяния оказываются большие пространства чистой воды.

В морях Советской Арктики в среднем вскрытие припая происходит раньше всего в южных Новоземельских проливах (в 3-ей декаде июня) и позже всего в проливе Вилькицкого (в начале августа). Понятно, что после вскрытия припая центры вскрытия становятся и центрами таяния.

Что касается открытых частей арктических морей, то здесь понятие о вскрытии моря неприменимо, так как и зимой эти части покрыты взломанными пловучими льдами, но понятие о центрах таяния приобретает особое значение.

Из табл. 89 мы видели, что при толщине льда 100 см и при поглощении водой 300 г-кал/см² сутки за 16 суток 9-балльный лёд становится 8-балльным, а 5-балльный лёд растаивает совсем.

При объяснении табл. 89 было указано, что данные для любой толщины льда и для любого количества тепла, поглощаемого водой, и время, необходимое для преобразования таянием одной балльности льда в другую, получаются простым перемножением цифр таблицы на соответствующие множители. Отсюда следует, что при любых (но одинаковых) условиях 9-балльный лёд становится 8-балльным за тот же промежуток времени, за который 5-балльный лёд растаивает совсем.

Приведённый расчёт ещё раз подтверждает значение разрозненности льдов для таяния, и, в частности, объясняет сохраняемость в течение полярного лета отдельных ледяных массивов.

Надо заметить, что разредить сплочённые льды значительно труднее, чем уже разрежённые, так как мелкие, а потому и более подвижные ледяные образования при этом стеснены в своём движении более крупными, обладающими большей инерцией и потому менее подвижными образованиями. Поэтому большие по площади ледяные массивы не разрежаются, а как бы разрываюся на меньшие по площади, но такие же по сплочённости ледяные массивы. Вот почему при плавании во льдах весьма часто приходится встречаться с отдельными полосами и скоплениями сплочённых льдов, чередующимися с более или менее обширными пространствами чистой воды. Это явление усиливается тем, что каждая отдельная льдина, оказавшаяся в летнее время среди чистой воды, весьма недолговечна. Только большие флюберги и айсберги способны существовать долгое время в отдельности и проплывать огромные расстояния, особенно если их движение связано с соответствующими течениями.

Таким образом можно считать, что в период таяния мы встречаем главным образом или 8-10-балльный лёд, или чистую воду с отдельными разрушающимися в ней льдинами, или, другими словами, лёд 1-2 баллов. Только при приливо-отливных явлениях и при безветрии создаются льды другой сплочённости.

Весьма характерным в этом отношении было, например, расположение льдов в Карском море в начале навигации 1940 г. Здесь преднавигационной самолётной разведкой, произведённой в июне, было установлено наличие полосы разрежённых льдов, простиравшейся приблизительно от острова Диксон к Северной Земле. Эта полоса в дальнейшем и оказалась основной областью, от которой таяние распространялось на северо-запад. К началу навигации вся она освободилась от льдов и определила собою возможности мореплавания в первый период навигации. Несомненно, что эта полоса разрежённых льдов создавалась в результате разрыва ледяных полей соответствующими ветрами.

На рис. 112 показано состояние льдов в юго-западной части Карского моря 20-24 июня 1943 г. по наблюдениям л/к «Микоян», дополненным данными одновременной авиаразведки. На рисунке ясно виден начинающий разрушаться Новоземельский массив Карского моря, Ямальская и Обь-Енисейская полнины и ещё сохранившаяся в устье Енисейского залива полоса припая, протянувшаяся от острова Оленьего через остров Сибирякова к острову Диксон. На том же рисунке показаны одновременные наблюдения над температурой воды (знаменатель) и воздуха (числитель), произведённые на л/к «Микоян». Эти наблюдения заслуживают особого внимания. Действительно, на небольшом сравнительно протяжении температура воды менялась в очень широких пределах: от $-0^{\circ},4$ до $10^{\circ},6$. В это время над рассматриваемым районом господствовала юго-восточная тяга воздуха и, следовательно, на море подавался более или менее однородный воздух, тем не менее над морем температура воздуха на очень малом пространстве также менялась в очень широких пределах: от $0^{\circ},7$ до $10^{\circ},6$. Наиболее замечательно то обстоятельство, что, несмотря на столь большие разницы в температурах воды и воздуха в близлежащих точках пространства, разность между температурами воды и воздуха в одной и той же точке моря за исключением непосредственной близости к острову Диксон, держалась в пределах 2° . Другими словами, температура воздуха очень точно следовала за температурой подстилающей поверхности, что уже отмечалось в § 19.

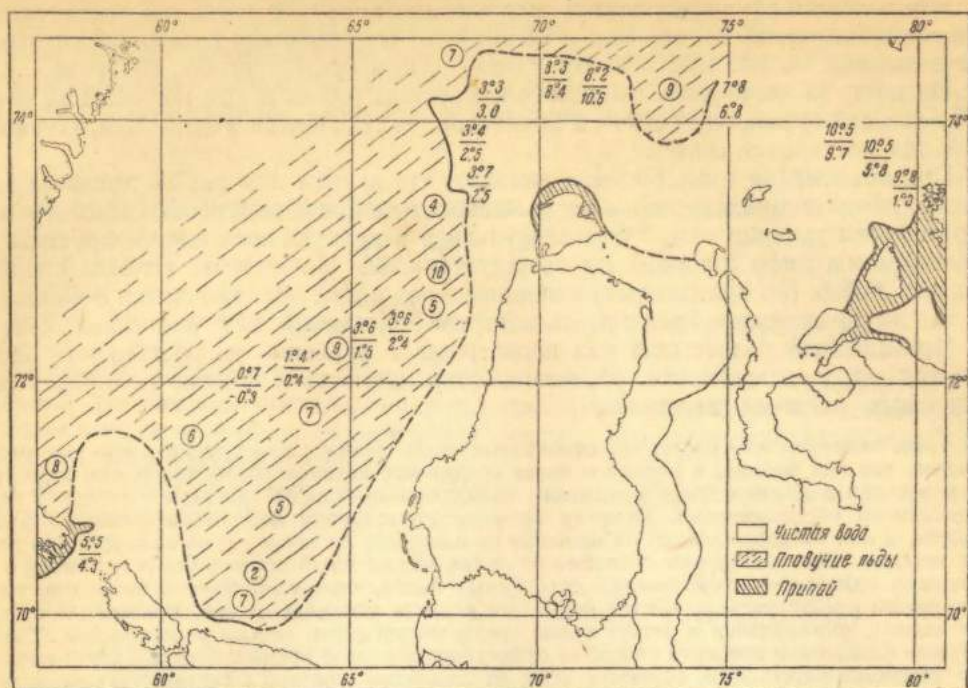


Рис. 112. Состояние льдов, температуры воздуха (числитель) и температуры воды (знаменатель) в юго-западной части Карского моря 20-24 июня 1943 г.

Обращают на себя также внимание очень высокие температуры воды, достигающие до $10^{\circ},6$. Принимая во внимание раннее время года, а также существовавшую ещё ледяную перемычку в устье Енисейского залива, мы должны допустить, что такие высокие температуры только отчасти обязаны своим происхождением теплу берегового стока, в основном же они созданы на месте совокупным влиянием солнечной радиации и адвективного тепла атмосферы. Понятно, что если в дальнейшем такую тёплую воду ветрами погонит на льды, то этим создастся усиленное размывание отступающей кромки. Если ветры начнут нагонять льды в такую тёплую воду, то в ней малые льдины уничтожатся совсем, а большие — значительно разрушатся. В этом, как уже подчеркивалось, и заключается влияние полыней и разрежений льда на таяние льдов.

Л и т е р а т у р а : 62, 77, 83.

ПРИЛИВО-ОТЛИВНЫЕ ЯВЛЕНИЯ И ЛЬДЫ

§ 119. Некоторые особенности приливо-отливных явлений

Приливо-отливные явления выражаются в периодических колебательных движениях частиц воды в вертикальном (колебания уровня) и в горизонтальном (приливо-отливные течения) направлениях.

Приливо-образующие силы Луны и Солнца, как показывают наблюдения, создают приливо-отливные явления даже в небольших и замкнутых морских бассейнах, но в основном эти явления зарождаются в поясе Мирового океана, охватывающем земной шар по высоким параллелям южного полушария. Здесь непрерывно возбуждаемая и бегущая с востока на запад приливная волна при прохождении южных оконечностей Америки, Австралии и Африки их огibtает и в дальнейшем, уже как свободная волна, распространяется на север. В частности, приливная волна, вошедшая в Атлантический океан, достигает Европы, проникает в Северный Ледовитый океан и здесь распространяется вдоль материкового склона Евразии вплоть до Северо-американского архипелага. На своём пути эта волна отделяет ветви в отдельные окраинные моря.

Распространение океанской приливной волны в мелководных морях обнаруживает любопытные особенности:

1. Приливо-образующие силы Луны и Солнца действуют на любую частицу воды практически независимо от глубины её расположения под поверхностью океана. Поэтому в приливо-отливных явлениях участвует вся водная масса Мирового океана. Так как приливной волне при своем распространении приходится проходить то над большими, то над меньшими глубинами, то везде, где глубина переходит с большей на меньшую, энергия больших водных масс передается меньшим массам и амплитуда прилива соответственно увеличивается. Наоборот, при переходе с малой глубины на большую амплитуда уменьшается.

Наиболее резко глубина океана изменяется на материковом склоне. Приливная волна здесь на незначительном расстоянии переходит с океанических глубин на малые глубины материковой отмели. Понятно, что амплитуда прилива при этом резко увеличивается и пропорционально увеличивается скорости приливо-отливных течений. То же самое случается при дальнейшем продвижении приливной волны по материковой отмели. Отмеченное иллюстрируется схематическим рис. 113. Естественно, что большие амплитуды, создающиеся на краях уступов, на дальнейших ровных глубинах слегка уменьшаются.

2. При подходе к берегам увеличению амплитуд прилива способствует не только уменьшение глубины, но и уменьшение ширины заливов, а также интерференция, создающаяся в результате отражения приливной волны от берегов и сложения с приходящими из других районов волнами.

Объяснение высоких приливов местными условиями, т. е. конфигурацией дна и берегов, хорошо доказывается примером залива Фунди, ширина и глубина которого постепенно уменьшаются. Соответственно амплитуда прилива, у входа в залив равная 4 м, постепенно при продвижении в глубь залива увеличивается до 16 м.

3. Всякое горизонтальное движение на Земле силой вращения Земли отклоняется вправо в северном полушарии и влево в южном. Сказывается это и на приливо-отливных явлениях. Так, именно благодаря влиянию вращения Земли повсюду в северном полушарии у правых (относительно распространения приливной волны) берегов амплитуда прилива значительно больше, чем у левых.

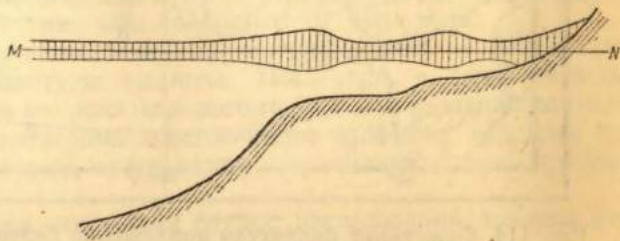


Рис. 113. Схема изменений в амплитуде прилива при распространении приливной волны на мелководье. Сравнительная величина амплитуд показана полосой с вертикальной штриховкой.

На рис. 114 показаны амплитуды сизигийных приливов у побережий Белого, Баренцова и Карского морей, подтверждающие это явление.

4. Орбиты частиц воды за приливной период могут быть весьма причудливыми. Их проекции на вертикальную плоскость, или вертикальные орбиты, дают представление о верти-

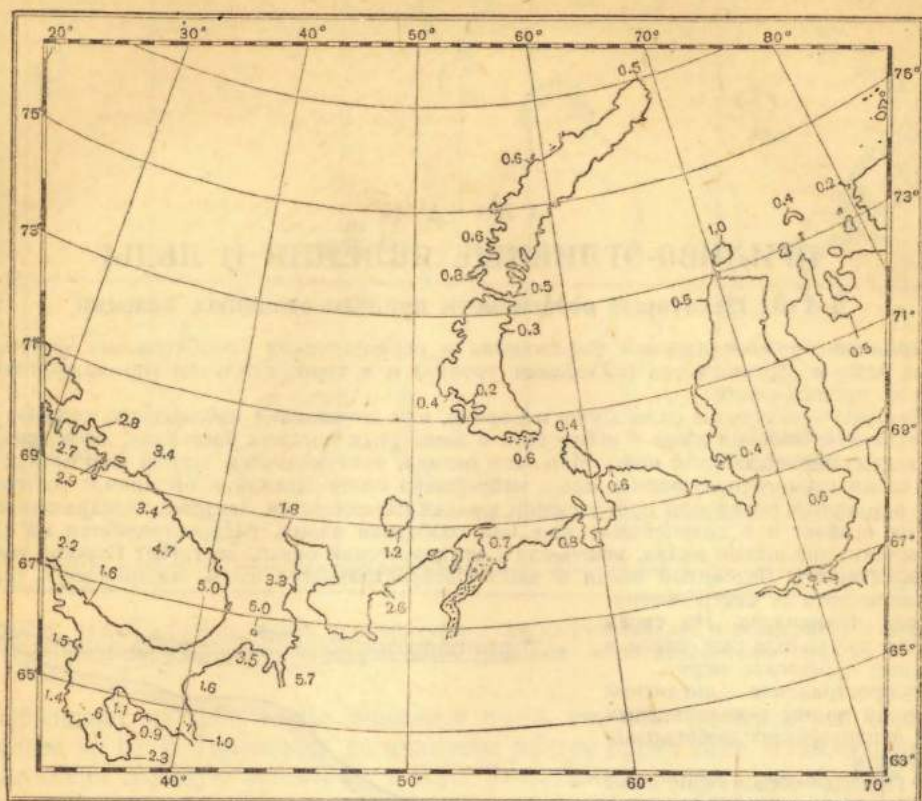


Рис. 114. Сизигийные амплитуды приливов на Белом, Баренцовом и Карском морях.

кальных колебаниях уровня. Проекции на горизонтальную плоскость, или горизонтальные орбиты, отражают характер приливо-отливных течений.

В зависимости от местных условий приливо-отливные колебания уровня и течения могут быть весьма разнообразны, но всё же можно наметить три основные группы приливо-отливных явлений: у берега, в узких проливах и в открытом море.

У берега крайние уровни обычно совпадают со сменой приливо-отливных течений. Колебания уровня здесь представляют наибольший практический интерес.

В узких проливах крайние уровни приблизительно совпадают с максимальными скоростями приливо-отливных течений. Смена течений совершается приблизительно при среднем уровне. Горизонтальные орбиты представляются почти прямыми линиями, вытянутыми приблизительно по оси пролива. Массы

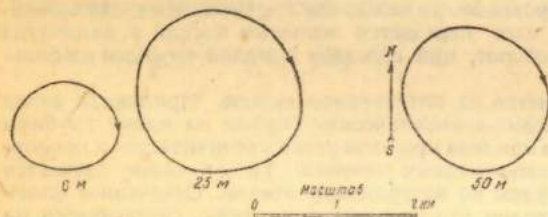


Рис. 115. Горизонтальные приливные орбиты в Баренцовом море вдали от берегов.

воды как бы проносятся вперёд и назад по оси пролива.

В открытом море колебания уровня почти не имеют значения. Горизонтальные орбиты представляются почти круговыми, причём частицы воды движутся благодаря отклоняющей силе вращения Земли в северном полушарии по часовой стрелке. Характерным примером в этом отношении являются мои наблюдения в открытой части Баренцова моря.

На рис. 115 показаны в одном и том же масштабе горизонтальные орбиты частиц воды за время приливного периода на глубинах от поверхности моря 0, 25 и 50 м, полученные из одновременных наблюдений 5-6 июля 1928 г. на $73^{\circ}16',6$ с. ш. и $38^{\circ}24',5$ в. д. при глубине моря 260 м. Во всех случаях постоянное течение исключено. При рассмотрении рисунков обращает на себя внимание следующее:

- 1) горизонтальные орбиты частиц представлялись почти круговыми;
 - 2) направление приливо-отливного течения в поверхностных слоях менялось по часовой стрелке (это имело место и на 100 м, только у самого дна на глубине 250 м течение менялось против часовой стрелки);
 - 3) орбиты частиц с глубиной не только не уменьшались, но даже увеличивались; наибольшие скорости приливо-отливного течения наблюдались на глубине 25 м.
- Объясняются эти явления, во-первых, тем, что вода не успевает занять положение равновесия, и, во-вторых, инерцией водных масс. Таким образом в открытом море или в средних частях широких проливов нет того, что у берегов обычно называется «сменой течений» или «кроткой водой»: приливо-отливное течение здесь никогда не прекращается.

Л и т е р а т у р а: 50, 51, 53, 54.

§ 120. Влияние льдов на элементы прилива

При открытой от льда поверхности моря энергия приливной волны тратится в конечном итоге на разрушение дна и берегов и на нагревание моря. В море, покрытом льдами, эта энергия тратится, кроме того, на всякого рода деформации ледяного покрова — торошение, разлом и т. д. Естественно поэтому, что все элементы прилива в присутствии льдов значительно изменяются.

Скорость приливо-отливных течений в свободном от льдов море уменьшается по вертикали по мере приближения ко дну, приблизительно, по параболическому закону. Если море покрыто неподвижным льдом, то приливо-отливное течение будет напоминать поток жидкости между двумя пластинками, т. е. эпюра вертикального распределения скоростей будет также приблизительно параболой, но с горизонтальной осью, расположенной (если считать трение о лёд и о дно одинаковыми и жидкость однородной) на середине глубины моря. Из сказанного следует, что средняя скорость приливного течения под льдом будет значительно меньше скорости приливного течения при свободном от льда море.

Но уменьшение скорости приливо-отливных течений влечёт за собою пропорционально уменьшение амплитуды прилива. Последняя, в свою очередь, уменьшается наличием ледяного покрова ещё потому, что для создания соответствующих колебаний уровня необходимо периодическое изгибание ледяного покрова то в одну, то в другую сторону, на что также затрачивается часть приливной энергии.

Характерным примером в этом отношении служат исследования, произведённые портоизыскательскими партиями на Белом море (табл. 93).

Таблица 93

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

В феврале в Мезенском заливе у устья реки Пья были подвижные льды, у устья реки Каменка — 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, наблюдалась же только 0,68 м.

Таблица 94

Средние многолетние амплитуды прилива в м в Соломбале на р Северная Двина за 1917-1929 гг.

Зима							Лето				
XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
0,53	0,51	0,45	0,37	0,42	0,37	0,31	0,56	0,70	0,68	0,72	0,64

В табл. 94 показаны среднемесячные многолетние амплитуды прилива на Северной Двине по наблюдениям за 1917-1929 гг.

Из таблицы видно, что амплитуды прилива летом почти в два раза больше, чем зимой.

В дополнение к приведённой таблице надо отметить следующее.

В 1942 г. на Северной Двине у Соломбалы правильные явления прилива с характерной для этой реки «манихой»¹ продолжались до 10 мая, хотя к этому времени уже начался паводок, и уровень у Соломбалы достиг 200 см (считая от «нуля 1881 г.»). Амплитуда прилива была «зимней» и колебалась в пределах 25-45 см. 11 мая прошёл пик паводка (326 см), и река у Архангельска вскрылась. 14 мая уровень понизился до 200 см, и явления прилива появились снова, опять-таки с характерной «манихой». 16 мая Северная Двина окончательно очистилась от льда, но амплитуда продолжала оставаться зимней. Такое явление продолжается, как правило, вплоть до полного очищения от льдов Горла Белого моря. Действительно, приливы на Северной Двине являются лишь следствием приливной волны, проходящей через Горло из Баренцова моря. Естественно, что до тех пор, пока эта волна ослабляется льдами в Горле, во всем Белом море амплитуды прилива остаются уменьшенными. Этим объясняется сравнительно малая средняя амплитуда приливов в мае, когда Бассейн и Двинский залив часто уже полностью очищены от льда, а Горло Белого моря ещё только очищается.

Понятно, что чем меньше льда, тем меньше отмеченные явления. Но всё же при существовании приливных сжатий и разжатий часть энергии прилива на них тратится, и этим соответственно уменьшаются амплитуды прилива. Понятно также, что редкий раздробленный лёд, производящий в очень сильной степени гашение энергии ветровой волны, сказаться на энергии очень длинной приливной волны не может.

Кроме уменьшения амплитуд прилива и скоростей приливо-отливных течений, ледяной покров сказывается также и на других элементах прилива. Так, например, по наблюдениям Ляхницкого, в устье Северной Двины в 1915-1916 гг. разность прикладных часов между Соломбалой и Лапоминской гаванью, летом равная 1,5 часа, зимой возросла до 3,5 часа. Считается, что запаздывание моментов полных и малых вод в период полного ледостава относительно тех же моментов в летнее время равно приблизительно одному часу.

Таблица 95

Углы положения главных полусуточных волн

Район	Русская Гавань		м. Желания		м. Челюскин	
Волна	M ₂	S ₂	M ₂	S ₂	M ₂	S ₂
Чисто	275°	331°	318°	354°	331°	20°
Лёд	299°	346°	321°	9°	346°	28°

В табл. 95 показаны (по Максимову) углы положения главных полусуточных волн для некоторых пунктов Советской Арктики. Из таблицы видно, что при наличии льда фазы приливных волн по сравнению с фазами тех же волн, но при отсутствии льда, запаздывают.

Таким образом предвычисление всех элементов прилива требует отдельного определения гармонических постоянных для моря, свободного от льда, и для моря, покрытого льдами.

Л и т е р а т у р а: 54, 77, 102.

§ 121. Влияние приливов на замерзание и вскрытие моря

Приливо-отливные течения отличаются от постоянных течений своей периодичностью по скорости и направлению и большими градиентами скорости — и в результате очень большой турбулентностью. Последняя в некоторых районах, например в узких проливах, создаёт полное перемешивание морских вод — от поверхности до дна, что придаёт приливо-отливным течениям сходство с речными потоками.

Но мы видели, что чем больше в поверхностных слоях вертикальные градиенты плотности, тем скорее начинается образование поверхностного льда. Отсюда

¹ Явление «манихи» заключается в том, что во время прилива уровень некоторое время перестаёт расти или даже понижается, затем рост уровня опять возобновляется до полной воды.

следует, что приливо-отливные явления, перемешивающие водные массы, как правило, задерживают начало льдообразования. Однако в дальнейшем приливо-отливные явления непрерывно взламывают ледяной покров, причём на открывающихся пространствах чистой воды идёт интенсивное льдообразование, вследствие чего общее количество льдов по сравнению с количеством льдов, которое могло бы образоваться в данном районе при отсутствии приливо-отливных явлений, увеличивается.

Весьма сильные колебания уровня приливного характера наблюдаются в Мезенском заливе Белого моря и, особенно, в самом устье реки Мезени. Так, например, у устья реки Семжа — притока реки Мезени — наибольшая амплитуда прилива равна 11,7 м, а наименьшая — 2,9 м. Вследствие этого на реке Мезени ниже мыса Толстика лёд никогда не становится. При каждом приливе лёд взламывается и торосится по направлению к устью; при каждом отливе лёд выносятся в море, где наторашивается на прибрежных банках и отмелях.

По тем же причинам припай не образуется и у острова Моржовца. Приливное течение входит в Мезенский залив, обходя этот остров с юга и с севера. Струи течения, встречаясь по восточную сторону острова, создают здесь в летнее время сильный сулой, а в зимнее время сильное торошение и образование стамух. В проливе Маточкин Шар у мыса Узкого, где глубина 25-30 м, а скорость приливо-отливного течения доходит до 5 узлов, характерна полынья, расположенная посредине пролива. Эта полынья в особо тёплые годы даже переживает зиму. Затянутая льдом в обычные зимы, она весной возобновляется.

Таким образом в период льдообразования приливо-отливные явления:

- а) задерживают образование начальных форм льда до охлаждения всего перемешиваемого приливами слоя воды до температуры замерзания,
- б) препятствуют образованию припая и больших ледяных полей,
- в) увеличивают количество глубинного и донного льда,
- г) увеличивают общее количество льдов, образующихся в данном районе, по сравнению с количеством льда, которое могло бы образоваться в том же районе при тех же метеорологических условиях, но при отсутствии приливов.

В период таяния сильные приливные явления, как правило, способствуют разрушению льда. В этом отношении играют роль не только колебания уровня, способствующие взламыванию припая у береговой черты, но и вращение льдов, создающееся в результате приливных течений, разно направленных даже в сравнительно близких друг к другу районах. При этом лёд крошится на всё более и более мелкие части, вследствие чего общая поверхность льда, подверженная действию радиации, тёплого воздуха и воды, увеличивается. Кроме того, непрерывно открывающиеся при приливных разжатиях площади чистой воды хорошо поглощают солнечную радиацию. Это тепло, накопленное водой, в дальнейшем идёт на таяние льда.

Л и т е р а т у р а: 62, 77.

§ 122. Приливо-отливные трещины

Приливо-отливные колебания уровня моря в зимнее время сказываются в промерзании прибрежного мелководья до дна и в образовании в припае приливных трещин.

Предположим (рис. 116), 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 начнёт опускаться и ледяной покров, но у самой береговой черты останется слой льда, отломившийся от основной массы льда. Неправильные ледяные образования застрянут также при опускании уровня вдоль всего ската берега Nn . Этот скат, во время отлива остающийся обнажённым, сильно охладится, а примёрзшие к нему ледяные образова-

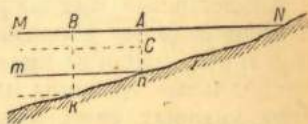


Рис. 116. Схема образования приливных трещин в припае.

ния увеличатся за счет стекающей по скату воды. При следующем поднятии воды к примёрзшим к грунту частицам льда прибавятся новые, и таким образом постепенно всё пространство ANn окажется промёрзшим до дна.

Понятно, что пока лёд 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. Вследствие этого при больших высотах прилива громадные пространства отмелого берега могут оказаться забитыми льдом до самого дна.

Между изобатами n и k , разница глубин которых равна толщине льда, лёд во время отлива будет частично ложиться на дно и частично отламываться.

Таким образом в прибрежной приливной полосе мы будем иметь: а) прибрежную полосу льда, всегда лежащую на грунте, б) более мористую полосу льда, лежащую на грунт только при отливе, и, наконец, в) основную массу льда толщиной AC , находящуюся на плаву. Отделяются эти полосы друг от друга трещинами, которые по отношению к берегу называют *внутренней* и *наружной приливными* трещинами (рис. 116).

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 лёд, тем на большем расстоянии друг от друга расположены приливные 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 океанологическими условиями. Поэтому замерзание идёт скачками, и каждый такой скачок характеризуется трещиной. По наблюдениям «Зари», при отлогах, простирающемся на большие расстояния береге число приливных трещин иногда доходит до семи. Только две из них — наиболее мористые — являлись при этом активными, т. е. такими, у которых колебания уровня были заметны, остальные пять были в прошлом активными, а с утолщением льда они остались в прибрежной полосе промёрзшего до дна моря. Обычно плоскость приливных трещин вертикальна. Иногда она наклонна к берегу, а в очень редких случаях — к морю.

Расстояние приливных трещин от берега зависит от покатости берега и амплитуды прилива. В бухте Кожевникова (Хатангский залив) приливные трещины образуются до расстояния 1-1,5 км от берега.

Приливные трещины очень точно следуют при отмелом берегу очертаниям береговой линии. Это обстоятельство иногда используется при зимних маршрутных съёмках отмелых берегов, опознать береговую черту которых иначе не представляется возможным.

При сильных сизигийных приливах и нагонных явлениях лёд на плаву может оказаться выше льда, примёрзшего ко дну. Тогда морская вода выступает поверх последнего и образует так называемый *зимний водяной забор*. Эта вода, смешиваясь со снегом, покрывающим прибрежный лёд, и замерзая, образует на поверхности морского льда *снежный лёд*, отличающийся своим матовым белым цветом. При сильных сгонах лёд на плаву может оказаться ниже льда, примёрзшего 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 банок, углубление которых менее амплитуды прилива плюс наибольшая толщина ледяного покрова. Над такими банками в начале льдообразования ледяной покров при отливе даёт пологое куполообразное вспучивание. При дальнейшем нарастании и укреплении ледяного 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 ледяного покрова наклон плит, образующих вспучивание над подводным камнем, всё увеличивается и в отдельных случаях достигает 45° . Наклонные плиты смораживаются морской водой, попадающей в трещины между ними, и таким образом создаётся очень устойчивое образование, возвышающееся на 1-2 м над поверхностью гладкого льда при диаметре до 7 м и напоминающее по форме кратер (рис. 117). Такие кратерообразные нагромождения льдов — ледяные шатры — особенно характерны у каменистых берегов, в прибрежных водах которых много подводных камней. Аналогичные явления экспедиция Толля наблюдала у низменных и отлогих берегов Земли Бунге над намокшими от долгого пребывания в воде — и потому отяжелевшими и затонувшими — стволами плавника.



Рис. 117. Кратерообразные нагромождения льдов над отмелями.

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 ледяным покровом, а прилегающее море ещё свободно от льда. При сильных нагонах вода покрывает неподвижный лёд. При сгонах под влиянием понижения уровня в неподвижном льду образуются трещины, характерные тем, что они пересекают поперёк 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 большинстве случаев, однако, сгонно-нагонные трещины совпадают с приливо-отливными. Это явление легко прослеживалось, например, на Северной Двине, где сгонно-нагонные явления значительно превышают приливо-отливные. Так, в зиму 1941/42 г. после установления неподвижного ледяного покрова амплитуда приливо-отливных колебаний уровня даже в сизигии не превышала 60 см, в то же время амплитуда сгонно-нагонных колебаний уровня доходила в ноябре до 101 см, в декабре до 79 см, в январе до 62 см, в феврале до 76 см, в марте до 76 см и в апреле до 69 см. Как видим, сгонно-нагонные колебания уровня на Северной Двине не прекращались в течение всей зимы, несмотря на то, что всё море было сплошь покрыто льдами.

Неподвижный ледяной покров установился на Северной Двине 3 ноября 1941 г.; река вскрылась 11 мая 1942 г. За это время максимальный уровень (прилив + нагон) наблюдался 30 ноября и был равен 210 см, минимальный уровень наблюдался 8 февраля и был равен — 2 см (относительно «нуля 1881 г.»). Таким образом абсолютная амплитуда колебаний в период ледостава была 212 см, что создавало ярко выраженные трещины, зимние водяные забереги, намерзание льда у берегов и у причальных линий и т. д.

На рис. 118 показано, по Воейкову и Столярову, расположение приливных трещин в бухте Тикси зимой 1933/34 г. Эти трещины проходили между всеми выдающимися частями берега, а также вдоль береговой черты и оставались открытыми всю зиму. В сильные морозы из них часто выдавливался молодой лед, образуя гребни 10-15 см высоты и 2-2,5 см толщины. Благодаря отсутствию связи с берегом лёд в средней части бухты оставался на плаву.

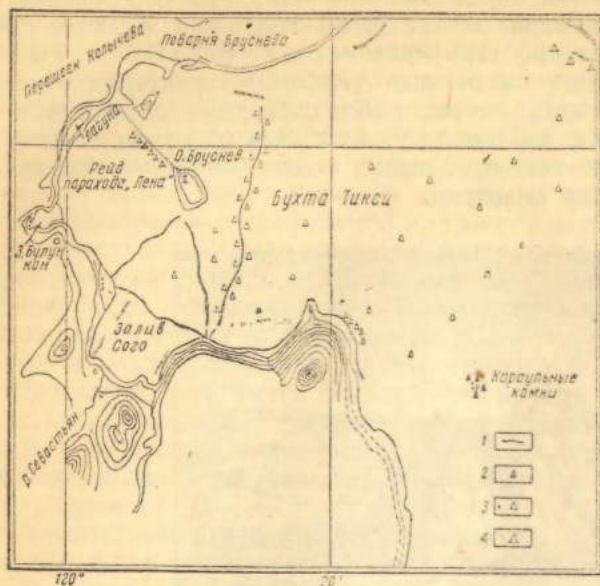


Рис. 118. Приливные трещины в бухте Тикси зимой 1933/34 г.

венных берегов или у стенок гаваней в районах, где наблюдаются сильные приливо-отливные явления, судно должно становиться на зимовку с таким расчётом, чтобы ни в коем случае не вмёрзнуть в зоне льда, в которой проходят приливные или сгонно-нагонные трещины, а полностью оказаться во льду, всегда находящемся на плаву.

Во время зимовки корпус судна, в особенности железного, вследствие большой теплопроводности железа всегда обмерзает в своей подводной части и примерзает к окружающему его льду. Если судно вмёрзнет в лёд таким образом, что часть его корпуса будет в неподвижном льду, а другая во льду на плаву, то неизбежные напряжения могут повредить корпус. Бывали случаи, что суда, зимовавшие у стенок гаваней в Архангельске и пренебрегавшие этими явлениями, при сизигийных приливах кренились до 25°.

Приливо-отливные трещины имеют большое значение также при сооружении на льду всякого рода дорог и переправ. Требуется особого рода устройства, обеспечивающие плавный спуск и подъём с берега и обратно. Особенно это важно при прокладке железнодорожных путей. Действительно, на последних совершенно недопустимы резкие изломы, неизбежно создающиеся при больших вертикальных колебаниях льда на плаву,

и на практике с ними надо считаться.

Прежде всего, при вынужденных и намеренных зимовках кораблей у естественных и искусственных стенок гаваней, где наблюдаются сильные приливо-отливные явления, судно должно становиться на зимовку с таким расчётом, чтобы ни в коем случае не вмёрзнуть в зоне льда, в которой проходят приливные или сгонно-нагонные трещины, а полностью оказаться во льду, всегда находящемся на плаву.

Прежде всего, при вынужденных и намеренных зимовках кораблей у естественных и искусственных стенок гаваней, где наблюдаются сильные приливо-отливные явления, судно должно становиться на зимовку с таким расчётом, чтобы ни в коем случае не вмёрзнуть в зоне льда, в которой проходят приливные или сгонно-нагонные трещины, а полностью оказаться во льду, всегда находящемся на плаву.

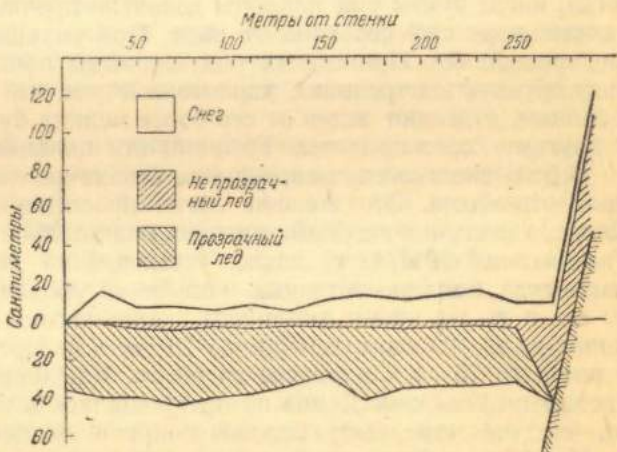


Рис. 119. Ледомерный профиль на р. Кузнечиха от стенки аванпорта Экономии до отмели.

на котором проложена дорога. Поэтому здесь приходится постоянно регулировать плавность переходной части дороги подкладкой и уборкой специальных прокладок.

Наконец, приливо-отливные колебания льдов весьма вредно отражаются на сваях, вбитых в грунт и примерзающих к льду на плаву. Всякое понижение уровня обычно вызывает лишь некоторое выпучивание льда около свай. При всяком повышении уровня лёд на плаву стремится выдернуть сваю из грунта.

Л и т е р а т у р а : 36, 62, 77, 87.

§ 123. Приливо-отливные колебания уровня и стамухи

Как мы видели, стамухами называются ледяные образования с сравнительно большими вертикальными размерами, носившиеся по морю ветрами и морскими течениями и, в конце концов, приткнувшиеся к отмелям и подводным банкам.

Предположим, что такой несяк приткнулся к некоторой отмели на малой воде. Естественно, что как только начнётся прилив, стамуха снимется с мели и её понесёт приливным течением до некоторой меньшей глубины, на которой её застанет начало отлива. В дальнейшем стамуха будет сниматься с мели при приливе и становиться на мель при отливе, постепенно приближаясь к такой глубине, где она будет сидеть на мели даже при полной воде. Понятно, что если стамуха начала своё скачкообразное приближение к берегу при квадратурных приливах, то при сизигийных она опять снимется с мели и ещё ближе придвинется к берегу. То же явление может случиться при нагонных уровнях. В результате стамуха займёт устойчивое положение только при наибольшем уровне данного района — приливном или нагонном.

У отмелого берега, где к тому же приливо-отливные и сгонно-нагонные колебания уровня ярко выражены, стамухи могут совершать значительные передвижения, перед тем как они окончательно установятся. Естественно такое, что в результате таких передвижений отношение подводного углубления к повышению над водой, которое у несяка было около пяти, у стамухи может стать равным двум или даже единице. Особенно заметны приливо-отливные передвижения стамух в Мезенском заливе, где приливы велики и где сизигийные амплитуды в несколько раз больше квадратурных.

Стамухи в высоких широтах являются мощными образованиями и многие из них переживают короткое полярное лето. Если зимой приливо-отливные явления способствуют увеличению мощности и прочности стамух, то в летнее время они способствуют их разрушению и, прежде всего, сильно изменяют их форму. Действительно, 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, а снизу омытым водой и округлённым основанием. Постепенно опоясывающее углубление проникает всё 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 ударами волны быстро разрушается, и шляпка гриба при этом становится 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 их части представляют собою образования различной прочности и оказывают различное сопротивление размывающему действию воды. В связи с этим формы разрыва стамух весьма разнообразны. Верхняя шляпка может покоиться на одном или на нескольких столбиках, так что в стамухе образуются сквозные гроты

и мосты. Особенно разнообразны эти формы у стамух, расположенных в закрытых от волнения местах, где верхняя шляпка сохраняется дольше всего.

Литература: 62, 77.

§ 124. Приливо-отливные движения морских льдов

Пловучие льды под влиянием приливо-отливных явлений находятся в непрерывном движении, описывая замысловатые фигуры. Отдельные поля и льдины при этом то сталкиваются, сжимаются и торосятся, то расходятся и создают разрежения. Эти явления тем ярче выражены, чем больше в данном районе амплитуда прилива. В сизигиях они значительнее, чем в квадратурах, и при штиле и слабых ветрах ярче, чем при сильных.

Интересные наблюдения над приливо-отливными движениями льдов были проведены во время дрейфа ледокола «Ленин» в юго-западной части моря Лаптевых зимой 1937/38 г. Малая глубина района дрейфа (около 45 м) позволила применить весьма простой, но в то же время и наиболее точный способ определения элементов дрейфа, а именно — по длине вытравленного линя. Таких определе-

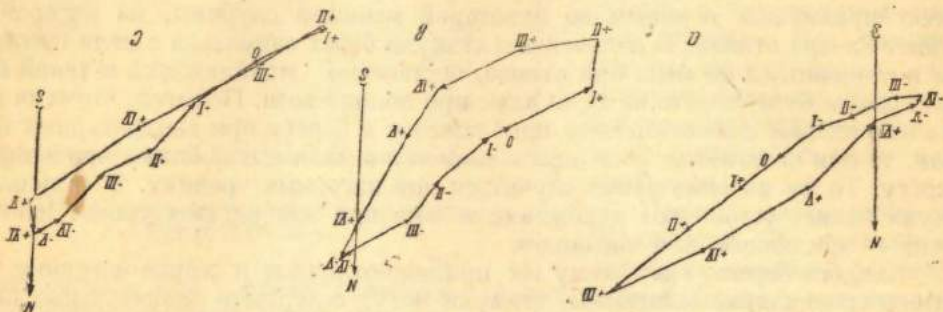


Рис. 120. Полусуточные приливо-отливные дрейфы в море Лаптевых на $74^{\circ} 44'$ с. ш. и $112^{\circ} 38'$ в. д. 24-25 ноября 1937 г.

ний было выполнено 2 022. Ежечасные наблюдения над ветром, 137 наблюдений над сжатиями льдов, 6 суточных, 12 полусуточных и 30 серийных океанологических станций, а также многочисленные инструментальные наблюдения течений позволили осветить динамику дрейфа льдов с большой полнотой.

Сторожев отмечает, что все наблюдения л/к «Ленин» показывают, что приливной дрейф льдов в море Лаптевых на 4-6 часов запаздывает и скорость его меньше по сравнению с приливо-отливными течениями. В результате такого большого запаздывания при полусуточном (как это имеет место в море Лаптевых) приливе на небольшом расстоянии по глубине наблюдаются почти противоположные течения. Поверхность раздела противоположных течений при слабом дрейфе льдов и при сильных приливо-отливных течениях поднималась чуть ли не до поверхности моря; при сильном дрейфе и слабых течениях опускалась на глубину.

За сутки льды, так же как и приливо-отливные течения, описывали замкнутые кривые: у устья Хатангского залива против часовой стрелки, а в центральной части моря вдали от искажающего влияния берегов — по часовой стрелке. Скорость приливного дрейфа льдов у берегов доходила до 1,3 узла, в открытой части моря только до 0,7 узла. Влияние приливо-отливных явлений на дрейф льдов особенно ярко сказывалось в сизигии и при маловетрии; однако даже при ветрах средней силы приливо-отливные движения были хорошо заметны.

На рис. 120, по Сторожеву, показаны прогрессивными векторами для разных часов лунного времени приливо-отливные течения у поверхности моря на 15 м и у дна, наблюденные у устья Хатангского залива на $74^{\circ} 44'$ с. ш. и $112^{\circ} 38'$ в. д.; на рис. 121 — приливо-отливные течения у поверхности моря и у дна в открытой части моря на $75^{\circ} 26'$ с. ш. и $122^{\circ} 20'$ в. д.

Наблюдения на л/к «Ленин» ценны своей полнотой. Они подтвердили предшествовавшие наблюдения. Основными выводами, которые можно сделать из наблюдений л/к «Ленин» и других, являются следующие:

1. В открытых частях моря приливо-отливный дрейф льда в северном полушарии совершается по часовой стрелке; вблизи берегов нередко можно наблюдать отклонения от этого правила.

2. Скорости приливо-отливных движений льдов значительно меньше скорости приливо-отливных течений, наблюдаемых под льдом, и значительно меньше скорости поверхностных приливо-отливных течений, наблюдаемых в том же районе моря при отсутствии льдов.

3. Приливо-отливные движения льдов и приливо-отливные течения на глубинах под льдом не совпадают по направлению, а иногда могут быть прямо противоположны.

Литература: 77, 120.

§ 125. Приливо-отливные сжатия и разрежения льдов

Приливо-отливные движения льдов, как уже отмечалось выше, создают своеобразные сжатия и разрежения льдов.

Нансен в своём дневнике от 13 октября 1893 г., отмечая, что связь между сжатиями льдов и приливо-отливными явлениями неоднократно подчёркивалась арктическими исследователями, говорит, что, по наблюдениям «Фрама», приливо-отливные сжатия особенно были заметны в сизигии и во время новолуния были больше, чем во время полнолуния. Дважды в течение 24 часов лёд разрезался и дважды смыкался. В квадратуре приливные сжатия были почти незаметны. Кроме того, Нансен указывает, что наибольшей силы и правильности приливо-отливные сжатия достигали в начале дрейфа по соседству с открытым морем к северу от Сибири и в конце дрейфа, когда «Фрам» приближался к Гренландскому морю. В самом Арктическом бассейне эти явления были незаметны. Совершенно такие же явления отмечались и на «Седове» во время его дрейфа через Северный Ледовитый океан.

Надо отметить, что усиленные приливо-отливные сжатия в начале дрейфа «Фрама» и «Седова» правильнее объяснить не столько их близостью в это время к открытому от льдов морю, сколько нахождением этих судов в это время над материковым склоном, где приливо-отливные явления, как и везде при резком изменении глубин, ярче выражены, чем над ровными глубинами океана¹.

На рис. 122 показаны схемы движения частиц по вертикальным орбитам и внешняя форма правильной приливной волны. Из рассмотрения рисунка видно, что в точке *a*, где происходит смена приливного течения на отливное, течения расходятся, глубинные слои подводятся к поверхности моря и льды соответственно разрезаются. В точке *b*, наоборот, течения сходятся, глубинные слои опускаются книзу и льды сжимаются.

Рассматривая более внимательно рис. 122, характеризующий явления при правильном приливе, мы видим, что в точке полной воды (точка *c*) приливное течение достигает своей наибольшей скорости, в точке *d* его скорость меньше,

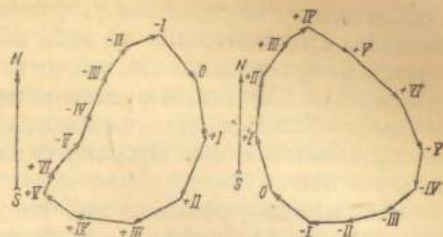


Рис. 121. Полусуточные приливо-отливные дрейфы в море Лаптевых на $75^{\circ} 26'$ с. ш. и $122^{\circ} 20'$ в. д. 7-9 февраля 1938 г.

¹ Приливо-отливные сжатия в районах сильных приливо-отливных явлений представляют немалую опасность для плавания. Так, 7 февраля 1944 г. п/х «Мста», вышедший из бухты Нагаева в сопровождении линейного ледокола, был раздавлен льдами на $58^{\circ} 26'$ с. ш. и $151^{\circ} 26'$ в. д. Ветры в это время были слабые, но приливы сизигийные. Известно, что у северного побережья Охотского моря амплитуды приливов очень велики. Так, в бухте Нагаева амплитуда прилива доходит до 4,3 м, а в Пенжинской губе увеличивается до 11,3 м.

в точке b равна нулю, в точке e уже идёт отливное течение, достигающее своей максимальной скорости в точке f , и т. д. Отсюда естественно, что льды, находящиеся между точками c и f , отстают от льдов, находящихся в тот же момент в точке c . Следовательно, на всём этом участке профиля приливной волны наблюдается разрежение льдов, достигающее своего максимума в точке a , где течения расходятся. Аналогично на участке профиля cbf льды приливо-отливными течениями с обеих сторон увлекаются к точке b , в которой сжатие достигает своей максимальной силы. Простая схема, показанная на рис. 122, у берегов сильно искажается.

Мной давно указывалось, что линия, соединяющая точки моря, в которых одновременно происходят смены течений, параллельна линии фронта приливной волны, другими словами, котидальной линии. Отсюда разводя, вызываемые приливами, теоретически должны вытягиваться в направлении котидальных линий¹. Понятно также, что особенно ярко явления сжатий и разжатий выражаются на стыке плывучих льдов с берегом или припаем.

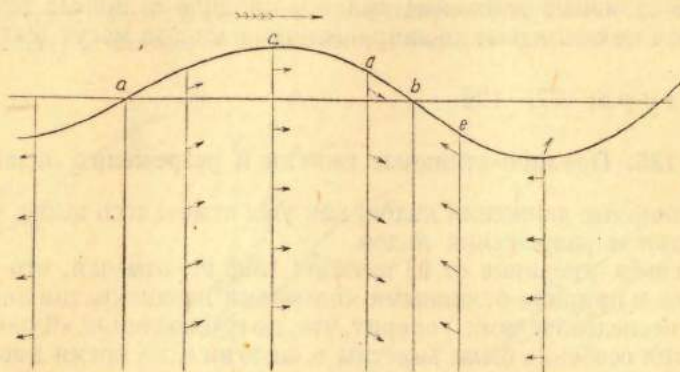


Рис. 122. Схема движения частиц по вертикальным орбитам при приливной волне.

Если приливная волна входит в пролив с постепенно уменьшающимися к берегу глубинами (что является наиболее общим случаем), то само явление и расположение разводий усложняется. Действительно, скорость распространения приливной волны прямо пропорциональна корню квадратному из глубины места. Следовательно, положение гребня приливной волны в таком проливе представляется некоторой кривой, направленной выпуклостью в сторону распространения прилива.

Таким образом получается, что моменты полной и малой воды на поперечном сечении прилива не наступают одновременно, и это вызывает неодновременность смены течений.

Например, в то время как у берега прилив ещё продолжается, в средней части канала может уже начинаться отлив и т. д. Это обстоятельство так же, как и влияние отклоняющей силы вращения Земли, существенным образом сказывается на направлении приливо-отливных течений.

Разновременность наступления прилива и смены приливных течений, вызываемые этим стоковые и компенсационные течения, а также течения, обуславливаемые отклоняющей силой вращения Земли, образуют встречи течений разных направлений, в результате которых получаются завихрения и водовороты.

Сложность явления в природе вряд ли позволит произвести соответствующие теоретические расчёты. Понятно, что непосредственные наблюдения могут принести в данном случае неоценимую пользу.

¹ В декабре 1942 г. во время дрейфа тральщика «65» со льдами у Зимнего берега Белого моря было подмечено, что разводья при приливо-отливных разрежениях льдов вытягивались приблизительно перпендикулярно приливо-отливным течениям.

Обширные наблюдения, проведённые во время дрейфа л/к «Ленин», подтвердили правильность высказанных мною соображений.

Понятно, что ветры, также вызывающие сжатия и разрежения, сильно искажают явления. Особенно это относится к случаям сильных ветров, а также их смены. Как отмечает Сторожев (что является новым и важным при изучении дрейфа льда в море Лаптевых), в результате наблюдений над дрейфом л/к «Ленин» была найдена зависимость между направлением ветра и ускорением и замедлением приливо-отливных сжатий относительно теоретических моментов.

Так, например, было установлено, что ветры северного направления ускоряют наступление приливо-отливных сжатий и, наоборот, замедляют наступление разрежений; ветры южного направления дают обратный эффект; ветры западного направления ускоряют наступление сжатий, а вместе с тем удлиняют их продолжительность. Эти же ветры замедляют наступление разрежений; ветры же восточных направлений оказывают обратное влияние. Ветры силой более 7-8 м/сек могут самостоятельно вызвать сжатия, нарушая стройную систему приливо-отливных сжатий.

Одновременно Сторожев отмечает, что наибольшая высота торосов, образовавшихся в результате приливных сжатий, продолжавшихся не более 2-3 часов, не превышала 2,5-3 м, тогда как наибольшая наблюдавшаяся высота торосов достигала 8 м.

Также было отмечено, что гряды торосов в море Лаптевых были вытянуты с запада на восток в центральной его части и с запада-северо-запада на восток-юго-восток в юго-западной части. Это согласуется с картой котидальных линий моря.

Во время полёта над морем Лаптевых в начале апреля 1938 г. от ледокола до бухты Тикси, как об этом свидетельствует Сторожев, были видны хорошо выраженные разводья и полыньи, вытянутые полосами, а также гряды торосов с преобладающим направлением вдоль котидальных линий.

Л и т е р а т у р а : 54, 55, 62, 77, 107, 126.

§ 126. Понятие о ледовом часе

Смены приливных сжатий и разрежений давно используются при плавании во льдах. Нам, например, приходилось использовать приливо-отливные разрежения для продвижения вперёд во время плавания во льдах на слабом моторно-парусном судне «Книпович» при огибании в 1932 г. Земли Франца-Иосифа. Во время подхода с востока через сплошные льды к Земле Франца-Иосифа на ледокольном пароходе «Садко» в 1935 г. мы также широко использовали это явление.

В обоих случаях при безветрии приливо-отливные сжатия и разрежения чередовались с удивительной правильностью, и мы могли наперёд их рассчитывать. Это обстоятельство дало мне повод выдвинуть понятие о ледовом часе, под которым надо понимать средний промежуток времени между моментом верхней кульминации Луны и ближайшим последующим сжатием льдов в данной точке моря. Таким образом понятие о ледовом часе аналогично понятию о прикладном часе, под которым понимается средний промежуток времени между кульминацией Луны и последующей полной водой.

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 ледового часа необходимы соответствующие наблюдения. При этом, подобно тому как для определения прикладного часа надо исключать случаи нагонного поднятия уровня, так и при определении ледового часа надо исключать случаи ветровых сжатий.

После того как ледовый час в ряде точек исследуемого района будет определён, можно будет нанести линии одновременного приливного сжатия в данном районе, или ледовые линии — совершенно подобно тому, как мы проводим котидальные линии — линии одновременного наступления полной воды, или, иначе, линии положения гребня приливной волны в лунные часы, считая от момента прохождения Луны через меридиан данного места.

Таблица 96

Запоздание смены приливного движения льда на отливное относительно кульминации Луны в море Лаптевых

Дата	Запоздание
25 ноября 1937 г.	8 ч. 16 м.
2 декабря » »	9 » 17 »
9 » » »	8 » 16 »
18 » » »	8 » 14 »
26 » » »	7 » 34 »
7 января 1938 г.	5 » 50 »
11 » » »	7 » 14 »
15 » » »	6 » 00 »
19 » » »	7 » 13 »
3 февраля 1938 г.	6 » 15 »
7 » » »	7 » 19 »
8 » » »	5 » 14 »
14 » » »	6 » 45 »
17 » » »	6 » 13 »
Среднее	7 ч. 11 м.

В табл. 96 приведены выдержки из таблицы, вычисленной Сторожевым, из которых видно, что смена приливного дрейфа льдов на отливной — что соответствует разрежению льдов — в среднем происходила через 7 часов 11 минут после кульминации Луны. Следовательно, сжатие льдов происходило приблизительно через 1 час после кульминации Луны. Этот промежуток времени и надо считать ледовым часом для района дрейфа л/к «Ленин».

Литература: 54, 77, 126.

§ 127. Значение приливо-отливных явлений при плавании во льдах

Уже приводилось несколько примеров возможности, даже необходимости использования периодичности приливо-отливных явлений для плавания среди льдов.

Наибольшая необходимость в этом встречается в таком море, как Белое, в котором приливо-отливные явления ярко выражены, а навигация в некоторые годы продолжается в течение всей зимы, охватывая таким образом все фазы ледяного покрова — его образования, установления и разрушения, и проходит в разнообразных ледовых условиях — в припае и среди пловучих льдов.

Весьма характерным примером плавания в припае является плавание по руслу, прокладываемому ледоколом в устье Северной Двины, по реке Маймакса и по Северной Двине вплоть до Бакарицы.

Надо считать, что хотя здесь лёд, находящийся на плаву, и отделяется от льда, примёрзшего к берегу, приливной трещиной, всё же русло разделяет лёд на плаву на две самостоятельные части в значительно большей степени, чем приливные трещины, идущие с перерывами, отделяют соответствующие части льда на плаву от берега.

Поэтому при всяком поднятии уровня реки при приливе или при нагонных ветрах русло несколько расходится и, наоборот, при всяком падении уровня несколько сжимается. Понятно отсюда, что для ледоколов пробивать русло и проводить по нему корабли легче при подъёмах уровня, чем при его спадах.

Не менее характерны явления на границе припая и пловучих льдов. Здесь многое зависит от направления кромки припая относительно фронта распространения приливной волны или, иначе, относительно направления котидальных линий в данном районе.

К устью Северной Двины и к Летнему берегу Двинского залива котидальные линии, вытянутые с востока на запад, подходят с севера. Таким образом у устья с началом отлива начинается постепенное отступление от кромки припая и разрежение пловучих льдов, достигающее своего максимума к моменту смены отлива на прилив и создающее иногда ярко выраженную полынь, окаймляющую припай.

По мере развития прилива создавшееся разрежение постепенно уничтожается, и к концу прилива пловучие льды сближаются с припаем вплотную, создавая приливное сжатие, а иногда торосообразование. Такие полыньи шириной 50—80 м у устья Северной Двины были, например, обнаружены авиаразведкой 22 января 1942 г. Их наличие никак нельзя объяснять отжимными ветрами, так как перед этим в течение нескольких дней преобладали ветры хотя и слабые, но всё же с северной составляющей.

У берегов, вытянутых в направлении распространения приливной волны, как например, у Зимнего берега Белого моря, приливо-отливные сжатия и разрежения наступают по общим правилам, т. е. разрежение начинается в момент начала замедления приливного течения, достигает своего максимума в момент

смены приливного течения на отливное, и затем льды начинают постепенно уплотняться. В момент смены отливного течения на приливное наступает максимальное сжатие. Все эти явления перемещаются в пространстве со скоростью распространения приливной волны.

Принимая во внимание отмеченные явления и то обстоятельство, что приливные течения тем сильнее, чем больше амплитуда прилива, мы можем, например, сравнить условия плавания среди льдов в Горле Белого моря вдоль Терского и Зимнего берегов.

Считается, что плавание у Терского берега вообще выгоднее по двум причинам: во-первых, Терский берег более приглуб и вдоль него меньше подводных опасностей; во-вторых, в зимнее время в Горле Белого моря господствуют западные и юго-западные ветры, являющиеся для Терского берега отжимными. К этому надо прибавить, что Терский берег по отношению к направлению распространения приливной волны, входящей в Горло Белого моря с севера, является правым берегом и, следовательно, теоретически (это подтверждается и непосредственными наблюдениями) амплитуды приливов у Терского берега больше, чем у Зимнего. Таким образом приливные сжатия и разрежения у Терского берега выражены ярче. Как следствие, льды здесь более изломаны, и плавание при правильном использовании приливных разрежений легче. По той же причине при прочих равных условиях плавание среди льдов у Зимнего берега тяжелее, чем у Летнего, причём у последнего влияние отжимных южных ветров сказывается даже больше, чем у Терского берега. Далее надо отметить, что при прочих равных условиях плавание из Баренцова моря в Белое при пользовании приливо-отливными явлениями проходит попутно распространению приливной волны. Следовательно, во время сжатий судно дрейфует вместе со льдами в Белое море, во время разрежений судно идёт против отливного течения. Наоборот, при плавании из Белого моря в Баренцово судно во время сжатий относит назад и во время разрежений судно идёт с попутным ему отливным течением.

Скорость распространения приливной волны, как известно, определяется формулой Лагранжа-Эри, а именно

$$c^2 = gp,$$

где g — ускорение силы тяжести,
 p — глубина места.

Принимая приближённо для Горла Белого моря $p = 40$ м и $g = 10$ м/сек², получаем

$$c = 20 \text{ м/сек} = 72 \text{ км/час} = 39 \text{ узлов.}$$

Приблизительно с этой же скоростью распространяется из Баренцова моря в Белое не только гребень приливной волны, но и любая точка её формы, в частности, точка, где приливное течение сменяется на отливное, иными словами, точка, где наблюдается максимальное разрежение льдов.

Отсюда следует, что если бы мы могли допустить, что корабль может идти среди льдов со скоростью 39 узлов, то, следуя из Баренцова моря в Белое, он смог бы всё время идти среди разреженных приливо-отливными явлениями льдов. Понятно, что предположить то же для случая плавания из Белого моря в Баренцово нельзя. Таким образом приливо-отливные явления благоприятствуют плаванию из Баренцова моря в Белое и не благоприятствуют в обратном направлении. К сказанному надо добавить, что плавание из Баренцова моря в Белое благоприятнее вдоль Терского берега ещё в том отношении, что вдоль этого берега (в силу общего закона) идёт слабое постоянное течение из Баренцова моря, а вдоль Зимнего берега, наоборот, постоянное течение из Белого моря. Понятно, что режим ветров может в корне изменить представленную картину.

Л и т е р а т у р а: 54, 55, 62, 77.

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 периодичности течений и создающимся большим горизонтальным градиентам скорости можно встретить на небольшом расстоянии друг от друга движения вод, самые разнообразные по направлению и скорости, и соответственно поднятия и опускания глубинных вод. Везде, где наблюдается подъем глубинных масс кверху, наблюдаются раз-

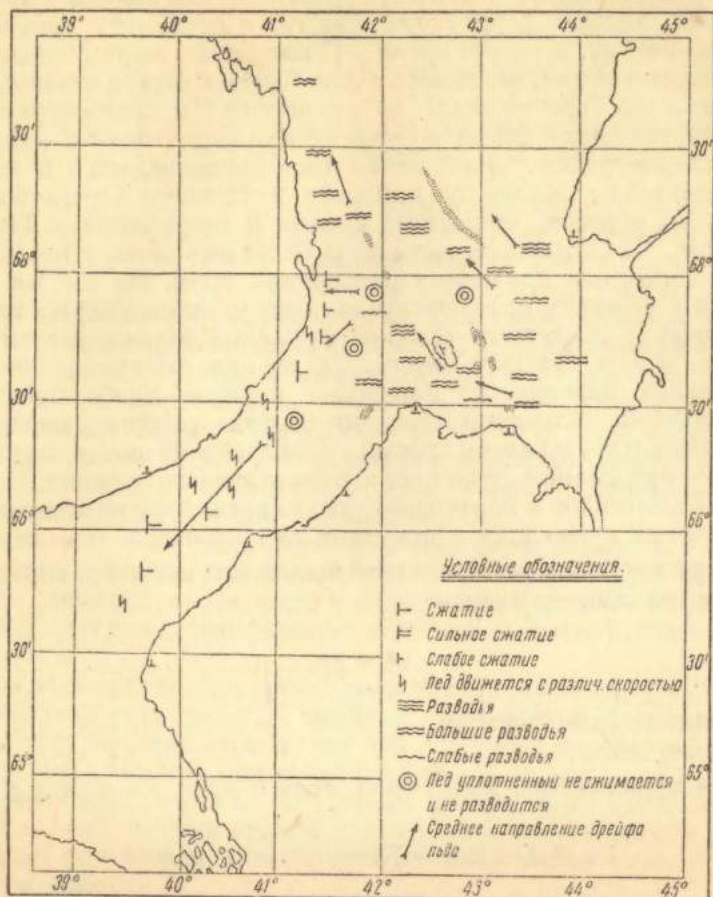


Рис. 123. Схема приливо-отливных сжатий и разрежений льдов в Горле Белого моря для 3 часов после полной воды у маяка Сосновец.

режения льдов, и везде, где поверхностные слои опускаются, — скопления льдов. При смене прилива на отлив картина в некоторых районах может смениться на обратную, но в некоторых местах остаётся постоянной и характерной для данного района.

В качестве примера на рис. 123 приводится одна из схем, составленных Бурке для Горла Белого моря для 3 часов после полной воды у острова Сосновец. Эта схема составлена, с одной стороны, на основе «Атласа приливо-отливных течений в Горле Белого моря» и, с другой, на основании личных наблюдений Бурке.

Как указывает Бурке, особенностью ледяного покрова Горла Белого моря является его беспокойное, благодаря сильным приливным течениям, состояние.

Вторым фактором движения льдов является ветер. Однако, несмотря на действие ветра, регулярные приливные перемещения льда не нарушаются полностью, а лишь видоизменяются.

В рассматриваемом районе, как правило, лёд разрезается при отливном течении, идущем на север, и, наоборот, сгущается при приливном, идущем на юг.

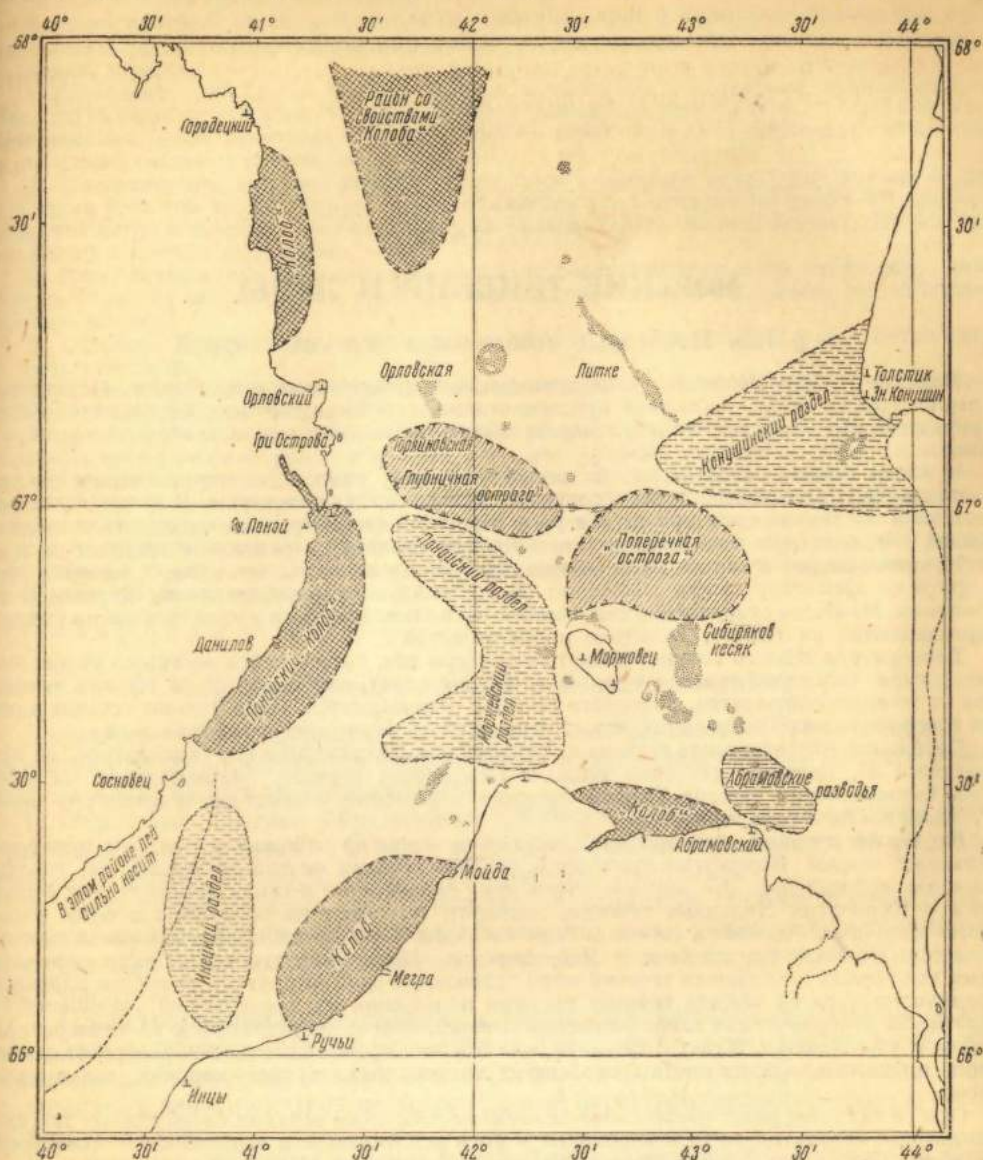


Рис. 124. Расположение колобов, острогов и разделов в Горле Белого моря в феврале-апреле.

Наиболее сильное сжатие получается в районах встречи течений. Регулярные смены и разрежения льдов наблюдаются не в одинаковой степени во всех районах моря. Есть районы, где преобладают сплочённые льды. По местному выражению, эти районы называются **к о л о б а м и**, если они располагаются у берега, и **о с т р о г а м и**, если вдаль. Есть районы, называемые **р а з д е л а м и**, где преобладают разрежённые льды независимо от силы и направления ветра.

Приближённое расположение колобов, острогов и разделов в Горле Белого моря показано на рис. 124 (по Бурке).

Понятно, что подобные карты имеют большое значение при мореплавании во льдах, и многие неудачи и задержки могут быть объяснены их отсутствием.

Литература: 21, 54, 62.

ГЛАВА X

МОРСКИЕ ТЕЧЕНИЯ И ЛЬДЫ

§ 129. Некоторые особенности морских течений

Морские течения разделяются на постоянные, периодические и временные. Постоянные и периодические (если исключить приливо-отливные течения) течения определяют общую циркуляцию Мирового океана и его морей; временные течения только искажают эту циркуляцию.

К числу причин, создающих постоянные течения, относятся: неравномерное распределение и изменение температуры и солёности и господствующие ветры. В малых бассейнах в создании постоянных течений играет роль береговой сток. Временные течения возникают в связи с временными изменениями атмосферного давления, временными ветрами и т. п.

Какими бы причинами ни были созданы постоянные течения, они мало отличаются друг от друга по характеру своего движения: по вертикальному распределению скорости и направления. Наиболее существенно они отличаются по температуре и в этом отношении условно подразделяются на тёплые, холодные и нейтральные.

Температура тёплого течения выше температуры вод, создающей местными условиями; температура холодного течения — ниже. Отсюда следует, что температура тёплого течения вниз по течению понижается, холодного течения — повышается. Одно и то же течение в разных географических координатах может быть тёплым, холодным и нейтральным.

Глубинное Атлантическое течение в Арктическом бассейне при его температуре, не превышающей 3°, является течением тёплым. Перуанское течение, поднимающееся на север вдоль тихоокеанских берегов Южной Америки и имеющее у экватора температуру около 22°, является течением холодным.

Но тёплые течения, как правило, несут свои воды из районов океана, где испарение превышает осадки. Вследствие этого воды тёплого течения не только теплее, но, обычно, и солонее местных вод. Это явление очень ярко сказывается в таких течениях, как Гольф-стрим и Куро-сиво. Холодные течения, наоборот, вытекают из районов, где воды опресняются осадками, береговым стоком и таянием льдов. Типичными примерами таких течений являются Восточногренландское и Лабрадорское. Вследствие этого плотности поверхностных вод тёплых и холодных течений мало отличаются одна от другой, но всё же плотность поверхностных слоёв тёплых течений по мере понижения их температуры увеличивается, а плотность поверхностных слоёв холодных течений, благодаря повышению их температуры, наоборот, уменьшается. В таких течениях, как Восточногренландское и Лабрадорское, уменьшению плотности верхних слоёв способствует таяние несомых ими морских льдов и айсбергов.

Особое значение имеет постепенное повышение плотности верхних слоёв тёплых течений, вызывающее конвективное перемешивание и этим вовлекающее в теплообмен с атмосферой всю массу вод такого течения. Последнее явление особенно сказывается в зимнее время.

Как уже отмечалось в главе «Таяние льдов», значение Шпицбергенского, Нордкапского и Тихоокеанского течений заключается не только в том, что они несут в Арктику громадные количества тепла, но и в том, что в самой Арктике всегда свободные ото льдов поверхностные воды таких течений накапливают в летнее время громадные количества тепла солнечной радиации и адвективного тепла атмосферы.

Значение холодных течений, в особенности таких, как Восточногренландское и Чукотское, заключается не только в том, что они выносят арктические льды в более тёплые районы, но и в том, что их поверхностные слои к началу замерзания сравнительно опреснены таянием льдов, их температура близка к температуре замерзания и, кроме того, они всегда несут большее или меньшее количество обломков льдов — очагов будущего льдообразования.

На направление постоянных течений большое влияние оказывают очертания берегов и отклоняющая сила вращения Земли. Так, в отдельных морях, окаймлённых достаточно большими архипелагами и соединяющихся с другими бассейнами достаточно широкими проливами, создаются весьма любопытные циркуляции, определяемые мною для северного полушария, например, следующими простыми правилами:

1. В центральной части бассейна создаётся циклоническое (против часовой стрелки) движение, причём лёгкие воды в вертикальном разрезе как бы выклиниваются раструбом к берегу, а тяжёлые глубинные воды поднимаются в центре бассейна куполом кверху. В от-

дельных случаях (тонкий поверхностный слой, большие скорости течения) глубинные воды могут даже выходить на поверхность.

2. Вокруг больших архипелагов и островов создаются течения, огибающие архипелаги по часовой стрелке (антициклонические).

3. Если смотреть вдоль достаточно широкого пролива и вытянуть правую руку вперёд, а левую назад, то направления вытянутых рук покажут направления течений у соответствующих берегов.

Наибольшие особенности обнаруживаются в течениях, создаваемых временными ветрами, когда воды не успевают занять положение равновесия, определяемого берегами и водными массами, не затронутыми влиянием данного ветра. Теория и наблюдения отмечают в их течениях следующие явления:

1. Поверхностное ветровое течение отклоняется в северном полушарии вправо на значительный угол (по теории Экмана вдали от берегов угол отклонения равен 45° для всех скоростей ветра и течений и для всех географических широт). Вблизи берегов, однако, течение может отклоняться и влево.

2. Подповерхностные течения уклоняются от поверхностного в ту же сторону, что и поверхностное от ветра, причём скорость течения уменьшается с глубиной по логарифмическому закону.

3. Скорость поверхностного течения составляет приблизительно одну пятидесятую от скорости ветра.

Течения, подобные ветровым, создаются под ледяными полями, дрейфующими под влиянием кратковременных ветров.

Надо подчеркнуть, что отмеченные особенности характерны только для ветровых — созданных временными ветрами — течений, в которых уровень моря ещё не успел наклониться под влиянием отклоняющей силы вращения Земли. В течениях, созданных постоянными или господствующими ветрами, как например Атлантическое и Восточногренландское течения, которые я в отличие от ветровых течений называю дрейфовыми, лёгкие поверхностные воды отклоняющей силой вращения Земли прижаты к правым, если смотреть вниз по течению, берегам, уровень моря по направлению к берегу повышается и направление течений по вертикали почти не меняется.

Л и т е р а т у р а : 57, 62, 77.

§ 130. Движение льдов в морских течениях

Движение льдов, погружённых большей частью своего объёма в воду, при отсутствии ветра определяется направлением и скоростью течений данного района моря со следующими особенностями:

1. Отдельные ледяные образования (айсберги, флоберги) имеют иногда значительную осадку; понятно, что такое ледяное образование движется по равнодействующей движения слоёв воды, в которые оно погружено.

2. Циркуляция водных масс включает в себя как горизонтальные, так и вертикальные их передвижения; естественно, что льды, участвующие только в горизонтальных движениях, в отдельных случаях движутся отлично от движения поверхностных вод.

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, может испытывать в зависимости от местных условий перерывы (ледостав, заторы и т. п.) и идти скачками.

Как правило, 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 флоберги 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. Благодаря этому же у оконечностей отдельных айсбергов часто можно наблюдать буруны, создающие впечатление движения. 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 флоберги плывут поперёк 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 лёд, помимо поступательного, приобретает ещё и вращательное движение. Это явление особенно характерно для срав-

нительно узких проливов с ярко выраженными приливо-отливными явлениями, где течения сменяются не одновременно по всей ширине пролива и образуют множество завихрений и водоворотов. Вращающиеся льды постоянно наблюдаются в Датском проливе, в проливе Хинлопен, в проливах Земли Франца-Иосифа, в Горле Белого моря и в других проливах. В частности, мы уже видели, что вращение льдов морскими течениями доказано для льдов Чукотского моря.

Влияние того обстоятельства, что циркуляция водных масс включает в себя 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 слоёв 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, несёт лёд 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 полыньи.

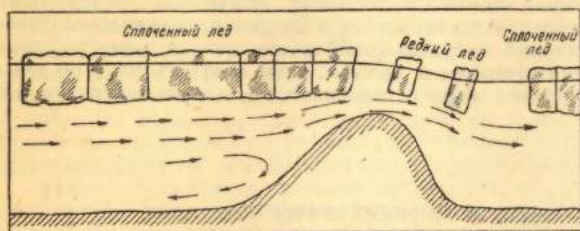


Рис. 125. Разрежение льдов позади мелей.

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 разрежённые льды, а на периферии — сплочённые.

Области погружения и поднятия водных масс, вызывающие соответственно скопления и разрежения льдов, образуются также по линиям соприкосновения противоположно направленных морских течений. Первые получаются при схождении этих течений, а вторые — при расхождении.

Образование многих ледяных массивов и их выраженность, даже в летние месяцы малоледовитых лет, объясняются именно существующими системами морских течений. К таким массивам относятся, например, Шпицбергенский массив в северо-западной части Баренцова моря, Новоземельский массив в юго-западной части Карского моря, Таймырский массив, спускающийся к югу по оси ложбины больших глубин, протянувшийся с севера в море Лаптевых, Янский массив, блокирующий в начале летней навигации западный вход в пролив Лаптева и другие. В застойных районах льды в летнее время также иногда сохраняются очень долго, но здесь характерный признак ледяного массива — сплочённость льдов — обычно менее ярко выражен: при разрушении и таянии балльность льдов убывает более или менее равномерно.

На рис. 125, заимствованном у Бурке, показано образование разрежений и полыней позади мелей, находящихся на путях постоянных течений. Ещё резче выражены разрежения и полыньи позади лежащих на пути течений островов. Большой интерес представляют образования разрежений и полыней в районах, где скорость постоянных течений по тем или иным причинам увеличивается.

Вот что, например, отмечает в своем дневнике Бадигин во время дрейфа на «Седове». Корабль в это время находился на $86^{\circ}09'$ с. ш. и $96^{\circ}00'$ в. д.:

«К западу от нас открылось разводье невиданных размеров. Это целое озеро шириной свыше километра. В длину оно расходится до пределов видимости... Разводье возникло несколько дней назад... Теперь ширина разводья достигает 2 километров...»

Это разводье, то уменьшаясь, то увеличиваясь по размерам, сохранялось около «Седова» до конца дрейфа.

Такое явление в районе дрейфа «Седова» не было случайным. По наблюдениям «Фрама», количество полыней и разводий также увеличивалось по мере приближения судна к проливу между Шпицбергенем и Гренландией, что объясняется увеличением в этом направлении скорости поверхностного Арктического течения.

Надо обратить внимание на особое влияние отклоняющей силы вращения Земли на движение льдов, несомых морскими течениями.

Если вода переслоена, то во всяком установившемся течении, т. е. после создания наклона уровня, уравнивающего действие силы Кориолиса, горизонтальные перемещения водных частиц к берегу или от берега прекращаются.

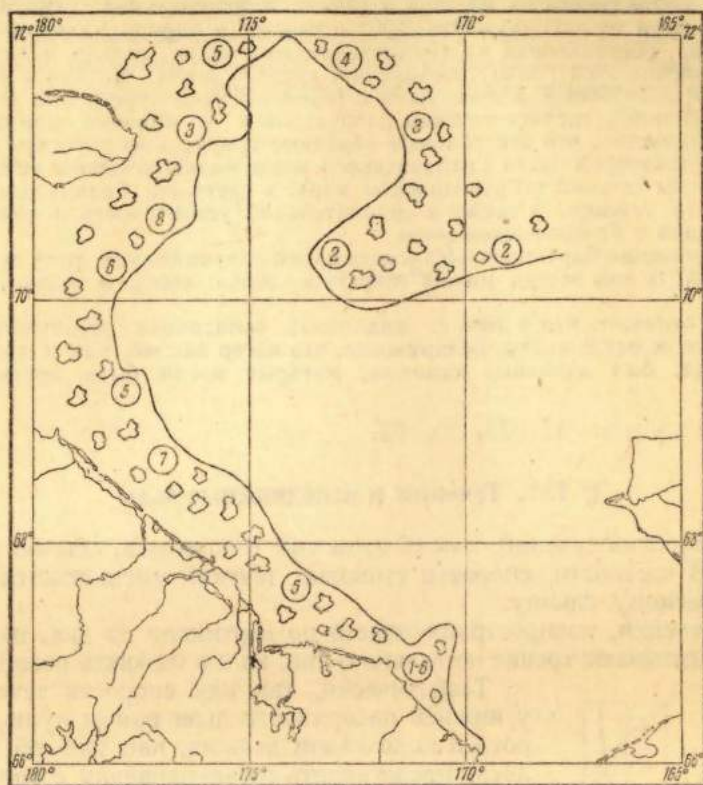


Рис. 126. Состояние льдов в Чукотском море 13-25 июля 1943 г.

Представим себе льдину, плывущую вдоль берега в таком течении. На неё также будет действовать сила Кориолиса, и она вследствие этого будет двигаться по направлению к берегу, несмотря на то, что установившееся течение будет направлено вдоль берега. Скорость продвижения льдины к берегу под влиянием силы Кориолиса будет уравниваться гидродинамическим сопротивлением, зависящим от формы и размеров погруженной части льдины. При переслоенной воде и установившемся дрейфовом движении, даже если ветер имеет составляющую, направленную к берегу, частицы воды к берегу не двигаются. Понятно, что в этом случае движение льдины под влиянием силы Кориолиса будет ускорено давлением ветра на выступающую над водой часть льдины.

На рис. 126 показано положение кромки льдов в Чукотском море 13-25 июля 1943 г. по наблюдениям бота «Смольный». В навигацию 1943 г. в Чукотском море льдов было мало, и потому роль Чукотского течения в распределении льдов выступала достаточно ясно. Из рисунка видно, какой глубокий залив чистой воды

был создан Тихоокеанским течением и какой язык льдов, несомых Чукотским течением, протягивался вдоль берега материка.

Значение морских течений проявляется не только в распределении в данном районе льдов, но в известной степени и в распределении некоторых видов донных отложений, связанных со льдами.

Как мы видели, донный лёд, всплывая, часто выносит на поверхность моря примёрзшие к нему частицы грунта. Льды при своём напоре на берег и на отмели их как бы всплывают. При этом не только мелкие частицы, но и отдельные камни и глыбы могут оказаться вкрапленными в лёд. Особенного значения эти явления достигают в ледниках, спускающихся к морю¹.

В дальнейшем, когда льды, оторвавшиеся от берега и несомые течениями, попадают в районы их таяния и здесь разрушаются, эти посторонние включения падают на дно и здесь составляют своеобразные донные отложения.

По нашим наблюдениям на «Садко» в 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 Арктического бассейна и несущие с собой обломки пород, при встрече с тёплыми 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.

Донные отложения Баренцова и Карского морей принадлежат к типу ледниково-морских отложений. В них всегда можно встретить зёрна песка и камни, разносимые льдами.

Танфильев отмечает, что в 1834 г. водолазы, осматривая затонувший в 1807 г. на Копенгагенском рейде катер, обнаружили, что катер так же, как и другие затонувшие рядом суда, был заполнен камнями, которые могли быть принесены только льдами.

Литература: 11, 23, 55, 62.

§ 131. Течения и неподвижные льды

Скорость морских течений, как об этом уже говорилось, обычно уменьшается с глубиной. В частности, скорости стоковых течений уменьшаются с глубиной по параболическому закону.

Морские течения, распространяющиеся по вертикали до дна, под неподвижным льдом испытывают трение не только о дно, но и о нижнюю поверхность льда.

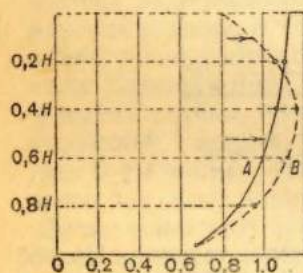


Рис. 127. Осреднённые эпюры скоростей течения р. Волги у Камышина: А — открытая река, В — река подо льдом.

Теоретически, так как скорости течения у дна и у нижней поверхности льда равны нулю, эпюра скоростей подо льдом должна, как уже об этом говорилось, представлять собою параболу с горизонтальной осью, проходящей на полуглубине течения.

Для сравнения на рис. 127 показаны эпюры скоростей течения Волги у Камышина, построенные Поляковым в результате осреднения 1162 летних и 913 зимних наблюдений.

Как видно из этого рисунка, эпюра скоростей у нижней поверхности льда даёт большие значения скорости, чем у дна, что, по Полякову, объясняется большей шероховатостью дна у Камышина по сравнению с шероховатостью нижней поверхности льда. Понятно, что такие же явления наблюдаются и в морских течениях, протекающих под припаем.

В свою очередь морские течения оказывают на неподвижные льды постоянное динамическое, а если течение тёплое, то и термическое воздействие.

Динамическое воздействие заключается в размывании и выравнивании нижней поверхности неподвижных льдов. Уже указывалось, что в застойных зонах

¹ Макаров 17 августа 1899 г. в районе к северо-западу от Шпицбергена исследовал айсберг, вся поверхность которого была покрыта валунами диаметром до 1 м.

в период льдообразования нижняя поверхность льдов представляется щёткообразной, а вода, непосредственно прилегающая к этой поверхности, наполнена множеством ледяных частиц различных форм и размеров. При наличии течений все эти частицы сносятся в вдавленности нижней поверхности льда, которые они и заполняют. Кроме того, обтекая подводные выступы торосов, морские течения постепенно их размывают. Понятно, что эффект морских течений в этом отношении не может всё же сравниться с размывающим эффектом приливо-отливных течений.

Благодаря термическому воздействию течений, в период замерзания льдообразование задерживается, а в период таяния ускоряется разрушение неподвижного ледяного покрова. В табл. 87 были приведены температуры воды в Югорском Шаре перед его вскрытием в 1935 г. Из таблицы видно, что температура воды подо льдом начала повышаться с 12 июня, а 28 июня взломало лёд почти метровой толщины. Высокие температуры подлёдных вод были созданы не местными условиями. Эти тёплые воды были принесены из Печорского моря.

Л и т е р а т у р а: 77, 116.

ВЕТЕР И ДРЕЙФ ЛЬДОВ

§ 132. Ветровой дрейф льдов

Всех наблюдателей поражает, насколько быстро отзываются льды как сплошные, так и разрозненные, на всякое изменение направления и скорости ветра.

Достаточно, например, нескольких часов свежего ветра соответствующего направления для того, чтобы ледовая обстановка изменилась в данном районе до неузнаваемости. Понятно, что изменение этой обстановки определяется географическими условиями — очертанием берегов, рельефом дна, системой постоянных течений, распределением температуры и солёности вод в данном районе и т. д.

При всей сложности ветрового движения льдов можно выделить три характерных случая:

- 1) ветровой дрейф сплошных льдов;
- 2) ветровой дрейф отдельной льдины;
- 3) ветровой дрейф разрозненных льдов.

В первом случае ветер, оказывая давление на ледяной покров, вызывает его дрейф. В свою очередь дрейф ледяного покрова вызывает в расположенных под ним водных массах течение, подчиняющееся тем же законам вертикального распределения скорости и направления, что и в течении, вызванном непосредственным действием ветра. В связи с этим возникает весьма сложное сопротивление, оказываемое водой ветровому дрейфу льдов.

Во втором случае ветер вызывает ветровое течение, вместе с которым движется льдина. Но так как воздействие ветра на льдину сильнее, чем на ту же поверхность воды, то льдина приобретает своё собственное ветровое движение.

Третий случай — ветровое движение разрозненных льдов — является промежуточным между первым и вторым случаями и стоит в зависимости от большей или меньшей сплочённости льдов. Кроме того, в этом дрейфе проявляются особенности, создаваемые тем, что льдины разной формы и размеров под влиянием ветра той же силы и направления дрейфуют с разной скоростью и по различным направлениям.

Кроме того, надо различать ветровой дрейф в период замерзания и в период таяния. В первом случае — при связанном с дрейфом торошении — открывающиеся пространства чистой воды затягиваются льдом и, таким образом, общее количество льдов увеличивается. Во втором случае также открываются пространства чистой воды, но в этих пространствах немедленно накапливаются запасы тепла от солнечной радиации, что способствует в конечном итоге уменьшению общего количества льдов.

Теоретические исследования движения льдов под влиянием ветра весьма затрудняются тем обстоятельством, что до сих пор нам весьма мало известно о распределении скорости и направления ветра по вертикали как над открытым морем, так и над льдами, а также о распределении скоростей воды по вертикали непосредственно под нижней поверхностью льдов.

Между тем совершенно ясно, что если поток воздуха приводит в движение льды, то движущиеся льды, в свою очередь, оказывают влияние на протекающие над ними слои воздуха.

В этом отношении представляют большой интерес наблюдения Ефремова, проведённые в июле 1939 г. во время дрейфа «Седова» в Арктическом бассейне, в районе между $85^{\circ}23'$ и $85^{\circ}50'5$ с. ш. и $58^{\circ}27'$ и $64^{\circ}21'$ в. д. (табл. 97).

Таблица 97

Скорости ветра на различных высотах над поверхностью льда
(в процентах от скорости ветра на мостике)

Ветер в м/сек \ Высота над льдом в м	0	0,5	2,0	6,0	12,5	18,0	Число случаев
0-1	0,0	13,0	0,9	14,8	100	143,5	2
1-2	29,4	60,0	68,0	86,6	100	130,0	5
2-3	20,0	45,1	65,0	89,5	100	132,1	12
3-4	26,7	49,9	63,0	84,4	100	115,4	20
4-5	38,3	56,3	69,4	82,5	100	119,2	20
5-6	41,2	56,4	72,0	87,3	100	119,2	20
6-7	40,1	51,7	70,2	76,3	100	113,6	10
7-8	41,9	50,0	62,2	83,6	100	115,2	2
8-9	39,1	52,1	65,6	76,0	100	103,9	7
9-10	38,8	49,4	68,7	84,9	100	109,2	4
Среднее . . .	25,6	51,2	66,2	81,2	100	112,2	102

Из таблицы видно, что скорость ветра у самой поверхности льда в среднем составляла всего 24% от скорости ветра, измеренной на мостике «Седова», т. е. на высоте 12,5 м над поверхностью льдов.

Во время дрейфа станции «Северный полюс» скорость ветра измерялась на высоте 2 м. Из таблицы видно, что в среднем можно считать, что скорость ветра составляла около 66% от скорости ветра на высоте мостика «Седова».

Теоретические соображения показывают, что направление ветра также должно быть различным на разных высотах над поверхностью льдов, но такие наблюдения мне неизвестны.

Не менее сложным оказывается вопрос о величине и направлении гидродинамического сопротивления, оказываемого водой льду в различных условиях, и при теоретических соображениях здесь можно опираться только на более или менее обоснованные предположения.

Л и т е р а т у р а : 62, 72, 77.

§ 133. Дрейф сплочённых ледяных полей

Первые систематические исследования дрейфа сплочённых ледяных полей были произведены Нансеном во время экспедиции на «Фраме» в 1893-96 гг. Эти исследования были особенно важными потому, что дрейф «Фрама» проходил над глубоким морем и вдали от искажающего влияния берегов.

При анализе своих наблюдений Нансен установил, что дрейф льдов отклоняется от ветра (если исключить влияние постоянного течения) на значительный угол вправо, и приписал это явление отклоняющей силе вращения Земли.

Для того, чтобы исключить влияние постоянных течений, Нансен воспользовался следующим приёмом. Он предположил, что в те моменты, когда частицы воздуха (ветер), проносясь над льдами в разных направлениях, пересекают свой собственный путь, ледяные поля (если предположить линейную зависимость скорости дрейфа от скорости ветра и отсутствие морских течений в данном районе), также должны пересекать свой собственный путь. Отсюда по разнице географических координат «Фрама» и по промежуткам времени между возвратами ветра в ту же точку пространства Нансен вычислил направление и скорость постоянного течения.

Линейная зависимость скорости дрейфа от скорости ветра Нансеном была установлена из следующих соображений. Если считать, что давление ветра на лёд пропорционально квадрату скорости ветра, а гидродинамическое сопротивление движению льдов пропорционально квадрату скорости дрейфа, то при установившемся движении эти силы должны уравниваться.

Исходя из этих соображений, мы можем написать

$$mw^2 = nc^2,$$

где m и n — коэффициенты пропорциональности, или

$$a = \sqrt{\frac{m}{n}} = \frac{c}{w},$$

где a — ветровой коэффициент,

c — скорость дрейфа,

w — скорость ветра.

Это положение Нансена доказывается данными табл. 98, из которой видно, что ветровой коэффициент не обнаруживал зависимости от скорости ветра.

Таблица 99

Результаты наблюдений «Фрама» за время его дрейфа с 7 ноября 1893 г. по 27 июня 1896 г.

Результирующее направление ветра	341°
Результирующее направление суммарного дрейфа	340°
Угол отклонения	—1°
» между течением и результирующей ветра	+25°,5
Угол между результирующей ветра и чисто ветровым дрейфом	+37°,5
Средняя скорость ветра	0,757 м/сек
» » дрейфа	1,07 мили/сутки
» » постоянно-го течения	0,73 мили/сутки
Средний дрейф	0,52 »
Ветровой дрейф, вызываемый ветром скоростью 1 м/сек	0,69 »
Ветровой коэффициент	0,0148

Средние из 76 отрезков, исследованных Нансеном

Ветровой дрейф	2,98 мили/сутки
» » вызываемый ветром скоростью 1 м/сек	0,85 »
Ветровой коэффициент	0,0182
Угол отклонения	28°

2. Ветровой коэффициент приблизительно равен 0,02, или, иными словами, скорость чисто ветрового дрейфа приблизительно в 50 раз меньше скорости ветра, вызвавшего этот дрейф.

Отклонения от этих величин принимали обычно в дальнейшем за показатели или постоянных течений соответствующей скорости и направления, или же относили за счёт наличия препятствий (острова, подводные мели), изменяющих нормальный ветровой дрейф льдов.

Насколько плодотворны могут быть сопоставления направления ветра и ветрового дрейфа ледяных полей, доказывает открытие острова Визе (в северной части Карского моря).

Ещё в 1924 г. Визе указал на некоторые особенности ветрового дрейфа судна «Св. Анна»,

Таблица 98

Ветровой коэффициент и угол отклонения в зависимости от скорости ветра по наблюдениям «Фрама»

Скорость ветра в м/сек	Дрейф в милях за сутки при ветре 1 м/сек	Ветровой коэффициент	Угол отклонения
0-2	0,95	0,0205	+ 9°50'
2-4	0,76	0,0164	+30°28'
>4	0,94	0,0201	+34°27'

В конечном итоге Нансен для дрейфа «Фрама» с 7 ноября 1893 г. по 27 июня 1896 г. пришёл к результатам, приведённым в табл. 99.

Для получения данных табл. 99 Нансеном было обработано 76 отрезков дрейфа, причём ветровой коэффициент колебался в пределах от 0,0002 до 0,0596, а в среднем был равен 0,0182; угол отклонения колебался в пределах от +80 до —63°, а в среднем оказался равным 28°. К сожалению, мне не удалось установить, на какой именно высоте надо льдами производились на «Фраме» наблюдения над ветром.

Исходя из наблюдений Нансена, можно было считать, что в среднем над глубоким морем и вдали от искажающего влияния суши льды в своём ветровом дрейфе подчиняются следующим правилам:

1. Дрейф льдов в Арктическом бассейне отклоняется от направления ветра приблизительно на 28° вправо.

закатого в 1912 г. льдами у полуострова Ямал и затем вынесенного вместе со льдами на север в Арктический бассейн, где судно в дальнейшем бесследно пропало.

Анализируя особенности дрейфа «Св. Анны» между 77° и 80° с. ш. и между 72° и 78° в. д., Визе пришёл к заключению, что они могут быть объяснены присутствием между 78° и 80° 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 $79^{\circ}39'$ и $79^{\circ}32'$ с. ш. и $76^{\circ}46'$ и $77^{\circ}20'$ в. д. Этот остров по справедливости был назван именем Визе.

После Нансена над глубоким Арктическим бассейном дрейфовали две экспедиции — станция «Северный полюс» (1937/38 гг.) и «Седов» (1937/40 гг.).

На рис. 128 представлен, по Ширшову и Федорову, дрейф ледяного поля станции «Северный полюс» с 3 по 8 августа 1937 г. (около 88° с. ш. и 3° з. д.). 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 подчинялся 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 острова 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. По Федорову и Ширшову, объяснение этому явлению, в своё время подмеченному и объяснённом Нансеном, заключается в том, что движение ледяного поля определялось двумя факторами: 1) действием временных и переменных ветров — временный дрейф в различных направлениях — и 2) совокупным 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 по направлению, скорость общего дрейфа ледяного поля увеличивалась. В противном случае скорость уменьшалась и иногда доходила до нуля, а при сильном ветровом дрейфе, направленном на север, ледяное поле даже двигалось на север.

Дрейф «Седова», явившийся в известной степени повторением дрейфа «Фрама», также подтвердил простые правила, вытекающие из исследований Нансена.

На составленном мною рис. 129 показаны путь ветра и дрейф «Седова» с 1 сентября 1938 г. по 1 января 1939 г.¹

Сравнение путей ветра и дрейфа показывает их удивительное подобие. Там, где направление ветра почти постоянно, там и льды движутся приблизительно в одном и том же направлении. Там, где направление и скорость ветра меняются, там и льды описывают зигзаги и петли. Особенно характерны в этом отношении восьмерки, описанные ветром и льдами между 2 и 26 сентября, и зигзаги между 10 и 30 ноября 1938 г. Направление дрейфа при устойчивых ветрах отличается

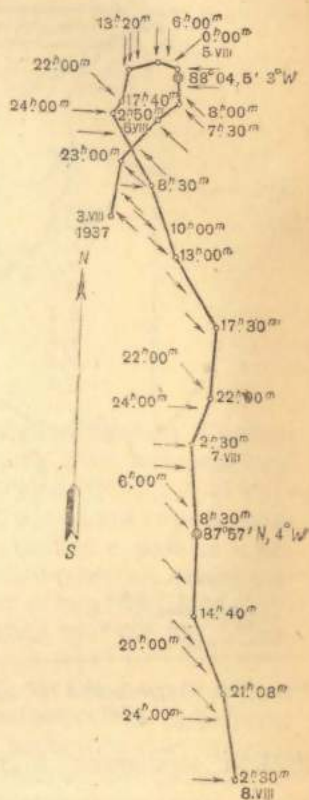


Рис. 128. Связь между направлением ветра и дрейфом станции «Северный полюс» с 3 по 8 августа 1937 г.

¹ Масштаб скорости ветра на рисунке взят с уменьшением в 50 раз по сравнению с масштабом, взятым для скорости дрейфа; другими словами, при построении рисунка принято, что ветровой коэффициент равен 0,02.

В табл. 100 приведены ветровые коэффициенты дрейфа и углы отклонения при различных скоростях ветра.

Сопоставляя данные табл. 100, составленной мною, и данные табл. 98, составленной Нансеном, можно считать, что в пределах точности наблюдений скорость дрейфа и скорость ветра связаны линейной зависимостью и угол дрейфа от скорости ветра не зависит. Надо подчеркнуть, что в табл. 100 влияние постоянного течения исключено.

В табл. 101 показаны элементы постоянного течения, комбинированные по районам из 39 пересечений ветром своего пути.

Таблица 101

Элементы постоянного течения по пути дрейфа «Седова»

Число комбинаций	Средние координаты		Постоянное течение	
	широта	долгота	направление (куда)	скорость в милях в сутки
2	84° 10'	133°	250°	0,55
2	84 40	123	280	1,0
13	85 30	126	270	0,8
3	86 30	108	310	0,9
8	85 40	70	270	1,1
4	86 00	70	260	0,8
1	86 30	45	226	2,5
1	86 00	40	225	1,1
2	85 20	30	215	1,2
1	84 30	20	205	1,6
2	84 00	10	220	1,5

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что во время дрейфа «Седова» западнее 70° в. д. все пересечения пути ветра (17 случаев) дают юго-западное направление постоянного течения, а во время дрейфа восточнее 70° в. д. в 17 случаях из 22 постоянное течение направлено на северо-запад, а в одном случае даже на северо-восток. Если же рассматривать дрейф «Седова» только в районе к северу от 85°40' и восточнее 70°, то во всех случаях мы получаем северное направление постоянного течения. Такой результат ни в коем случае нельзя признать случайным, он требует более глубокого анализа, чем я успел это сделать к моменту написания книги ¹.

Понятно, что сопоставление наблюденных путей ветра и дрейфа даёт ветровой коэффициент и угол отклонения для дрейфа, созданного совместным действием ветра и постоянного течения. Понятно также, что, зная элементы постоянного течения, нетрудно получить те же величины и для чисто ветрового дрейфа.

В табл. 102 приведены средние месячные углы отклонения и ветровые коэффициенты за время дрейфа «Седова».

На рис. 130 и 131 показана повторяемость чисто ветровых (постоянное течение исключено) углов отклонения и ветровых коэффициентов, выраженная в процентах. Полученные результаты показывают, что случайные причины достаточно хорошо исключены большим числом наблюдений.

Из рис. 130 видно, что в 88% всех случаев угол отклонения был положительным (вправо от направления ветра) и в 80% всех случаев заключался между 0 и 70°. Как среднее из всех 378 случаев получилось, что истинный угол отклонения равен 29° вправо от направления ветра. Напомню, что Нансен получил истинный угол отклонения как среднее из 76 случаев равным 28°. Это совпадение несомненно позволяет считать полученные результаты достаточно надёжными.

Из рис. 131 видно, что истинный ветровой коэффициент колебался в пределах от 0,005 до 0,025. На долю остальных отношений падало всего около 5%. Средний из 378 случаев получился равным 0,015. По Нансену, тот же коэффициент из 76 случаев равен 0,018.

¹ Как сообщил мне Либин, в районе работ экспедиции на самолёте Н-169 (приблизительно на 80° с. ш. и 183° в. д.) постоянное течение было направлено на 273° со скоростью 2,4 мили в сутки.

Среднемесячные углы отклонения и ветровые коэффициенты во время дрейфа «Седова»

Месяц	Число случаев	Ветровой коэффициент		Угол отклонения	
		наблюдённый	истинный	наблюдённый	истинный
1938 г.					
Сентябрь	9	0,016	0,015	32°	36°
Октябрь	14	0,017	0,014	49	45
Ноябрь	32	0,017	0,013	16	24
Декабрь	30	0,020	0,017	39	37
1939 г.					
Январь	38	0,016	0,016	25	31
Февраль	25	0,015	0,014	—3	8
Март	31	0,018	0,014	29	25
Апрель	28	0,015	0,013	26	29
Май	23	0,015	0,015	34	26
Июнь	20	0,026	0,018	39	19
Июль	19	0,014	0,014	15	42
Август	18	0,019	0,016	—6	31
Сентябрь	14	0,020	0,018	18	14
Октябрь	24	0,016	0,013	15	35
Ноябрь	125	0,023	0,017	29	27
Декабрь	28	0,022	0,018	46	34
Среднее за дрейф	378	0,018	0,015	25	29

Как видим, по Нансену, истинный ветровой коэффициент несколько больше. Я уже упоминал, что мне неизвестно, на какой высоте над льдами производились наблюдения над ветром на «Фраме». Естественно, что на «Седове», где они

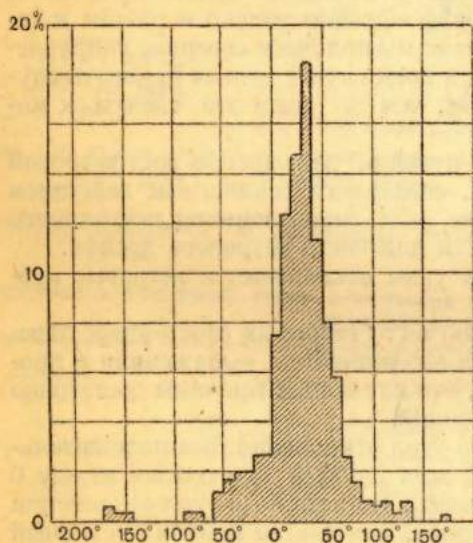


Рис. 130. Повторяемость углов отклонения ветрового дрейфа льдов во время дрейфа «Седова».

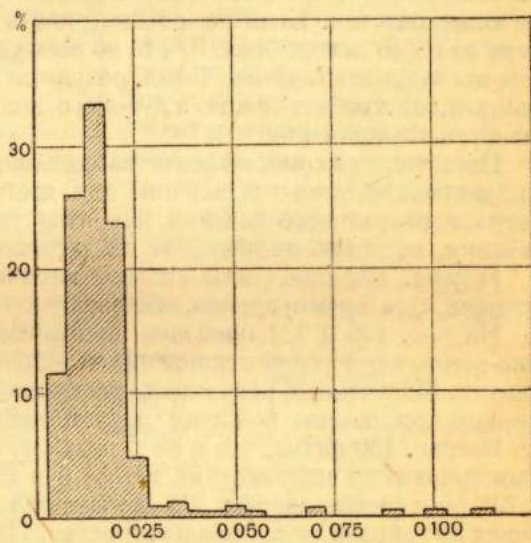


Рис. 131. Повторяемость ветровых коэффициентов во время дрейфа «Седова».

производились на высоте 12,5 м, т. е. на высоте, наверно, большей, чем на «Фраме», скорость ветра была больше, что и отразилось на сравнительно меньшем ветровом коэффициенте.

Таким образом, округляя и суммируя данные, полученные Нансеном из анализа 76 отрезков дрейфа «Фрама», и полученные мной из анализа 378 отрезков дрейфа «Седова», мы получаем, что в Арктическом бассейне вдали от берегов

и над большими глубинами дрейф ледяных полей в среднем отклоняется от действующего ветра на 30° вправо и его скорость составляет 0,02 от скорости ветра, создающего дрейф¹.

В табл. 102 обращает на себя внимание малый истинный угол отклонения, полученный в феврале, когда «Седов» при преобладающих южных ветрах дрейфовал от $85^\circ 36'$ с. ш. к $86^\circ 20'$ с. ш. Создаётся впечатление, что в это время к северу от дрейфа «Седова» находилось какое-то препятствие, преграждавшее ему путь на север. Этим препятствием, повидимому, служили мощные паковые льды, подобные тем, на которых была устроена станция «Северный полюс». Этот вопрос, однако, тоже требует дальнейшего анализа.

В заключение надо отметить следующее. Уже указывалось, что отклонение льдов вправо Нансен приписал отклоняющей силе вращения Земли. Нансен же отметил, что поверхностные слои воды, отклонённые силой Кориолиса в северном полушарии вправо, вызывают в подповерхностных слоях течение, ещё более отклонённое вправо. Разработанная Экманом, по указаниям Нансена, теория ветровых течений показала, что если пренебрегать наклоном уровня моря, то угол отклонения чисто ветрового поверхностного течения не зависит от географической широты и всегда равен 45° . Одновременно Экман вывел и теоретический угол отклонения дрейфа льдов от ветра, а именно:

$$\operatorname{tg} \alpha = 1 + 2i\delta_i \sqrt{\frac{\omega \sin \varphi}{\mu \delta_w}},$$

где i — толщина льда,
 δ_i — плотность льда,
 μ — коэффициент вязкости,
 δ_w — плотность воды.

Если мы положим в этой формуле $\sin \varphi = 1$, $\delta_w = 1$, $\omega = 0,0000758$, $\mu = 200$, $\delta_i = 0,9$ и $i = 300$ см, то получим

$$\operatorname{tg} \alpha = 1,162$$

или

$$\alpha = 49^\circ,3.$$

Наблюдения в природе показывают, что в действительности угол отклонения почти в два раза меньше теоретического, полученного Экманом.

Л и т е р а т у р а: 28, 30, 62, 64, 70, 72, 112, 164.

§ 134. Совокупное влияние ветра и течений

Мы видели, что в среднем ветровой коэффициент для сплочённых ледяных полей можно принять равным 0,02. Примем для перевода скорости ветра в метрах в секунду в баллы шкалы Бофорта весьма простую, но в то же время достаточно точную формулу

$$w = 2n - 1, \quad (1)$$

где n — баллы ветра,
 w — скорость ветра в м/сек.

Но $1 \text{ м/сек} = 1,945$ узла, или приблизительно $1 \text{ м/сек} = 2$ узла. Таким образом

$$c = 0,04(2n - 1), \quad (2)$$

где c — скорость ветрового дрейфа льдов в узлах, или

$$C = 2n - 1 = w, \quad (3)$$

где C — скорость ветрового дрейфа льдов в милях в сутки.

¹ Как сообщил мне Либин, в районе работ экспедиции на самолете Н-169 (80° с. ш., 183° в. д.) средний истинный угол отклонения оказался равным 31° и средний истинный ветровой коэффициент равным 0,017.

Из табл. 103, в которой приведены соотношения между силой ветра в баллах и в метрах в секунду и скоростями ветрового дрейфа льдов, выраженными в узлах и в милях в сутки, хорошо выявляется влияние ветра и морских течений

Таблица 103
Соотношения между ветром и дрейфом

Ветер		Дрейф	
м/сек	баллы	узлы	мили в сутки
3	2	0,12	3
4		0,16	4
5	3	0,20	5
6		0,24	6
7	4	0,28	7
8		0,32	8
9	5	0,36	9
10		0,40	10
11	6	0,44	11
12		0,48	12
13	7	0,52	13
14		0,56	14
15	8	0,60	15
16		0,64	16
17	9	0,68	17

(исключая течения, вызванные тем же ветром) на дрейф льдов. Так, если в данном районе мы наблюдаем течение (постоянное, приливо-отливное, бароградиентное и т. п.), скорость которого доходит до 0,5 узла, то остановить дрейф льдов вместе с течением может ветер силой не менее 7 баллов. С другой стороны, попутный ветер может соответственно ускорить дрейф. Некоторые наблюденные случаи дрейфа льдов только и могут быть объяснены изложенным.

Вдоль Чукотского побережья доказано существование постоянного юго-восточного течения, скорость которого доходит до 1 узла.

В 1942 г. оказались зажатыми во льдах, дрейфующих с этим течением, пароходы «Молотов» и «Искра» и ледокол «Сталин», находившийся приблизительно на том же расстоянии от Чукотского берега, но на 54 мили юго-восточнее.

С 06 часов 5 октября по 06 часов 6 октября эти суда продрейфовали параллельно берегу 60 миль, т. е. со скоростью 2,5 узла. В это время сила северо-западного—следовательно попутного—ветра доходила до 8 баллов.

Считая скорость юго-восточного течения не менее 1 узла, что дало 24 мили в сутки, и прибавляя, согласно табл. 103, ветровой дрейф 15 миль в сутки, получаем, что суммарный дрейф должен быть не меньше 39 миль в сутки. Однако скорость постоянного течения при таком сильном ветре несомненно была повышенной. Кроме того, поверхность льдов, окружавших суда, была в это время весьма неровной (обломки старого льда, скрепленные молодым льдом), что создавало большой коэффициент шероховатости и увеличивало ветровой коэффициент. Наконец, в юго-восточной части моря, т. е. впереди по дрейфу судов, льдов было еще мало, что также повышало ветровой коэффициент. В результате дрейф и оказался таким сильным. Как только сила ветра уменьшилась до 3-4 баллов, тотчас и скорость дрейфа (л/к «Сталин» 6-10 октября) уменьшилась до 25-30 миль в сутки.

Более разительным представляется дрейф п/х «Челюскин» в том же Чукотском море в ноябре 1933 г. (см. рис. 159).

Известно, что юго-восточное течение Чукотского моря, дойдя до Берингова пролива, не заходит в последний, а заворачивает на север и присоединяется к северному течению, направленному из Берингова моря через Берингов пролив в Чукотское море.

4 ноября 1933 г. сильным северо-западным ветром «Челюскин» вместе со льдами, в которых он был зажат, вынесло из Чукотского моря в Берингов пролив. После прохода линии мыс Дежнев—остров Ратманова северо-западный ветер ослабел до 4-5 баллов. В связи с этим:

1. Ветер перестал превозмогать влияние постоянного северного течения.

2. Ослабление ветра было создано соответствующим уменьшением градиента давления атмосферы. Последнее обстоятельство создало бароградиентное течение, усилившее постоянное северное течение.

В результате льды, вынесенные сильным ветром из Чукотского моря (против северного течения) в Берингов пролив, начали возвращаться в Чукотское море, и «Челюскин» за первые сутки продрейфовал на север против ветра 21 милю и за вторые — 30 миль.

Л и т е р а т у р а: 38, 77.

§ 135. Дрейф по изобарам

Внимательно следя за дрейфом «Седова», я в конце 1938 г. подметил, что этот дрейф всегда направлялся приблизительно параллельно изобарам, проведённым на декадных и месячных картах распределения атмосферного давления над Арктическим бассейном.

В качестве примера ниже приводятся следующие характерные случаи из дрейфа «Седова».

С 1 ноября 1938 г. по 1 февраля 1939 г. в районе дрейфа преобладали юго-восточные ветры. Корабль дрейфовал на северо-северо-запад. Область повышенного давления располагалась в это время приблизительно на восток-северо-восток от «Седова». Однако в отдельные периоды ветры резко менялись.

На рис. 132 показано положение изобар за первую декаду декабря 1938 г. Стрелкой на карте показано генеральное направление дрейфа «Седова» за декаду. Как ясно из рисунка, корабль дрейфовал точно по изобарам. Область повышенного давления атмосферы располагалась в это время над Таймырским полуостровом. «Седов», находясь под воздействием западных и юго-западных ветров, соответственно дрейфовал на юго-восток, оставляя вправо от себя область повышенного давления.

В третьей декаде января 1939 г. (рис. 133) область пониженного давления атмосферы располагалась над Карским морем, а область повышенного давления — в приполюсном районе. Соответственно этому «Седов» дрейфовал почти на запад.

На рис. 134 показана карта среднемесячного давления атмосферы над Арктическим бассейном в январе 1939 г. На этой же схеме двойной стрелкой показан фактический дрейф «Седова» за тот же месяц. Как видим, он точно совпадал с изобарой.

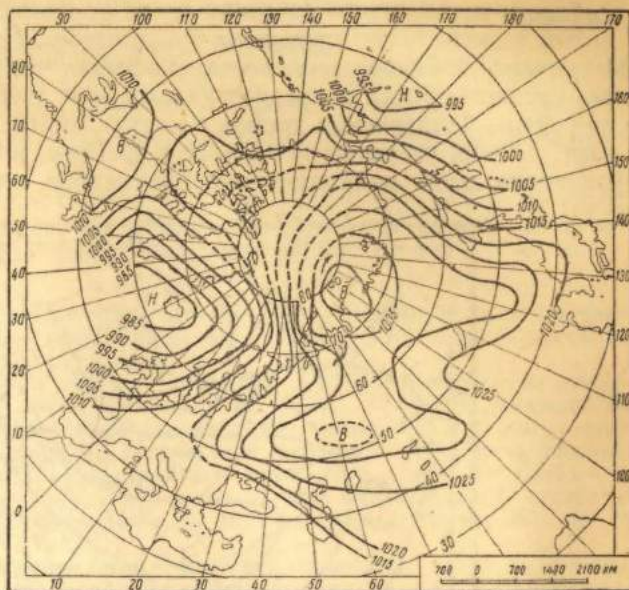


Рис. 132. Распределение атмосферного давления над Арктическим бассейном за первую декаду декабря 1938 г.

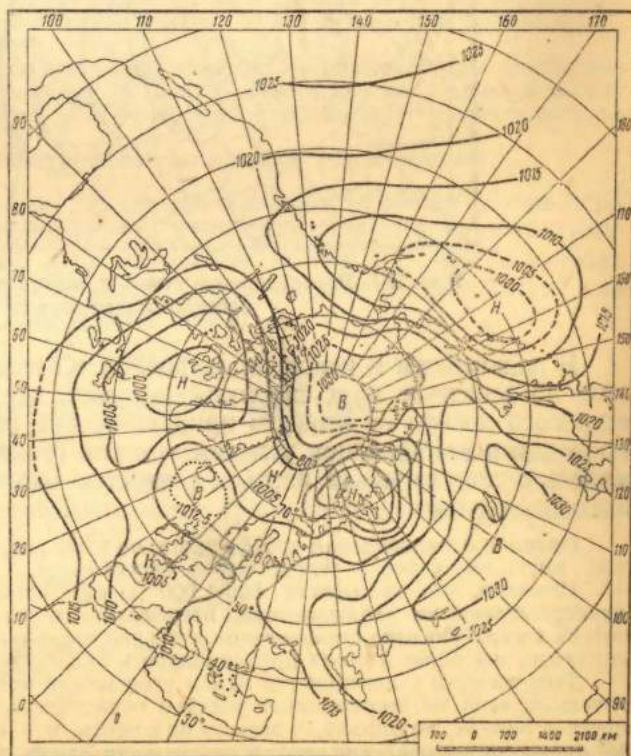


Рис. 133. Распределение атмосферного давления над Арктическим бассейном за третью декаду января 1939 г.

Таким образом в результате проведённых исследований мною было установлено следующее простое правило: над глубоким морем, вдали от искажающего влияния берегов, чисто ветровой дрейф сплочённых льдов направлен по изобарам, притом так, что область повышенного давления атмосферы находится справа, а область пониженного давления слева от направления дрейфа.

Эти выводы были проверены Филипповым, Петриченко, Сомовым и другими. Петриченко и Сомов, в частности, показали, что из четырнадцати рассмотренных ими среднемесячных и среднедекадных карт давления девять карт дают полное совпадение направления дрейфа с направлением изобар. Последующий просмотр карт, давших несовпадение изобар с дрейфом, показал, что это несовпадение обусловлено лишь приближённым построением изобар в районе дрейфа «Седова»-

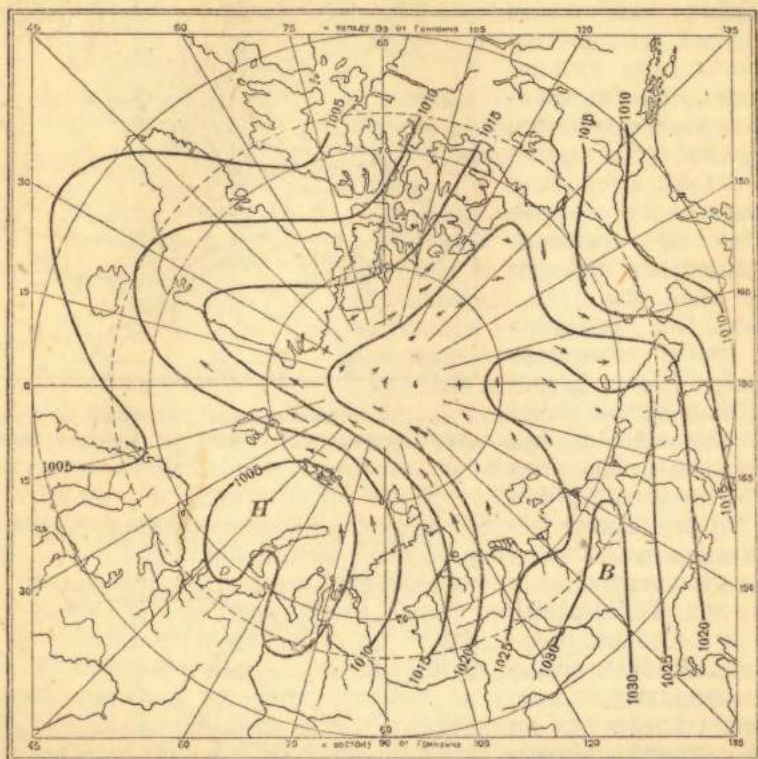


Рис. 134. Распределение атмосферного давления над Арктическим бассейном в январе 1939 г.

В дальнейшем я исключил из дрейфа «Седова» постоянное течение и из анализа 45 декадных карт давления получил, что среднее отклонение истинного ветрового дрейфа от изобары приблизительно равно 5° , что ввиду неточности проведения изобар и при условии, что для сравнения направление изобары снималось с синоптической карты с точностью около 10° , надо считать весьма удовлетворительным.

Правило о направлении дрейфа льдов по изобарам, выведенное мною эмпирическим путём, имеет под собой и теоретические обоснования.

Известно, что на высотах 500-1 000 м над поверхностью Земли, как это доказано непосредственными наблюдениями, направление ветра совпадает с изобарами (геострофический ветер). По мере приближения к земной поверхности ветер из-за трения о земную поверхность всё более и более приближается к градиенту давления.

Теоретически у поверхности Земли угол между ветром и градиентом равен 45° . Следовательно, если бы теоретические расчёты оправдались, то, так как чисто ветровое поверхностное течение, по Экману, не зависит от широты и в северном полушарии отклоняется на 45° вправо от направления ветра у поверхности Земли, а последнее, по Тэйлору, отклоняется от изобары также на 45° , но влево, — ясно, что теоретически чисто ветровое поверхностное течение и чисто ветровой дрейф льдов должны протекать по изобарам.

Тщательные теоретические и эмпирические исследования отклонения ветра от изобар были произведены Хессельбергом. Он показал, что вследствие того, что барические системы перемещаются, угол отклонения будет различным в зависимости от положения точки наблюдения относительно центра данной барической системы. Некоторые результаты исследований Хессельберга приводятся в табл. 104.

Таблица 104

Средние отклонения ветра от изобары

Область	Впереди	Сзади	Справа	Слева
Циклон:				
внутренняя область	23° (22°)	62° (49°)	44° (41°)	30° (23°)
внешняя »	61° (65°)	34° (46°)	49° (60°)	44° (47°)
Антициклон	48° (53°)	64° (61°)	63° (72°)	41° (43°)

В этой таблице в скобках показаны углы отклонения, полученные в результате обработки наблюдений, а без скобок углы отклонения, вычисленные Хессельбергом по теоретической формуле.

По моей просьбе Саускан сделала некоторые подсчёты для определения угла отклонения ветра от изобары над льдами моря Лаптевых. Подсчёты эти были основаны на синоптических картах и на наблюдениях над ветром на дрейфовавших в 1937 г. в этом море судах. Подсчёты эти, основанные, правда, на случайном материале (всего было рассмотрено 257 случаев), показали, что наиболее вероятное отклонение ветра от изобары—около 35° при антициклонической обстановке и—около 37° при циклонической. Наибольшая повторяемость при антициклоне приходится на углы отклонения между 20 и 30°, а при циклоне—между 30 и 40°.

В Арктическом институте Карелиным было проверено отклонение ветра от изобары по ежедневным синоптическим картам. При этом оказалось, что средний угол отклонения ветра от изобары, вычисленный как среднее арифметическое из 1 476 наблюдений на арктических метеорологических станциях, оказался равным 24° влево от изобары.

Известно, что на срочных синоптических картах изобары проводятся с некоторым учётом направления ветра. Поэтому вполне правильно, что в Арктическом институте подвергли обработке, кроме береговых, и наиболее надёжные судовые наблюдения, не вошедшие в синоптические карты. При этом оказалось, что средний угол отклонения ветра от изобары, вычисленный как среднее арифметическое из 317 наблюдений, произведенных на судах, равен 28° влево от изобары.

Напоминаю, что если исключить постоянное течение, то средний угол отклонения дрейфа льдов от ветра, по Нансену, равен 28° вправо. Мною, как мы видели, в результате анализа дрейфа «Седова» получен угол отклонения (также при исключении постоянного течения), в среднем равный 29°.

Таким образом Арктическим институтом мои вычисления подтверждены¹.

Надо подчеркнуть, что движение льдов по изобарам (в общем случае перемещающимся в пространстве) означает, что в каждый данный момент фактический дрейф льдов в каждой точке моря направлен по касательной к изобаре, проходящей через данную точку. Следовательно, в каждый данный момент изобары являются линиями токов для дрейфа льдов.

Л и т е р а т у р а: 64, 70, 72, 77, 84, 156.

§ 136. Скорость дрейфа по изобарам

После установления правила о движении льдов по изобарам я в том же 1938 г. выдвинул вопрос о связи между дрейфом льдов и градиентом давления.

Известно, что при геострофическом ветре градиент давления уравновешивается силой Кориолиса:

$$2\omega W \sin\varphi = -\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (1)$$

где ω — угловая скорость вращения Земли,

W — скорость геострофического ветра,

φ — географическая широта,

¹ Как сообщил мне Гордиенко, дрейф льдов по изобарам подтверждён многочисленными инструментальными наблюдениями на Чукотском море.

ρ_a — плотность воздуха,
 $\partial p / \partial x$ — горизонтальный градиент давления атмосферы.
 Из формулы (1) получаем

$$W = - \frac{1}{2 \omega \rho \sin \varphi} \frac{\partial p}{\partial x}. \quad (2)$$

Если бы мы знали переводный коэффициент для пересчёта геострофического ветра в ветер у земной поверхности, то формула (2) давала бы нам возможность по обычным картам давления рассчитывать скорость ветрового дрейфа.

Однако вопрос о скорости ветра у поверхности Земли является вопросом весьма сложным.

По Бренту, скорость ветра у поверхности Земли составляет около 0,7 в случае слабых ветров и 0,6 геострофического значения для сильных ветров. Как отмечает Хромов, аэрологические наблюдения в Средней Европе показывают, что скорость ветра у поверхности Земли составляет 0,46-0,48 его скорости на высоте 1 000 м. Наконец, как мы видели из наблюдений Ефремова, в самом близком от поверхности льдов слое скорость ветра настолько сильно меняется, что в конце концов возникают сомнения, какую именно скорость ветра следует принимать во внимание.

Как первое приближение я посчитал, что

$$W_0 = 0,5 W, \\ c = 0,02 W_0,$$

где W_0 — скорость ветра у поверхности Земли,
 c — скорость ветрового дрейфа льдов.

При таком предположении я получил

$$c = \frac{0,01}{2 \rho \omega \sin \varphi} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (3)$$

и далее, считая плотность воздуха до высоты геострофического ветра постоянной и равной 0,0013, мы с Сомовым получили для Арктического бассейна

$$c = 13\,000 \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (4)$$

где c — среднее перемещение ледяных полей в километрах за месяц;
 $\partial p / \partial x$ — градиент давления, выраженный в миллибарах на километр и снятый с месячной карты давления.

Эти рассуждения позволили мне сформулировать ещё одно простое правило, а именно:

над глубоким морем, вдали от искажающего влияния берегов, чисто ветровой дрейф сплочённых льдов происходит со скоростью, прямо пропорциональной градиенту давления атмосферы, или, иначе, со скоростью, обратно пропорциональной расстоянию между изобарами, проведёнными через одни и те же интервалы давления.

Мне представляется, что выдвинутые мною правила о зависимости дрейфа льдов от направления изобар и от величины градиента давления являются значительным шагом вперёд по сравнению с изучавшимися до сих пор зависимостями дрейфа льдов от ветра. Действительно, в цепи — градиент давления производит ветер, ветер производит дрейф — наиболее трудно и спорно определяются элементы ветра — его направление и скорость, величины которых сильно меняются в зависимости от высоты наблюдений над ледяными полями. Предлагаемые мною правила исключают из рассмотрения плохо определяемые элементы ветра и позволяют сосредоточить внимание на изучении отклонений от этих правил, создаваемых местными условиями.

Л и т е р а т у р а: 19, 67, 70, 72, 77, 135.

§ 137. Сопоставление дрейфов вычисленных и наблюденных

Как мы видели, коэффициент 13 000 в формуле (4) предыдущего параграфа является весьма условным и, как показали подсчёты, завышенным. Единственный путь для его уточнения лежит в сравнении дрейфов, вычисленных по формуле (4) с учётом постоянного течения, и дрейфов наблюденных.

Подобные подсчёты были, по моей просьбе, произведены Сомовым для дрейфов станции «Северный полюс», л/п «Седов» и л/к «Ленин» с момента начала дрейфа этих судов.

Результаты вычислений приведены на рис. 135, где пунктирной линией нанесен дрейф вычисленный, а сплошной линией — истинный, причём для удобства сравнения истинный дрейф показан также генеральными перемещениями

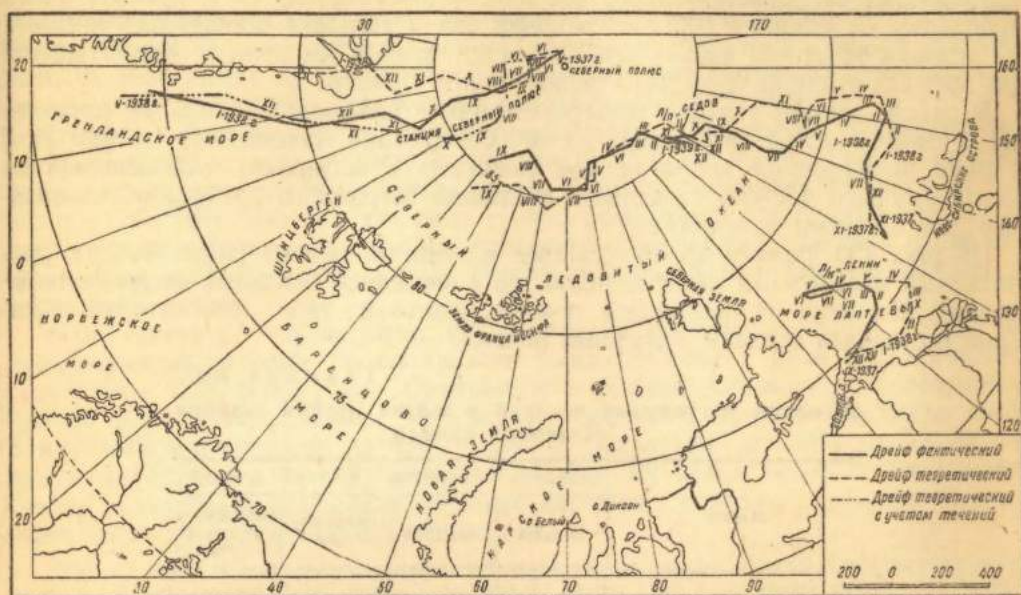


Рис. 135. Вычисленные и наблюденные дрейфы станции «Северный полюс», «Седова» и ледокола «Ленин».

за месяц. Вычисленный дрейф рассчитан по средним месячным картам давления северного полушария, составленным Центральным институтом погоды (за 1938 и 1939 гг.) и Межведомственным бюро ледовых прогнозов (за 1937 г.). Направление изобар снималось с карт давления с точностью до 10° .

Необходимо отметить, что на среднемесячных картах давления изобары, особенно в центральной части Арктического бассейна, проводятся весьма приближенно. Тем не менее вычисленный и наблюденный дрейфы «Седова» хорошо совпадают, несмотря на неизбежное накопление ошибок при последовательном расчёте теоретического дрейфа. Такое совпадение итогов наблюденного двухлетнего дрейфа и дрейфа вычисленного доказывает, что ошибки при расчёте отдельных месячных перемещений не имели систематического характера, т. е. не были ошибками метода по его существу, а являлись ошибками случайными, вызванными лишь неточностью исходного материала и приближенностью расчётов.

Объективность полученных результатов доказывается тем, что составители среднемесячных карт давления, положенных в основу расчётов, отнюдь не предвидели использование этих карт для расчёта дрейфа. Далее, если в отношении ежедневных синоптических карт ещё можно говорить, что изобары на них проводятся с учётом направления ветра и тем самым заранее учитывается соответствие дрейфа льдов с направлением изобар, то для среднемесячных и средне-

декадных карт давления это возражение отпадает, так как изобары на них проводятся лишь по среднему давлению без учёта ветра.

Полное совпадение конечных точек (нанесённых на карте) вычисленного и наблюденного дрейфа «Седова», между прочим, показывает, что коэффициент, принятый в приведённых расчётах, завышен приблизительно на 20-30%. Действительно, дрейф «Седова» не был чисто ветровым и постоянное течение несло «Седова» на запад приблизительно со скоростью 25 миль в месяц. Это обстоятельство надо иметь в виду при дальнейших выводах.

Из рассмотрения рис. 135 видно, что вычисленные дрейфы станции «Северный полюс» (пунктир) и л/к «Ленин» значительно расходятся с дрейфами, наблюденными. Это обстоятельство не свидетельствует о неправильности установленной зависимости между распределением давления и элементами дрейфа, а наоборот, подтверждает её. Действительно, всё изложенное относилось к дрейфу, почти свободному от влияния берегов, рельефа дна и сильных постоянных течений. Эти условия более или менее соблюдались при дрейфе «Седова», но отсутствовали при дрейфах станции «Северный полюс» и л/к «Ленин».

В районе дрейфа станции «Северный полюс» наблюдались сильные постоянные течения в основном с севера на юг. Совершенно естественно, что при этом условии вычисленный дрейф не мог совпадать с истинным, слагающимся из чисто ветрового дрейфа, созданного местными ветрами, и дрейфа, обусловленного постоянными течениями.

На рис. 135 нанесён дрейф станции «Северный полюс» (тире, точка), рассчитанный изложенным выше методом, но с внесением в каждое месячное перемещение поправки на постоянное течение, взятое из табл. 105, которая составлена по данным станции «Северный полюс».

Таблица 105

Элементы постоянных течений в районе дрейфа станции «Северный полюс»

Месяц	Средние координаты		Элементы течения	
	широта	долгота	направление	скорость в милях в сутки
1937 г.				
Май-июнь	89° 00'	20° з. д.	160°	1,4
Июль	88 10	10° » »	95	2,2
Август	87 30	5° » »	180	1,2
Сентябрь	78 50	8° в. д.	185	5,0
Октябрь-ноябрь . . .	86 10	0° » »	155	1,2
Декабрь	84 00	5° » »	180	2,2
Январь 1938 г. . . .	81 20	6° » »	180	3,4

Исправленный таким образом вычисленный дрейф хорошо согласуется с наблюденным дрейфом, хотя некоторое расхождение опять-таки указывает на некоторую завышенность коэффициентов.

Что касается дрейфа л/к «Ленин», то здесь характер расхождения со всей очевидностью свидетельствует о том, что в нём решающую роль играло влияние непосредственной близости берегов. В самом деле, наблюденный дрейф в течение всей зимы отклонялся влево от вычисленного, т. е. именно в ту сторону, в которую он и должен был отклоняться при наличии берега справа. Возможно, что в данном случае влияло и мелководье, на котором, вполне вероятно, правило движения льдов по изобарам оказывается не вполне справедливым. Не трудно показать, что если влияние мелководья имеет существенное значение в направлении ветрового дрейфа, то оно должно отклонять его от направления изобар также в левую сторону.

Уже отмечалось, что рис. 135 построен без учёта постоянного течения в районе дрейфа «Седова». После того как элементы постоянных течений в районе дрейфа «Седова» были вычислены, появилась некоторая возможность определить коэффициент, связывающий скорость чисто ветрового дрейфа и расстояние между

изобарами, эмпирическим путём. Это было мною сделано для декадных карт давления, причём в среднем из 37 рассмотренных случаев оказалось

$$c = \frac{1000}{x},$$

где c — чисто ветровой дрейф ледяных полей (постоянное течение исключено), выраженный в милях за декаду;

x — расстояние в милях между изобарами на декадных картах давления, проведёнными через 1 мб.

Следует подчеркнуть, что 37 случаев слишком мало для того, чтобы было возможно установить коэффициент пропорциональности между градиентом давления или расстоянием между изобарами и скоростью дрейфа с достаточной надёжностью.

Поэтому я лично считаю, что если правило движения льдов по изобарам (в глубоком Арктическом бассейне во всяком случае) можно считать вполне доказанным, то коэффициент пропорциональности между градиентом давления атмосферы и скоростью дрейфа ещё требует дополнительных данных.

Отсюда я полагаю, что на приведённые карты вычисленных и наблюденных дрейфов, а также на другие карты, построенные по тем же формулам, надо смотреть лишь как на внедрение нового метода и показа возможностей, которые этот метод в себе таит. Вместе с тем даже сейчас, если схемам, полученным на основе предложенного метода и нельзя ещё придавать абсолютного значения, то во всяком случае относительные данные, полученные новым методом, несомненно заслуживают внимания.

Надо отметить, что попытки практического применения этого метода для краткосрочных ледовых прогнозов уже были сделаны и дали положительные результаты. Так, летом 1940 г. Овчинников с успехом следил за перемещениями кромок льдов в Карском море, пользуясь правилом о движении льдов по изобарам и вычисляя скорость дрейфа льдов по разностям давления атмосферы на полярных станциях. В зиму 1941/42 г. Сомов на Белом море также успешно следил за ветровым движением ледяных массивов, пользуясь обоими полученными мною правилами и коэффициентами.

Как на один из примеров возможностей применения предложенного мною метода можно указать на следующий. Уже отмечалось, что 27 марта 1943 г. во время полёта на север от о. Рудольфа (Земля Франца-Иосифа), как мне сообщил штурман самолёта Падалка, между 84° и $84^\circ 30'$ с. ш. были обнаружены десятки айсбергов, число которых уменьшалось по направлению к западу. Однако в 1937 г. во время нескольких полётов ни одного айсберга в этом районе и вообще нигде на меридиане о. Рудольфа не видели. Отсюда возник вопрос, откуда же были принесены замеченные айсберги?

По моей просьбе и указаниям Карелин решил задачу «обратным ходом», а именно: зная конечный пункт, он по картам изобар рассчитал исходный пункт. Оказалось, что айсберги принесены от западного побережья Северной Земли. В своих расчётах Карелин не принял во внимание постоянного поверхностного течения, которое уносило «Фрама» и «Седова» с востока на запад. Если бы он это проделал, то несомненно, что расчёты показали бы, что эти айсберги принесены из районов, прилегающих к восточному побережью Северной Земли, где в отдельные годы наблюдались, как мы видели, большие скопления айсбергов.

Л и т е р а т у р а: 67, 70, 72, 77.

§ 138. Движение льдов при прохождении барических систем¹

При прохождении барических систем ветер в одной и той же точке земной поверхности непрерывно меняется по направлению и скорости. В связи с этим и дрейф льдов, создаваемый ветром, соответственно меняется. Наиболее ярко выраженной барической системой является циклон. Рассмотрим влияние прохождения циклона на движения льдов в северном полушарии, причём для упрощения задачи сделаем следующие предположения:

1. Изобары в циклоне круговые.

¹ Необходимо отметить, что настоящий параграф написан мною после сдачи книги в печать. Естественно поэтому, что не все выводы, которые можно получить при рассмотрении данного вопроса, получены, а уже полученные недостаточно чётко сформулированы.

2. Дрейф льдов проходит по изобарам и со скоростью, пропорциональной градиенту давления.

3. Льдины свободны в своих движениях в любую сторону и лишены инерции (начинают дрейфовать немедленно, после того как попадают в область циклона и останавливаются, как только из неё выходят).

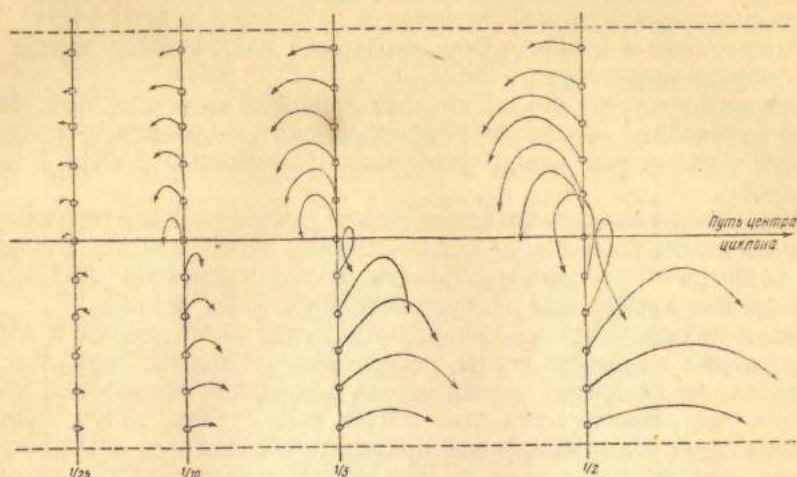


Рис. 136. Схемы дрейфа льдов при прохождении циклона с круговыми изобарами и с постоянным градиентом давления.

На рис. 136 показаны дрейфы льдин, находившихся в начальный момент на одном и том же расстоянии одна от другой и на линии, перпендикулярной движению циклона. Градиент давления во всей области циклона один и тот же. Циклон движется с постоянной скоростью. Скорость дрейфа льдин принята равной $1/25$, $1/10$, $1/5$ и $1/2$ скорости продвижения циклона.

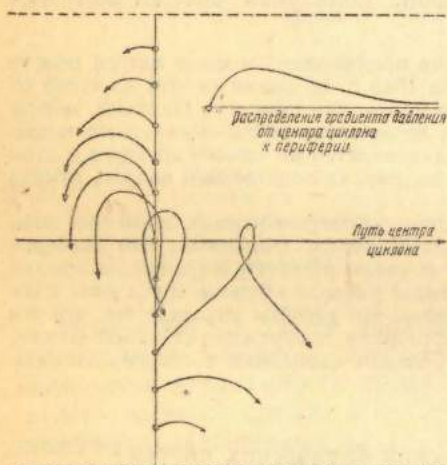


Рис. 137. Схема дрейфа льдов при прохождении циклона круговой формы с изменяющимися от центра к периферии градиентами давления.

На рис. 137 показан более сложный случай. Предположено, что градиент давления в области циклона изменяется по закону, показанному на том же рисунке. Скорость дрейфа льдин, изменяясь по тому же закону, на некотором расстоянии от центра циклона становится столь малой, что практически ею можно пренебречь.

На рис. 138 показаны искривления линий, параллельных и перпендикулярных пути циклона и находившихся в начальный момент на одном и том же расстоянии одна от другой. Предположено, что изобары циклона круговые, градиент давления постоянен. Искривление линий показано для момента, когда центр циклона, двигаясь слева направо, достигает точки О. Кривая ACB представляет наибольшее возможное искривление линии, перпендикулярной пути циклона, после прохождения циклона данной силы и скорости.

Понятно, что рис. 138 даёт понятие о направлении и напряжённости сил, действующих на льды при прохождении циклона. Там, где эти линии сближены, мы должны ожидать торошения, там, где они расходятся, — разрежения льдов.

Из рассмотрения приведённых рисунков вытекает, что дрейфы отдельных льдин при прохождении циклонов различной структуры и двигающихся с раз-

личными скоростями, при всей своей сложности подчиняются некоторым закономерностям, а именно:

1. Чем медленнее движется циклон, тем сложнее и длиннее пути, описываемые льдинами.

2. Все льдины описывают траектории, направленные своей выпуклостью влево от направления движения циклона.

3. Все левые льдины (находившиеся в начальный момент слева от пути циклона) и часть правых льдин, находившихся в начальный момент вблизи пути циклона, описывают траектории против часовой стрелки; остальные льдины — по часовой стрелке. Чем медленнее движется циклон, тем больше льдины, описывающие траектории против часовой стрелки. При неподвижном циклоне все льдины описывают траектории против часовой стрелки.

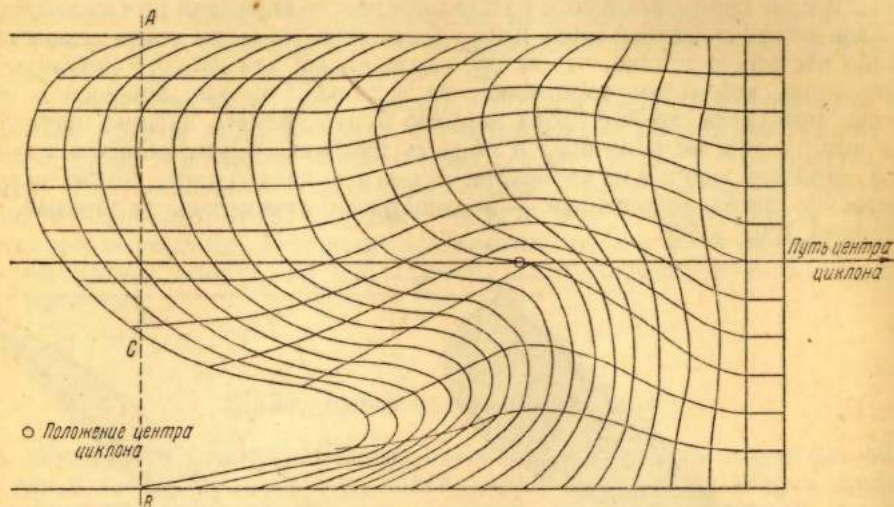


Рис. 138. Искривления линий, перпендикулярных и параллельных пути циклона.

4. Все льдины до прохождения центра циклона через их начальную линию движутся снизу вверх (по ориентировке рисунков), а после этого начинают двигаться в обратном направлении. В связи с этим при приближении центра циклона к начальной линии льдин, по левую сторону от пути циклона создаются уплотнения, а по правую сторону — разрежения. После прохождения центра циклона через начальную линию льдины начинают двигаться в обратном направлении и по прохождении всей области циклона оказываются почти на том же расстоянии от пути центра циклона, что и в начальный момент.

5. Смещения льдин в направлении, перпендикулярном пути циклона, значительно меньше их смещений параллельно пути циклона. Из рис. 138 видно, что постепенно при прохождении циклона горизонтальные расстояния между левыми льдинами увеличиваются и, следовательно, по левую сторону от пути циклона происходит разрежение льдов, направленное справа налево. Наоборот, горизонтальные расстояния между правыми льдинами по мере продвижения циклона всё более и более уменьшаются, что неизбежно влечёт за собой уплотнение льдов, а при достаточной их сплочённости и торошение. Здесь, как это видно из рис. 138, в связи с прохождением циклона создаётся вал торошения, перемещающийся слева направо со скоростью, равной скорости продвижения циклона. При прочих равных условиях этот вал тем мощнее, чем медленнее продвижение циклона. Таким образом при прохождении циклона левые ледяные поля разламываются и их части расходятся, правые ледяные поля торосятся.

6. Так как даже при одной и той же скорости дрейфа (рис. 136 и 138) направления движения льдин различны, то, следовательно, при столкновениях неизбежно вращение льдин. Очевидно, что тем более неизбежно вращение льдин при движениях с различными скоростями (рис. 137).

7. Если отдельные ледяные поля настолько велики, что надо считаться с различием в направлении ветра на их краях, то, как это видно из рассмотрения рисунков, эти поля будут вращаться: расположенные как справа, так и слева, но вблизи от пути центра циклона — против часовой стрелки, а расположенные на периферии области циклона и справа и слева от пути центра циклона — по часовой стрелке.

8. Как это видно из рис. 138, на котором представлены искривления линий, в начальный момент параллельных и перпендикулярных движению циклона и находившихся при этом на одном и том же расстоянии одна от другой, при прохождении циклона наблюдаются три основных направления движения льдин: 1) снизу вверх, 2) справа налево в верхней области влияния циклона и 3) слева направо в нижней области влияния циклона.

Сокращение горизонтального расстояния между льдинами при малой балльности льдов может сказаться лишь в их уплотнении. Но если льды сплочены и их толщина настолько велика, что ветер, характерный для данного циклона, может создать лишь небольшое торошение, то льдины, уже находящиеся в области циклона, при своём дрейфе слева направо будут толкать льдины, находящиеся перед ними и ещё не вошедшие в область циклона. Таким образом может создаться движение льдин и их торошение задолго до начала ветра. Такое явление — предвращение ветра торошением — неоднократно отмечалось полярными исследователями (см. § 95).

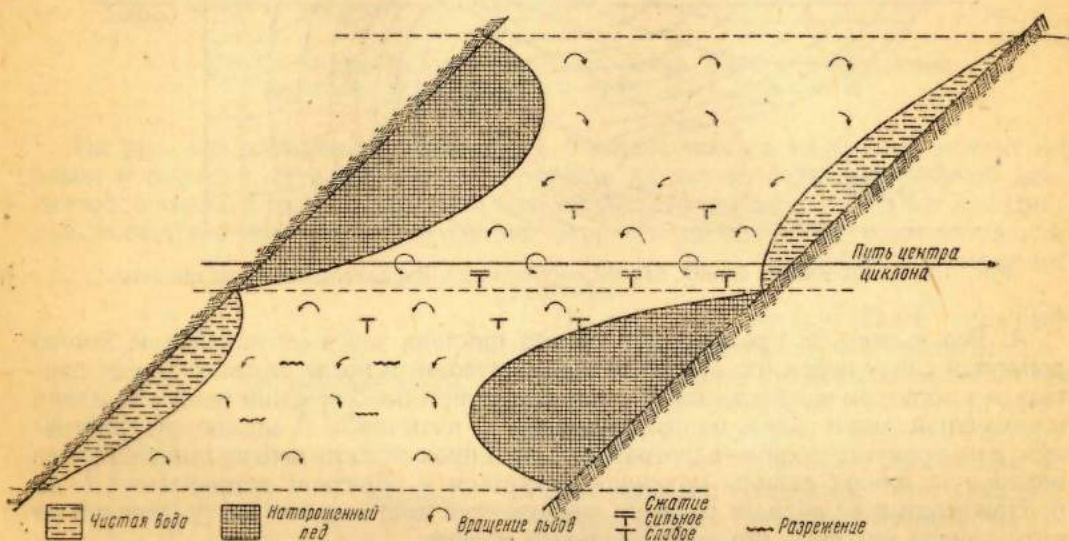


Рис. 139. Схема расположения областей торошения, полыней, вращения льдов при прохождении циклона над прямолинейным каналом.

Ещё интереснее могут оказаться явления в области, расположенной кверху от сферы влияния циклона. Здесь при тех же условиях (большая сплочённость и толщина льдов, ограничивающие сильное торошение) могут создаваться передвижки и торошение льдов при полном безветрии. Такие случаи также неоднократно отмечались полярными исследователями.

До сих пор мы рассматривали движения льдов при прохождении циклона над ничем неограниченной площадью льдов.

Предположим, что на рис. 138 вертикальная пунктирная линия АВ (слева) представляет собой кромку льдов до прохождения циклона. Естественно, что после прохода циклона положение этой кромки изобразится крайней левой кривой рис. 138. На участке АС кромка будет разрозненной, а на участке СВ, наоборот, сплоченной.

Предположим теперь, что путь кругового циклона с постоянным градиентом давления пересекает под углом 45° заполненный льдами прямолинейный канал

(рис. 139). Естественно, что в таком случае движения льдин будут стеснены берегами и это обстоятельство усилит в некоторых местах разрежение, а в других местах торошение льдов. Предположим далее, что при торошении длина ледяных полей в направлении движения циклона может уменьшиться при силе ветра, характерной для данного циклона, не более чем на одну четверть.

На рис. 139 показаны: путь центра циклона, границы его влияния, области сжатий и разрежений льдов, а также направление вращения ледяных полей. Понятно, что, видоизменяя расположение берегов и направления относительно них путей циклонов, можно приблизить задачу к существующим в природе условиям. С известным допущением даже такой схематический случай, как показанный на рис. 139, можно применить, например, к Карскому морю. Так, если пути центров циклонов проходят с запада на восток где-то в районе мыса Желания, то в результате создаётся Новоземельская полынья, если же пути центров циклонов проходят приблизительно по параллели Югорского Шара, то в результате образуется Ямальская полынья и т. п.

При подобных расчётах надо помнить, что при одной и той же силе ветра продвижение кромки льдов к берегу или к припаю как вследствие уплотнения, так и вследствие торошения не происходит с одной и той же скоростью. Так, например, чтобы уплотнить льды от 5 до 6 баллов, требуется значительно меньше времени, чем для того, чтобы уплотнить льды от 8 до 9 баллов. То же, понятно, относится и к торошению. Можно предположить, что эти явления происходят по логарифмическому закону, но наблюдений, подтверждающих такое предположение, пока нет.

Л и т е р а т у р а : 77.

§ 139. Дрейф одиночной льдины

Как показывают непосредственные наблюдения, скорость отдельных айсбергов, льдин и небольших ледяных полей 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 два-три раза превышать скорость одновременно образующегося ветрового течения¹.

Шестипёров, наблюдая в 1935-1937 гг. ветровое движение льдин в Чукотском море с помощью теодолита, установленного на мысе Шмидта 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 0,08-0,10².

В отдельных случаях ветровой дрейф льда может быть и значительно сильнее. Так, Лавров указывает, что 2 июля 1928 г. зажатый во льдах северо-западной части Баренцева моря л/п «Малыгин» при восточном ветре силой 6-7 баллов дрейфовал в западном направлении (на остров Надежда) со скоростью одного узла. Когда же ветер, оставаясь тем же по силе, изменил своё направление на северное, «Малыгин» вместе со льдами понесло вдоль острова 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. Всё же приводимые цифры показательны.

Для приближённого решения задачи о движении отдельной льдины под влиянием ветра я делаю следующие предположения. Во-первых, я предполагаю для

¹ Энергия ветра, протекающего над поверхностью моря, как мы видели, тратится в открытом от льда море на образование волн, на перемешивание, на образование течений и на нагревание моря. В случае наличия ледяного покрова энергия ветра на образование волнения не затрачивается, и перемешивание соответственно уменьшается. В то же время неровная поверхность льдов представляет достаточное сопротивление действию ветра, чем и объясняется сравнительно быстрый дрейф льдов.

² Однажды при сильном ветре наблюдалась одинокая льдина, дрейфовавшая со скоростью 120 см/сек, или 2,33 узла (ветровой коэффициент равен 0,12).

начала, что льдина под влиянием ветра движется, а вода неподвижна. Таким образом сначала рассматривается только собственно ветровое движение льдины. Такое предположение 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.

Кроме того, ветровое течение в море создаётся далеко не сразу. Как указывает Струйский (обработавший 2836 наблюдений над ветрами и течениями на Каспийском море), нередко бывают 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.

Второе предположение, которое я делаю для упрощения задачи, касается формы льдов. Действительно, так как надводная часть льдины подвергается действию ветра, а подводная сопротивлению воды, то понятно, что, подобрав соответствующим образом формы подводной и надводной частей, мы можем заставить льдину 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, а именно 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. 140).

При таких предположениях угол отклонения движения льдины от направления ветра получаем из формулы

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{K}{R}. \quad (1)$$

Что касается силы Кориолиса, то она равна

$$K = m 2\omega c \sin \varphi = \delta_i \pi r^2 h 2\omega c \sin \varphi \quad (2)$$

где ω — угловая скорость вращения Земли,
 φ — географическая широта,
 c — скорость льдины,
 $m = \delta_i \pi r^2 h$ — масса льдины,
 δ_i — плотность льда,
 r — радиус основания льдины,
 h — высота льдины.

Гидродинамическое сопротивление движению льдины можно разбить на три части: 1) волновое, 2) лобовое и 3) поверхностное.

Волновым сопротивлением я пренебрегаю, 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 я также в первом приближении пренебрегаю.

Поверхностное сопротивление также пропорционально поверхности соприкосновения вода-лёд и второй степени скорости. Для льдины цилиндрической формы мы можем считать поверхностное сопротивление равным.

$$R = k \pi r^2 c^2, \quad (3)$$

где πr^2 — площадь основания,
 k — коэффициент пропорциональности,
 c — скорость.

Подставляя формулы (2) и (3) в формулу (1), получаем

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\delta_i \pi r^2 h}{k \pi r^2 c^2} 2 \omega c \sin \varphi = A \frac{h}{c} \sin \varphi, \quad (4)$$

где A — некоторый коэффициент пропорциональности.

Из этой формулы следует, что

- 1) угол отклонения от направления ветра собственно ветрового движения льдины зависит от географической широты, достигая максимума на полюсе;
- 2) угол отклонения тем больше, чем больше вертикальные размеры 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 её частей. Непосредственные измерения собственно ветрового движения айсбергов, произведённые Международным ледовым дозором у Ньюфаундленда, дали, по Смит, следующие скорости одиночных айсбергов (табл. 106) в милях в сутки (в скобках даны см/сек)¹.

Таблица 106
Скорость чисто ветрового дрейфа айсбергов

Отношение осадки айсберга к его надводной высоте	Сила ветра	
	4-5 баллов	6-7 баллов
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 (24,4)
0,7	11,0 (27,5)	17,0 (36,4)

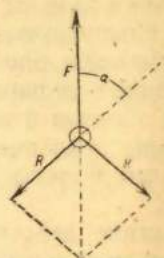


Рис. 140. Чисто ветровой дрейф льдины цилиндрической формы.

Из этой таблицы ясно, что Смит считает скорость собственно ветрового дрейфа льдов приблизительно прямо пропорциональной отношению надводной высоты айсберга к его осадке и, кроме того, пропорциональной скорости ветра.

Принимая среднюю скорость ветра силой 4-5 баллов равной $7,5 \text{ м/сек}$, а скорость ветра силой 6-7 баллов равной $12,5 \text{ м/сек}$, я вычислил, пользуясь таблицей Смита, ветровые коэффициенты, приведённые в табл. 107.

Таблица 107
Ветровой коэффициент для айсбергов различной осадки

Отношение осадки к надводной высоте айсберга	5	6	3	2	1
Ветровой коэффициент	0,004	0,005	0,006	0,010	0,020

Предположим теперь, что собственно ветровой дрейф айсберга происходит в ветровом течении. Понятно, что айсберг этим течением будет увлекаться со средней скоростью течения, соответствующей его осадке и подводным обводам.

Скорость ветрового течения, как это следует из теории Экмана, с глубиной очень быстро уменьшается и в высоких и умеренных широтах на глубине 50-100 м меняет свое направление на обратное, практически становясь равной нулю. Таким образом, чем глубже сидит данный айсберг, тем меньше скорость, сообщаемая ему течением, и тем больше он отклоняется вправо.

¹ 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.

Так, по расчётам Смита, ветер силой 6-7 баллов за одни-двое суток устанавливает ветровое течение вплоть до глубины 100 м, причём средняя скорость течения на глубине 40 м будет по направлению 72° вправо от ветра и равна 5,3 см/сек.

Ниже приводится выборка из вычислений Смита для силы ветра 6-7 баллов (табл. 108):

Таблица 108

Элементы ветрового движения айсбергов при ветре
6-7 баллов

Отношение осадки к высоте	Скорость собственного движения айсбергов по ветру в см/сек	Скорость движения с течением в см/сек	Результирующая в см/сек	Угол отклонения
От 3 до 5 .	5,3	6,4	9,2	40°
» 1 » 2 .	18,0	7,9	21,8	29

Как указывает Киреев, ветровой коэффициент для судов, стоящих лагом к ветру, почти не зависит от скорости ветра и равен: 0,063 при осадке судна менее 3 м; 0,056-0,040 при осадке судна от 3 до 7 м; 0,038-0,036 при осадке судна более 7 м.

Отдельные льдины отзываются на действие ветра по-разному. Мелкие льдины приходят в движение немедленно с началом ветра. Крупные льдины, в особенности глубоко сидящие флоберги и айсберги, сохраняют покой или остаточное движение в течение больших промежутков времени.

Таким образом в ветровом течении вследствие действия течения: 1) льдина тем больше уклоняется от направления ветра и поверхностного ветрового течения, чем больше её осадка; 2) скорость льдины тем больше, чем меньше её осадка.

Вследствие действия ветра: 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 её скорость и чем больше скорость ветра.

Из этих положений следует, что суммарное движение льдин под влиянием ветрового течения и ветра таково: льдина движется тем медленнее и тем больше отклоняется от направления ветра, чем больше её осадка и размеры. Другими словами, чем больше осадка льдины и чем больше её размеры, тем больше она подвержена влиянию постоянных и ветровых течений, и чем меньше осадка и размеры льдины, тем больше она подвергается непосредственному влиянию ветра¹.

Рассматривая собственно ветровое движение отдельных льдин, я предполагал, что льдины имеют форму цилиндра с вертикальной осью. Предположим теперь, что разрозненные льдины имеют в горизонтальной плоскости эллиптическую форму, что ближе соответствует тому, что наблюдается в природе. Действительно, как мы видели, отдельные льдины с течением времени при постоянных столкновениях постепенно приобретают более или менее правильную овальную форму.

Я предполагаю для простоты, что в момент начала ветра на льдину действуют только две силы: движущая сила ветра F и гидродинамическое сопротивление R (рис. 141). 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 скользящих вдоль боковых поверхностей льдины сил, мы получаем пару сил, стремящуюся повернуть льдину таким образом,

¹ Как сообщил мне Гордиенко, эти простые положения подтверждены инструментальными наблюдениями на Чукотском море.

чтобы силы давления ветра и сопротивления воды были параллельны малой оси льдины¹. По тем же причинам корабль с застопоренной машиной становится лагом к ветру.

Таким образом с началом ветра каждая льдина прежде всего соответствующим образом поворачивается, а затем уже начинает двигаться.

Л и т е р а т у р а: 56, 59, 62, 77, 86, 94, 117, 127, 171.

§ 140. Дрейф разрозненных льдов

Понятно, что дрейф разрозненных льдов определяется их балльностью и по своим характеристикам может приближаться или к дрейфу сплочённых льдов (в котором форма отдельных льдин не имеет значения), или к дрейфу одиночной льдины (в котором влияние формы проявляется весьма ярко).

Как мы видели, льдины разных размеров дрейфуют с разной скоростью и под различными углами к ветру даже при условии, что внешняя их форма одинакова. Тем более не похожи друг на друга движения отдельных льдин, резко отличающихся по своим размерам и форме. Это обстоятельство весьма усложняет исследование движения более или менее разрозненных льдов, где приходится считаться со столкновениями льдин друг с другом.

Свердруп, анализируя свои собственные наблюдения над ветровым дрейфом льдов в Восточносибирском море во время экспедиции на «Мод» (1922-1924 гг.) и наблюдения Бреннеке в море Уэдделла (1911-1912 гг.), считал, что при установившемся движении направление и скорость дрейфа 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 движущихся по-разному льдин. Свердруп предполагает, что эта сила пропорциональна дрейфу и действует в обратном дрейфу направлении.

Для решения задачи можно использовать следующие два приёма.

Во-первых, можно рассматривать льды как тонкую плёнку, движущуюся вместе с поверхностными водами. При этом можно пренебречь массой льда, а следовательно, и силой Кориолиса, действующей на лёд. В таком случае задача разрешается определением элементов течения, вызываемого силой трения лёд-вода. Эта сила может быть вычислена по скорости ветра, поскольку в установившемся движении три силы: трение воздух-лёд, трение лёд-вода и внутреннее сопротивление льдов, должны уравниваться. Этот приём Свердруп использовал для анализа наблюдений Бреннеке в море Уэдделла над дрейфом тонких разрозненных льдов.

Во-вторых, можно пренебречь силой трения лёд-вода, иначе, пренебречь массой слоя ветрового течения. Этот приём Свердруп применил для анализа собственных наблюдений во время экспедиции на «Мод» над дрейфом сплочённых и сравнительно мощных льдов Восточносибирского моря. Здесь внутреннее сопротивление льдов велико. Оно уменьшает дрейф и делает незначительным трение лёд-вода.

Свердруп ввёл в рассмотрение внутреннее сопротивление льдов для объяснения того, что угол отклонения дрейфа льдов от направления ветра, по его наблюдениям, оказался 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. 142 показаны результаты наблюдений Бреннеке над ветровым дрейфом сравнительно тонких (около метра) и разрозненных ледяных полей в море

¹ Если силы будут параллельны большой оси льдины, то равновесие будет неустойчивым.

Уэдделла. Эти наблюдения показывают связь между ветровым коэффициентом (пунктир), углом отклонения (сплошная линия) и скоростью ветра. Из рисунка видно, что угол отклонения тем меньше, чем больше скорость ветра, а ветровой коэффициент с увеличением скорости ветра почти не меняется.

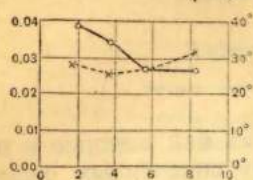


Рис. 142. Зависимость между скоростью ветра в м/сек (нижняя шкала), углом отклонения дрейфа льдов (правая шкала) и ветровым коэффициентом (левая шкала) в море Уэдделла.

Отметим здесь также, что, по наблюдениям Бреннеке, ветровым движением льдов захватывался только очень тонкий слой подлёдной 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. 109 показаны средние ветровые коэффициенты в Восточносибирском море, по наблюдениям Свердрупа в 1922-1924 гг.

Из этой таблицы видно, что ветровой коэффициент в июле-сентябре значительно больше, что объясняется, во-первых, большей неровностью верхних слоёв льдов и меньшей их толщиной и, во-вторых, большей свободой движения льдов в летнее время благодаря большому количеству полыней.

По Свердрупу, если взять ветры только 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° .

Таблица 109

Элементы ветрового дрейфа льдов в Восточносибирском море

Зимние месяцы (ноябрь-март)

Толщина льда около 3,5 м

Средняя скорость ветра в м/сек	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

Летние месяцы (июль-сентябрь)

Толщина льда около 2 м

Средняя скорость ветра в м/сек	1,41	2,40	3,38	4,25	5,68	7,45
Ветровой коэффициент	0,0405	0,0289	0,0307	0,0181	0,0218	0,0373
Число наблюдений	41	9	17	6	4	2

Гордиенко во время зимовки на мысе Шмидта в Чукотском море (1938-1940 гг.) выполнил много наблюдений над ветровым дрейфом льдов. Эти наблюдения производились с помощью двух теодолитов, установленных на берегу на известном расстоянии друг от друга, а также с самих дрейфующих льдов. Кроме того, Гордиенко использовал наблюдения над ветровым дрейфом льдов, произведённые также на мысе Шмидта Шестипёровым. В результате обработки всех этих наблюдений Гордиенко даёт таблицу ветровых коэффициентов в зависимости от балльности и торосистости льдов (табл. 110).

Из таблицы видно, что, по Гордиенко, дрейф льда густотой в 1 балл происходит почти в четыре раза быстрее дрейфа льда густотой 9 баллов, и тем быстрее, чем больше его торосистость.

Ветровой коэффициент дрейфа льдов в зависимости от их балльности (n) и торосистости (m). Коэффициент умножен на 10^4

$m \backslash n$	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	90	80	70	60	50	40	35	30	25
2	180	160	140	120	105	90	70	60	50
3	270	245	220	200	175	150	125	100	80
4	360	330	295	260	230	195	160	130	100
5	450	410	370	330	290	250	210	170	130
6	540	490	440	395	350	305	260	210	160
7	630	575	520	465	410	355	300	245	190
8	720	650	600	540	475	410	350	285	220
9	810	740	670	590	520	450	390	310	245

Литература: 62, 77, 173, 174.

§ 141. Ветровые полосы льдов

При льдах малой густоты и разной формы и размеров проявляются ещё некоторые характерные особенности ветрового дрейфа.

Предположим, что мы имеем в начальный момент при полном отсутствии ветра равномерно разбросанные на некотором участке моря льдины разных форм и размеров. С началом ветра все льдины постепенно приходят в движение. Все они, во-первых, поворачиваются таким образом, что их большие оси располагаются приблизительно 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) идвигающиеся 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 создаётся ряд полос льда, вытянутых в направлении, приблизительно перпендикулярном направлению ветра, и состоящих из сбитых вместе льдин разных размеров (рис. 143).

Естественно, что в таких полосах льдины располагаются по своей величине: наиболее крупные на подветренной стороне полосы, 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 ещё двигаться по инерции, в то время как малые льдины уже остановились.

С каждой переменой ветра начинается перегруппировка льдин и построение новых соответственно вытянутых полос¹.

Расстояние отдельных полос друг от друга может колебаться в значительных пределах — от десятых мили до нескольких миль, что зависит от количества льдов и от размеров основных льдин, образующих подветренную сторону каждой полосы.

В случае если с подветра удвигающихся таким образом полос льда находится берег или неподвижный лёд, то отдельные полосы, постепенно надвигаясь на берег

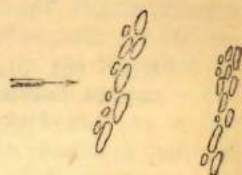


Рис. 143. Движение полос льда под влиянием ветра и распределение льдин по размерам.

¹ Вытянутостью разводов в направлении, приблизительно перпендикулярном направлению ветра, определялась, по-моему, самая возможность блестящих плаваний во льду под парусами, совершавшихся в былые времена. Это мной проверено во время огибания Земли Франца-Иосифа в 1932 г. на моторно-парусном боте «Книпович».

Итак на лёд производят сжатия и последующее образование торосов за счёт потери энергии 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, что 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 штормами 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.

Литература: 62, 77.

§ 142. Нажимные и отжимные ветры

Предположим (рис. 144), что MN представляет собою линию берега (или неподвижного льда). Проведя под углом α (угол отклонения ветрового движения льдов в данном районе) к линии MN линию AC , получаем, что при всяком ветре из сектора $OABC$ ветровое движение 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 наибольшей силы сжатия будут получаться при ветре по направлению от B к O и наибольшие разрежения — при ветре от D к O .

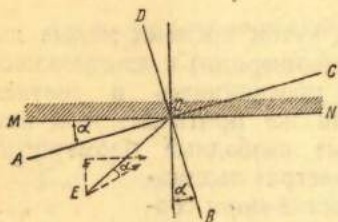


Рис. 144. Сектора нажимных и отжимных ветров относительно берега или неподвижного льда

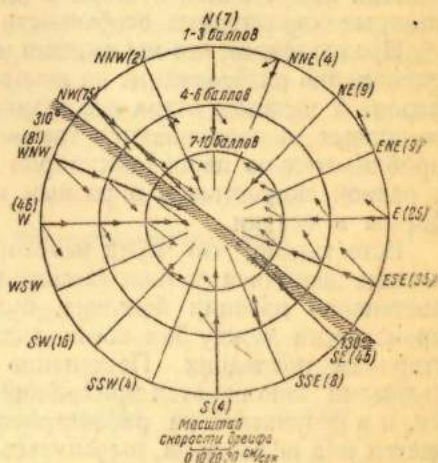


Рис. 145. Зависимость между силой и направлением ветра, углом отклонения и скоростью дрейфа и количеством льда в баллах у м. Шмидта. Цифры в скобках — число наблюдений.

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, разлагая при ветре по направлению от E к O скорость движения льдины (направленного под теоретическим углом отклонения 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 составляющая 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 нулевое отклонение, но даже отклонение движения льдов в северном полушарии влево от направления действующего ветра.

На рис. 145 представлена зависимость между направлением ветра, ветровым дрейфом льдов и количеством льда в баллах. Рисунок составлен Шестипёровым на основании 580 серий наблюдений, произведённых им у мыса Шмидта в Чукотском море с помощью теодолита. Из рассмотрения рисунка, на котором жир-

ные 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 больше, чем меньше балльность льдов (больше свободы передвижению льдин) и, во-вторых, что при ветрах от севера до северо-запада ветровое движение льдов отклоняется влево от направления ветра, что объясняется направлением берега в этом районе по румбу 130-310°.

Конфигурация берега в Чукотском море, где производил свои наблюдения Шестипёров, весьма проста, вследствие чего здесь весьма легко подразделить ветры на нажимные и отжимные, хотя бы из простых логических рассуждений. В других районах, где береговая черта извилиста, установить, какой именно ветер является нажимным и какой именно отжимным, можно только из наблюдений, причём эти наблюдения должны быть проведены при разном количестве льдов в прилегающих районах моря и при различной синоптической обстановке.

Характерные явления получают при ветрах нажимных и отжимных относительно кромки пловучих льдов.

При нажимных ветрах кромка льдов представляется сильно сплоченной и тянется на большом протяжении сравнительно ровной и спокойной линией. Обычно сразу у кромки лёд сплочён, несколько дальше от кромки сплочённость его уменьшается. Кромка таким образом играет роль своеобразного волнолома.

Разрозненная кромка образуется при отжимных ветрах. При подходе с моря к такой кромке сначала попадают мелкие льдины, сильно изъеденные ветром и волной, по мере входа в льды 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.

При ветрах нейтральных (ветер приблизительно вдоль кромки) отдельные оторвавшиеся от кромки льдины также группируются 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° 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 сдувается к берегу и в нём образуется ветровое противотечение. По линии встречи ветрового мористого течения и ветрового прибрежного противотечения может создаваться линия погружения, вдоль которой и скопляются приносимые с моря льды, охватывающие таким образом берег своеобразным поясом.

В отдельных случаях чистая вода у берега даже при сильных нажимных ветрах и при большом количестве льдов в море может сохраняться очень долго. Для этого необходимо, чтобы прибрежные воды были предварительно сильно опреснены (в результате таяния или притока береговых вод), а затем сильно прогреты. Понятно, что при таких условиях у берега создаётся мощный и в то же время очень лёгкий слой воды, в котором возникает противоветровая циркуляция, долгое время удерживающая пловучие льды в отдалении. В зимнее время такое явление мало вероятно, так как зимой воды менее переслоены.

Но 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. Спротивление трению возрастает пропорционально квадрату скорости, и поэтому скорость нагонного течения не возрастает пропорционально скорости ветра, как это имеет

место для течений в открытом море. Между тем скорость собственно ветрового движения льдов от близости к берегу не зависит, а 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 сгонных (отжимных) ветрах создаются разрежения льдов или полыньи, тянущиеся вдоль берега или кромки неподвижного льда.

Литература: 62, 77.

§ 143. Ветровые полыньи

Ветровые полыньи создаются у берегов или у кромки припая и могут быть временными (при временных отжимных ветрах, возникающих при прохождении барических систем) и постоянными (при господствующих отжимных ветрах).

Временные ветровые полыньи приобретают иногда исключительное значение для плавания в длинных проливах.

На рис. 146а и 146б представлено состояние льдов в проливе Вилькицкого по данным авиаразведок, произведённых 8 и 24 июля 1943 г.

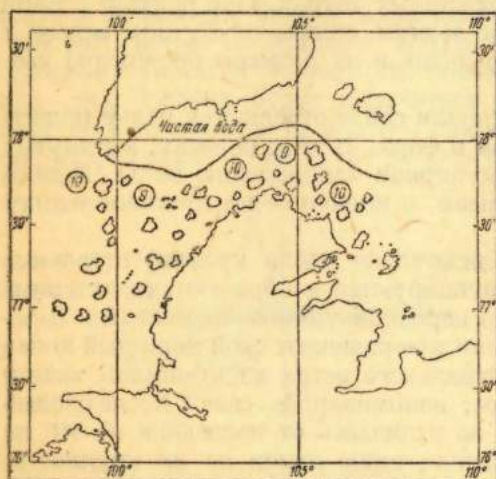


Рис. 146а. Состояние льдов в проливе Вилькицкого 8 июля 1943 г.

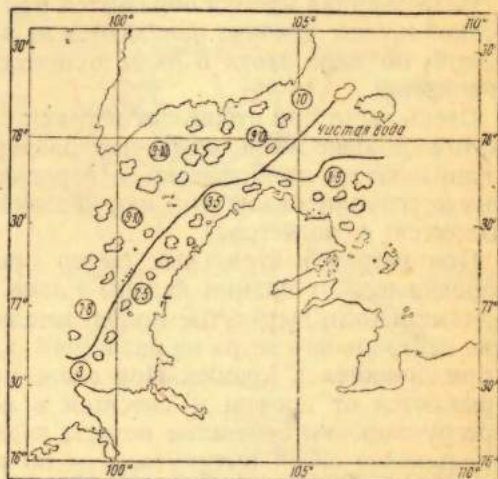


Рис. 146б. Состояние льдов в проливе Вилькицкого 24 июля 1943 г.

Известно, что в проливе Вилькицкого существует поток льдов, выносимых постоянным течением из Карского моря в море Лаптевых. При попутных западных ветрах этот поток усиливается, а при противных восточных — уменьшается. Кроме того ветрами этот поток смещается то к северу, то к югу.

Во время естественного синоптического периода, продолжавшегося с 1 по 7 июля, изобары в проливе Вилькицкого были вытянуты с северо-запада на юго-восток, причём центр повышенного давления располагался в юго-западной части Карского моря, а центр пониженного давления над Новосибирскими островами. В результате (как это видно из разведки 8 июля) соответствующих северо-северо-западных ветров и дрейфа льдов на юго-восток у южного побережья острова Большевик образовалась громадная полынья.

С 8 по 13 июля изобары в районе пролива Вилькицкого были вытянуты почти с севера на юг, причём область повышенного давления располагалась над северной частью моря Лаптевых. В синоптическом периоде, начавшемся 21 июля, расположение изобар было приблизительно таким же, как и в период с 8 по 13 июля. Соответственно с таким положением изобар льды прижимало к острову Большевик. Но с 14 по 21 июля изобары в проливе Вилькицкого были вытянуты с северо-востока на юго-запад, причём центр повышенного давления располагался

в юго-западной части Карского моря и льды соответственно прижимало к берегу материка.

Авиаразведка 8 июля совпала с окончанием синоптического периода, и потому ледовая обстановка была вполне четкой: скопление льдов у берега материка и чистая вода у южного берега острова Большевик. Авиаразведка 24 июля пришлось на середину синоптического периода, причём предшествовавший период по расположению изобар и создававшемуся дрейфу льдов был прямо противоположен. Это обстоятельство сделало расположение льдов сравнительно расплывчатым. Всё же мы видим, что 24 июля у берега материка были или полыньи или очень разреженные льды, т. е. диаметрально противоположное тому, что наблюдалось 8 июля. Несомненно, что такие явления самым существенным образом сказываются на самой возможности плавания проливом Вилькицкого.

Далеко не всегда капитаны судов могут иметь данные авиаразведок или хотя бы хорошую синоптическую карту. Поэтому при проходе таких проливов, как Вилькицкого, Санникова, Лаптева, всегда необходимо тщательно следить за ветром и выходить как можно больше на-ветер.

Более или менее постоянные полыньи создаются, как уже указывалось, господствующими ветрами. Так, особенно заметны полыньи у подветренного берега выдающихся в море мысов и у подветренной стороны отдельных островов.

В Горле Белого моря в зимнее время преобладают юго-западные ветры, создающие здесь если не полыньи, то во всяком случае разрежения льдов. Та же причина вызывает образование полыней у Летнего берега Белого моря, что было подмечено Тимоновым.

Но господствующие ветры создают устойчивый дрейф льдов приблизительно в том же направлении. Так, большие полыньи, создающиеся совокупным влиянием господствующих ветров и постоянного дрейфа льдов, неоднократно наблюдались экспедицией Ушакова в 1930-1932 гг. у северо-западных берегов Северной Земли, постоянные полыньи также обычны к северо-западу от Земли Франца-Иосифа, что отмечено еще экспедицией Вайпрехта-Пайера и т. д.

Одной из главных причин, вызывающих образование так называемой Великой Сибирской полыньи, также является преобладание восточных ветров, создающих постоянный дрейф паковых льдов в северо-западном направлении, т. е. от берега и припая. Эта полынья 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 эти полыньи в зимнее время тянутся с перерывами вдоль северной кромки развитого берегового припая и в зависимости от состояния припая располагаются то севернее, то южнее. Под влиянием северных ветров эти полыньи иногда закрываются наступающими с севера льдами, и тогда на линии их соприкосновения с припаем происходит сильное торошение. Но в общем обе полыньи представляют сравнительно постоянное явление.

Новосибирская полынья была впервые описана Геденштромом, который в марте-апреле 1810 г., отправившись по льду 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 была замечена Санниковым в 1811 г., исследована экспедициями Анжу в 1821-1823 гг., Матисена, Бруснева и др. в 1902-1903 г.

Колымская полынья, открытая экспедицией Врангеля в 1820-1823 гг., находится, по мнению Врангеля, в непосредственной связи с Новосибирской полыней.

Надо отметить, что весной 1938 г. самолёты экспедиции Алексеева, летавшие к дрейфовавшему в то время в районе к северу от Новосибирских островов каравану судов „Садко“, „Малыгин“ и „Седов“, никаких следов Новосибирской полыньи не обнаружили. В этом нет, однако, ничего удивительного, так как перед полётами в этом районе господствовали западные ветры. Они и закрыли полыньи и обусловили длительный дрейф каравана (после того как он обогнул остров Котельный) на восток.

Великая Сибирская полынья, как уже указывалось, обусловлена главным образом господствующим направлением зимних ветров, которые являются сгонными по отношению к кромке припая. Но сгонные явления всегда сопровождаются подъёмом к поверхности моря или даже выходом на поверхность глубинных слоёв воды. В Арктическом бассейне тёплые глубинные воды атлантического происхождения встречаются в зависимости от района и от общего теплового состояния Арктики уже на глубине от 75 до 250 м от поверхности моря. Эти глубинные воды, поднимаясь в результате сгонных явлений к поверхности моря и вовлекаясь в конвективное и ветровое перемешивание, своим теплом способствуют таянию и во всяком случае задерживают льдообразование. Таким образом усиливается эффект сгонных явлений и увеличивается постоянство полыней.

Весьма интересные данные о полынях и разрежениях льдов в высоких широтах Арктики приводятся Аккуратовым.

15 июля 1939 г. во время полёта в море Лаптевых от берега и до 74° с. ш. простирался 10-балльный лёд. Далее на север, почти до 76° с. ш., лёд не превышал 2 баллов. На траверзе бухты Прончищевой была чистая вода. Кромка 2-балльного мелко-крупнобитого льда уходила на восток. Чистая вода распространялась до меридиана западного острова Комсомольской Правды и уходила на север и на северо-восток далеко к горизонту за пределы видимости.

В проливе Шокальского был 10-балльный лёд, а на $70^{\circ} 30'$ с. ш. и 103° в. д. оказалась чистая вода с отдельными скоплениями льда от 1 до 3 баллов. Разводье уходило на северо-восток за горизонт. По этой же параллели оно шло от 104° до 116° меридиана. Отсюда разводье уходило на юг к бухте Прончищевой.

27-28 июля того же года на $78^{\circ} 53'$ с. ш. и 121° в. д. была обнаружена чистая вода. Кромка льда тянулась с юго-востока на северо-запад. Далее до побережья Северной Земли простиралась чистая вода, уходящая широкой полосой на север и юг.

По словам того же Аккуратова, 3 августа 1939 г. суда могли бы пройти по чистой воде от острова Семеновского вокруг Новосибирских островов до бухты Амбарчик; в то же время суда, следовавшие проливом Лаптева, испытывали затруднения.

9 июля 1940 г. Аккуратов видел много чистой воды в море Лаптевых на 78° с. ш. и 125° в. д. Полынья уходила за 130° в. д. Таким образом в этом районе наблюдалось то же явление, что и в 1939 г.

Далее, во время полёта над Восточносибирским морем 12-13 июля 1940 г. к северу от острова Новая Сибирь до 76° с. ш. чистая вода тянулась за пределы видимости на северо-запад и северо-восток.

При дальнейшем полёте на север 9-10-балльный лёд по мере приближения к 82° с. ш. в пределах видимости самолёта всё более и более редел, доходя до 7 баллов, причём края льдин приобретали округлую форму. Преобладали малые поля, крупнобитый лёд и широкие разводья с мелкобитым льдом.

Причины, создавшие наблюдавшиеся Аккуратовым в 1939 и 1940 гг. состояния льдов, ещё не проанализированы.

Л и т е р а т у р а: 37, 62, 77, 88.

ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД И ЛЬДОВ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

§ 144. Некоторые сведения о балансе вод и льдов

Арктический бассейн, как мы видели, состоит из центральной глубоководной части, к которой примыкают у Европейско-Азиатского материка моря Карское, Лаптевых, Восточно-сибирское и Чукотское, а у Северо-Американского материка — моря Бофорта, Северо-Американское и Линколы.

В западном полушарии из этих морей только Северо-Американское море является в полном смысле этого слова морем, в восточном — морем в том же смысле является лишь юго-западная часть Карского моря. Все остальные моря являются по отношению к Центральному Арктическому бассейну только заливами, и притом заливами с весьма широкими устьями. В этих морях-заливах почти нет препятствий, ограничивающих водообмен и лёдообмен между ними и собственно Арктическим бассейном. Некоторое исключение представляет лишь Карское море, где вытянутое в меридиональном направлении мелководье «Садко» с расположенным на нём островом Ушакова как бы разделяет северную часть этого моря на две части — восточную и западную. Эти части, в свою очередь, представляются ярко выраженными заливами. В силу этого циркуляция вод и льдов Центрального Арктического бассейна сильно влияет на соответствующие циркуляции в прилегающих морях, и, в свою очередь, определяется циркуляциями в последних.

Но если Арктический бассейн хорошо сообщается с непосредственно прилегающими к нему морями и заливами, то его сообщение с прилегающими бассейнами Мирового океана весьма ограничено. С Тихим океаном он сообщается узким и неглубоким Беринговым проливом. С Баффиновым заливом Атлантического океана Арктический бассейн сообщается через многочисленные, но очень узкие и неглубокие проливы Северо-Американского архипелага. Вследствие этого водообмен и лёдообмен между Арктическим бассейном и Баффиновым заливом настолько незначительны, что ими можно при всякого рода соображениях пренебрегать.

Наиболее значительны водообмен и лёдообмен между Арктическим бассейном и Баренцовым и Гренландским морями.

Для суждения о водном и ледовом балансе Арктического бассейна мы в первом приближении можем пренебречь осадками и испарением в этом бассейне. Это допущение, повидимому, всё же справедливо, если мы примем во внимание, что для баланса надо считаться только с адвективными осадками, т. е. с осадками, влага для которых принесена из других бассейнов. Местные осадки, выпадающие в результате местного испарения и последующей конденсации, понятно, должны из баланса исключаться.

Первым фактором, определяющим баланс Арктического бассейна, является береговой сток. Береговой сток плюс несомненное, хотя и незначительное, превышение осадков над испарением и определяют собой характер общей циркуляции Арктического бассейна как стоковый. Понятно, что такая циркуляция сильнее всего сказывается в морях Карском и Лаптевых.

Второй фактор, определяющий общую циркуляцию Арктического бассейна, — это конвективные явления. Поверхностные арктические воды вследствие своей малой солёности обладают, несмотря на свою низкую температуру, малой плотностью. Таким образом в областях соприкосновения этих вод с более плотными океаническими водами возникают конвекционные течения. По местным условиям (малая глубина) такие течения отсутствуют в Беринговом проливе и в проливах Американского архипелага; в проливах, соединяющих Арктический бассейн с Баренцовым морем, они незначительны и ярко выражены, опять-таки благодаря местным условиям, лишь между Гренландией и Шпицбергом (большие глубины, соприкосновение с солёными атлантическими водами). К сожалению, выявить значение конвекционных течений в Арктическом бассейне пока нельзя.

Третьим фактором, определяющим общую циркуляцию Арктического бассейна, является ветровой режим. Этот режим связан с распределением барического рельефа и испытывает сезонные и вековые колебания. Понятно, что общая циркуляция определяется не местными и не кратковременными ветрами, а распределением ветров над всем Арктическим бассейном и сообщающимися с ним океаническими бассейнами.

Таким образом общая циркуляция вод и льдов Арктического бассейна является весьма сложной, в которой циркуляции стоковая, конвекционная и дрейфовая накладываются друг на друга.

Для Арктического бассейна характерно, что стоковые и конвекционные циркуляции создаются в водных массах и передаются льдам. Дрейфовые циркуляции передаются от льдов к водным массам. Но во всякой циркуляции водных масс, кроме горизонтальных, имеются ещё и вертикальные составляющие, особенно выраженные в областях погружения и поднятия. Так как при движении льдов вертикальные составляющие отсутствуют, то в силу этого циркуляция льдов отличается от обычных циркуляций водных масс.

Как мы видели, береговой сток рек, впадающих в Арктический бассейн, сильно уменьшается по направлению с запада к востоку. В сумме можно считать, что береговой сток азиатского побережья равен $2\,500\text{--}3\,000\text{ км}^3$ в год. Второй особенностью берегового стока является изменчивость величины этого стока от года к году. Третьей и наиболее важной особенностью берегового стока азиатских рек является его ярко выраженная сезонность.

Напряжённость берегового стока именно в летнее время имеет большое значение для плавания вдоль арктического побережья. Благодаря стоку арктические льды не только интенсивно тают в летнее время, но и отодвигаются от побережья. Чем больше сток, т. е. чем западнее, тем ярче выражено это явление. Сток также умеряет вредное влияние муссонных ветров, направленных в зимнее время с суши на море, а в летнее — с моря на сушу.

Уже указывалось, что выявить роль чисто конвекционных течений в общей циркуляции вод и льдов Арктического бассейна при нашем уровне знаний не представляется возможным. Существующие наблюдения создают возможность, и то лишь весьма грубо, подсчитать водообмен через главнейшие проливы, соединяющие Арктический бассейн с прилегающими бассейнами.

Так, в июне, июле и августе приток в Чукотское море через Берингов пролив составляет, по Ратманову, около 95% всего водообмена между Арктическим бассейном и Беринговым морем. Скорость поверхностного течения доходит до 3-3,5 узла. Площадь пролива — около $2,5\text{ км}^2$. Полагая среднюю скорость Тихоокеанского течения (повышающуюся летом, и понижающуюся зимой вследствие развития Алеутского минимума) около километра в час, получаем, что приток тихоокеанских вод через Берингов пролив не может превышать $20\,000\text{ км}^3/\text{год}$. Тихоокеанское течение в Беринговом проливе не является конвекционным или дрейфовым. Это течение компенсационное, вызванное стоком вод из Арктического бассейна в Гренландское море.

Данные по балансу вод проливов, соединяющих Арктический бассейн с Баренцовым морем, также весьма ограничены.

Косвенным методом Соколовым подсчитано, что через пролив между Шпицбергом и Землёй Франца-Иосифа осенью 1931 г. положительный для Арктического бассейна баланс был около $30\text{ км}^3/\text{сутки}$, а между Землёй Франца-Иосифа и Новой Землёй отрицательный баланс — около $6\text{ км}^3/\text{сутки}$. В новоземельских проливах приток вод из Баренцова моря превышает отток вод в это море из Карского. Таким образом мы можем приближённо считать, что приток вод в Арктический бассейн из Баренцова моря составляет около $11\,000\text{ км}^3/\text{год}$.

Пока нет ещё ни одного полного разреза поперёк пролива между Гренландией и Шпицбергом; это обстоятельство делает невозможным хотя бы грубый подсчёт баланса вод в этом проливе. Известно лишь, что почти вся толща вод на материковой отмели у восточного побережья Гренландии заполнена поверхностными арктическими водами, направляющимися из Арктического бассейна в Гренландское море, а часть пролива Гренландия-Шпицберген, прилегающая к Шпицбергену между Гринвичским меридианом и берегом, заполнена атлантическими водами, поступающими в Арктический бассейн.

Мосби считает, что количество атлантической воды с температурой выше $1^\circ,5$, поступающее в Арктический бассейн, равно $1\,200\,000\text{ м}^3/\text{сек}$, что составляет около $38\,000\text{ км}^3/\text{год}$, а Березкин количество этой же воды, но с температурой выше 4° , определяет около $130\,000\text{ м}^3/\text{сек}$, что составляет около $4\,000\text{ км}^3/\text{год}$.

Учитывая приход вод из Берингова и Баренцова морей, заключаем, что сток вод из Арктического бассейна в Гренландское море для сохранения баланса должен превышать приток атлантических вод в Арктический бассейн, по крайней мере, на $30\,000\text{ км}^3/\text{год}$.

На рис. 147 представлена сравнительная схема дрейфов станции «Северный полюс» и л/п «Седов» перед выносом последнего в Гренландское море. На этом рисунке обращает на себя внимание удивительный параллелизм обоих дрейфов. Это даёт некоторое основание считать, что скорость Восточногренландского течения по ширине пролива более или менее постоянна.

По определениям Ширшова и Федорова, скорость постоянного течения на 81° с. ш. была около 3,4 мили в сутки, или около $2\,300\text{ км}/\text{год}$. Допустим, что глубина этого течения равна 0,2 км. Отсюда элементарный расход будет равен приблизительно $230\text{ км}^3/\text{год}$. Считая, что это течение на 81° с. ш. заключается в пределах от 8° в. д. до 12° з. д., или в пределах 20° по параллели (что составляет около 350 км), получаем, что Арктическим течением выносятся в Гренландское море, по крайней мере, $80\,000\text{ км}^3$ воды в год, из которых (при средней толщине льдов около 2 м) около $2\,500\text{ км}^3$ приходится на долю арктических льдов.

Последнее число получено следующим образом: льды, а также самый поверхностный слой Арктического течения движутся значительно быстрее основной массы течения. Так, станция «Северный полюс» за декабрь 1937 г. спускалась на юг со средней скоростью около $10,4\text{ км}/\text{сутки}$, а «Седов» в декабре 1939 г. спускался на юг в том же районе со средней скоростью $9,3\text{ км}/\text{сутки}$. Принимая как среднюю скорость дрейфа льдов в декабре $10\text{ км}/\text{сутки}$

ширину потока льдов 350 км и среднюю толщину льдов 2 м (с учётом полыней), получаем, что в декабре из Арктического бассейна выносятся около 220 км³ льдов. Вряд ли во все месяцы года льды выносятся из Арктического бассейна с такой же скоростью, так как именно



Рис. 147. Схемы дрейфов станции «Северный полюс» и «Седова» перед выносом их в Гренландское море.

в декабре северные ветры у восточного побережья Гренландии отличаются особой силой и постоянством. Таким образом годовой вынос льдов из Арктического бассейна в Гренландское море вряд ли может превышать 2 500 км³/год.

Из приведённого грубого подсчёта расхода арктических вод следует, что для компенсации необходимо поступление в Арктический бассейн через тот же пролив между Гренландией и Шпицбергенем, по крайней мере, 50 000 км³ атлантических вод в год.

Литература: 16, 62, 71, 77, 112, 118.

§ 145. Прибрежные сибирские воды

Прибрежными сибирскими водами условимся называть воды пониженной солёности, создаваемые в основном смешением вод берегового стока Сибири с водами океанического происхождения, поступающими в моря сибирского побережья из прилегающих частей Мирового океана.

Для того чтобы отграничить эти воды, надо, прежде всего, установить верхний предел их солёности. Понятно, что всякий предел будет более или менее условен. Я лично склонен выбрать за такой предел солёность 25‰. Некоторым основанием для такого выбора служит то обстоятельство, что, как мы видели, у вод, солёность которых меньше 24,7‰, температура замерзания, как и у пресной воды, ниже температуры наибольшей плотности.

Распределение прибрежных сибирских вод весьма характерно.

Если исключить кут Байдарской губы и приустьевые участки мелких рек, впадающих в Карское море, где естественно можно наблюдать весьма низкие солёности, то основным районом распространения прибрежных сибирских вод в Карском море является район, ограниченный в летнее время с севера приблизительно 76-й и с юга 73-й параллелями. Его западной границей является восточное побережье северного острова Новой Земли, с востока — побережье материка от Ямала до 95-го меридиана. Общая площадь, занятая этими водами, около 250 000 км² при толщине слоя, как правило, не более 15 м. Годовой сток рек на эту площадь покрывает её слоем высотой около 6,3 м.

В морях Лаптевых и Восточносибирском изохалина 25‰ тянется от восточного побережья Таймырского полуострова на восток приблизительно по 76-й параллели, огибает с севера Новосибирские острова и затем спускается к Чаунской губе, охватывая таким образом площадь около 650 000 км². Как правило, и здесь глубже 15 м солёность 25‰ не встречается. Годовой речной сток на эту площадь покрывает её слоем высотой около 1,5 м.

В Чукотском море солёность меньше 25‰ можно встретить только у самого берега, и потому здесь прибрежные сибирские воды большой роли не играют.

Таким образом прибрежные сибирские воды сосредоточены в основном в двух районах: в Карском и Новосибирском, хотя эти воды и отходят на значительные расстояния (200-300 км) от основных очагов их соиздания (устья Оби, Енисея и Лены): они как бы растекаются тонким слоем по поверхности моря. На малых глубинах областей их распространения они доходят до дна, над большими глубинами у их нижней поверхности создаётся ярко выраженный слой скачка солёности, ограничивающий в летнее время глубину распространения ветрового перемешивания и в зимнее время глубину распространения вертикальной зимней циркуляции. В связи со всеми отмеченными обстоятельствами прибрежные сибирские воды в их тепловом и солёностном режимах обнаруживают любопытные особенности.

Мы видели, что основные массы воды и тепла берегового стока сибирских рек подаются в море в течение короткого полярного лета. Это обстоятельство способствует взламыванию и уничтожению ледяного покрова в приустьевых участках и образованию приустьевых полыньей. Таково, например, происхождение постоянно наблюдающейся Обь-Енисейской полыньи. Воды таких полыней, поглощая интенсивную в это время года солнечную радиацию (в условиях полярного дня), в свою очередь становятся центрами таяния окружающих льдов и накопления тепла. В результате поверхностная температура прибрежных сибирских вод в отдельных районах при условии раннего исчезновения льда нередко поднимается до 10° и выше. Так как в зимнее время температура этих вод спускается до температуры замерзания, то, следовательно, годовая амплитуда температуры этих вод в 10-12° не представляет ничего удивительного.

Далее мы видели, что ослонение при льдообразовании прямо пропорционально солёности воды, из которой лёд образовался, и толщине льда и обратно пропорционально толщине вовлекаемого в вертикальную циркуляцию при льдообразовании поверхностного слоя. Отсюда понятно, что в связи с малой толщиной слоя прибрежных сибирских вод годовая амплитуда солёности прибрежных сибирских вод достигает 10‰, а на мелководьях и больших значениях. Так, в проливе Лаптева в конце августа 1932 г. «Сибиряков» наблюдал поверхностные солёности от 12,40 до 14,28‰. В конце марта 1928 г. в том же проливе при толщине льда до 189 см Хмызников наблюдал солёности от 19,43 до 21,63‰.

Такое сочетание значительных годовых амплитуд температуры и солёности прибрежных сибирских вод является одной из замечательных их особенностей.

Следующей особенностью прибрежных сибирских вод, о чем уже говорилось, является ярко выраженный слой скачка солёности у их нижней поверхности. Так, например, 9 августа 1932 г. на 73°55' с. ш. и 81°06' в. д. «Сибиряков» наблюдал на горизонте 0 м $t = 8,12$ и $S = 13,20$ ‰, на горизонте 5 м $t = 7,70$ и $S = 13,83$ ‰ и на горизонте 10 м $t = 0,41$ и $S = 28,86$ ‰, что создаёт между горизонтами 5 и 10 м рассчитанные на 1 м градиенты: температуры около 1°, солёности 3,00‰ и условной плотности около 2,4.

Если предположить, что между 5 и 10 м температура, солёность и плотность изменяются по прямой, то оказывается, что критическая глубина вертикальной зимней циркуляции

на этой станции равна всего около 6 м, а показатель замерзания всего 4,8 кг-кал/см². Далее несложный подсчет показывает, что для того, чтобы вертикальная зимняя циркуляция спустилась на глубину более 6 м, необходимо образование льда толщиной 146 см. Таким образом, несмотря на сравнительно высокие поверхностные температуры, создающиеся к концу полярного лета, прибрежные сибирские воды очень быстро покрываются льдом.

Как уже отмечалось, по метеорологическим условиям льды спокойного нарастания в карском районе прибрежных сибирских вод только в редкие годы достигают толщины, значительно большей 150 см, а при торошении средняя толщина льдов редко превышает 300 см. Но на рассматриваемой станции распространение вертикальной циркуляции до 6 м уже требует образование льда толщиной 146 см, т. е. приблизительно предельной толщины. Как показывают несложные подсчеты, при образовании льда толщиной 300 см вертикальная зимняя циркуляция спустится только до 7 м, а верхние слои осолонятся только до 19,60‰. При этом на глубине 7 м продолжали бы оставаться $t = 4^{\circ},78$ и $S = 19,84^{\circ}/_{\text{‰}}$.

Таким образом мы видим, что вертикальное распределение температуры и солёности в прибрежных сибирских водах таково, что в условиях спокойного льдообразования теоретически неизбежно образование тёплого промежуточного слоя. Некоторая незначительная температурная инверсия при одновременном нормальном вертикальном распределении солёности наблюдалась Хмызниковым ранней весной в Новосибирских проливах и в Янском заливе. Несомненно лишь, что в установлении вертикального распределения температуры и солёности, кроме конвективного, большую роль играет и фрикционное перемешивание. Если зимой непосредственное влияние ветра и волны прекращается, то, хотя и видоизменённое, действие приливо-отливных и сгонно-нагонных явлений, а также морских течений остаётся. Кроме того, прибавляется сильное фрикционное перемешивание, создаваемое ветровым движением льдов. Для изучения всех этих вопросов пока сделано, однако, ещё очень мало.

На рис. 148 схематически представлены кривые годового хода температуры и солёности прибрежных сибирских вод.

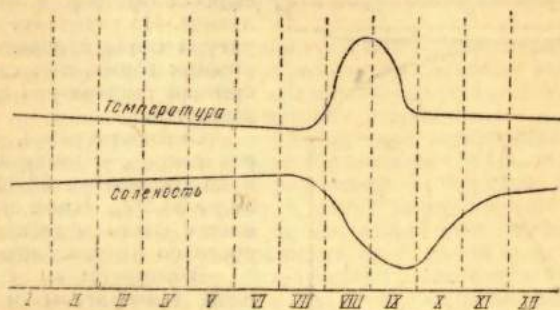


Рис. 148. Схемы сезонного хода температуры и солёности прибрежных сибирских вод.

Температура в среднем в начале октября понижается до температуры замерзания и затем слегка понижается (в связи с понижением температуры замерзания при осолонении вследствие льдообразования) вплоть до конца июня - начала июля. С июля начинается повышение температуры, сначала медленное, а затем, по мере исчезновения льдов, все более быстрое. К концу августа температура достигает своего максимума и с середины сентября начинает падать сначала медленно, а потом всё быстрее и быстрее, до температуры замерзания.

Солёность в связи с поступлением берегового стока и таянием льдов, естественно, достигает своего минимума к моменту охлаждения моря до температуры замерзания и затем с началом льдообразования начинает повышаться сначала быстро, а потом всё медленнее и медленнее вплоть до начала таяния и поступления паводковых вод. После этого солёность начинает понижаться сначала медленно в связи с таянием, потом быстрее в связи с паводком и таянием и потом опять медленно в связи с таянием остатков ледяного покрова.

Такой ход кривых сезонного изменения температуры и солёности прибрежных сибирских вод, обусловленный высокими широтами и гидрометеорологическими условиями, также является одной из замечательных их особенностей.

Надо отметить, что поверхностные солёности меньше 25‰ можно встретить не только в описанных районах, т. е. в приустьевых участках сибирских рек. Так, например, «Сибиряков», следуя в 1932 г. вдоль восточных побережий Северной Земли и Таймырского полуострова, наблюдал поверхностные солёности, понижавшиеся в одном случае до 2,20‰. Но это были солёности, создававшиеся в полыньях при таянии сравнительно сплочённых льдов (свыше 6 баллов) при отсутствии ветра и сравнительно тёплой погоде. Такие «капли» мало-солёных вод, появляющиеся летом в отдельных районах Арктического бассейна в связи с таянием льдов, обычно уничтожаются при первом свежем ветре, приводящем льды в движение и тем создающем перемешивание.

Уже указывалось, что так как показатели замерзания прибрежных сибирских вод невелики, то вслед за наступлением холодов на них очень быстро начинается льдообразование.

Понятно, что в первую очередь превращаются в лёд «капли талой воды», особенно если в них сохраняются хотя бы небольшие остатки льдов.

Но общая циркуляция таких морей, как Карское и Лаптевых, включает в себя непрерывный вынос льдов и поверхностных вод в Арктический бассейн. На освободившихся при таком выносе пространствах воды происходит всё новое и новое льдообразование. Естественно поэтому, что многие считают, что основные массы арктических льдов создаются именно на обширной отмели азиатского побережья из прибрежных сибирских вод.

Для замещения убыли прибрежных сибирских вод в эти моря из Баренцова моря и из Центрального Арктического бассейна глубинными течениями поступают воды атлантического происхождения. Подойдя к мелководьям, они как бы всплозают на них и в результате смешения с береговым стоком и тальми водами создают новые массы прибрежных сибирских вод.

Литература: 77.

§ 146. Поверхностные арктические воды

На рис. 149 показано, по Ширшову, вертикальное распределение температуры, солёности и удельного объёма станции 86°09' с. ш. и 0°58' в. д. Вертикальное распределение океанологических характеристик в других районах глубоководной части Арктического бассейна носит приблизительно тот же характер.

В зависимости от района станции приблизительно до глубины от 50 до 150 м температура на всех горизонтах почти одна и та же — около температуры замерзания. Глубже этих горизонтов температура резко повышается, на горизонтах от 100 до 300 м переходит через

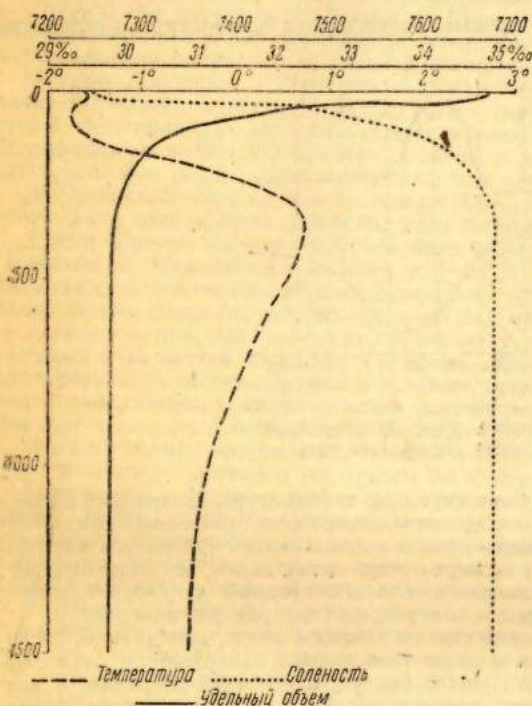


Рис. 149. Вертикальное распределение температуры, солёности и удельного объёма на 86°09' с. ш. и 0°58' в. д.

наблюдениям станции «Северный полюс» в 1937 г. в Арктическом бассейне он залегал на глубине около 150 м, в Гренландском течении, состоящем в основном именно из поверхностных арктических вод, он находился на глубине около 120 м.

На периферии Арктического бассейна в районах, куда тёплые атлантические воды глубинным течением почти не проникают, нижняя граница поверхностных арктических вод спускается и глубже, иногда до самого дна. Так, на самой северной станции «Сибирякова» в 1932 г. на 81°28' с. ш. и 96°54' в. д. $t = -1,38$ и $S = 34,67\text{‰}$ были наблюдаемы на горизонте 200 м. По нашим наблюдениям на «Книповиче» в 1932 г. в районе Земли Франца-Иосифа на 81°34' с. ш. и 52°05' в. д. эта граница спускалась до дна, т. е. до 520 м. В районах проникновения в Баренцovo и Карское моря тёплых атлантических вод и достаточно интенсивного летнего прогрева, где сезонные колебания температуры и солёности самых поверхностных

Солёность резко, но более или менее равномерно, увеличивается от поверхности и до горизонтов 50-150 м в пределах от 30 до 34,5‰. Ниже этих горизонтов начинается очень медленное повышение солёности по направлению к дну.

В соответствии с таким распределением температуры и солёности примем условно, что основными характеристиками поверхностных арктических вод являются: низкая температура (ниже -1°) и солёность в пределах от 30 до 34,5‰. Эти характеристики остаются почти неизменными (за исключением южных пределов распространения поверхностных арктических вод, о чем будет сказано ниже) в течение круглого года.

Как уже указывалось, нижний горизонт распространения поверхностных арктических вод в различных районах Арктического бассейна расположен на разных глубинах. Так, по нашим наблюдениям на «Садко» в 1935 г. на 82° 41',6 с. ш. и 87° 03' в. д. он залегал на глубине около 75 м, по наблюдениям экспедиции Либина-Черевичного в апреле 1941 г. в районе около 81° с. ш. по меридиану острова Врангеля он спускался до глубины около 175 м; по на-

слоёв значительны, поверхностные арктические воды образуют в летнее время холодный промежуточный слой. В центральной части Арктического бассейна сезонные колебания температуры и солёности, по Нансену, не распространяются глубже чем до 60 м, и притом они крайне незначительны.

Близкие к температуре замерзания температуры поверхностных арктических вод и вертикальное распределение в них солёности показывают, что в их создании участвуют весьма сложные процессы, в частности фрикционное перемешивание, более интенсивное осолонение в течение зимы над мелководьями и, главным образом, процесс таяния в результате взаимодействия воды и льда (см. § 62).

Ещё Нансеном установлено, что поверхностные арктические воды движутся в направлении к проливу между Гренландией и Шпицбергенем, причём скорость этого течения по мере приближения к проливу увеличивается и у самого пролива доходит до 1,0-1,5 миль в сутки. Установлено также, что атлантические воды движутся с убывающей скоростью от этого пролива, где их скорость также около 1,0 миль в сутки приблизительно в обратном направлении. Следовательно, между глубинами 0 и 400 м существует горизонт, на котором скорость течения равна нулю. Повидимому, глубина этого горизонта лежит между 75 и 100 м.

Кроме того, льды, подчиняясь действию ветра, движутся в самых разнообразных направлениях и с разной скоростью, доходящей в отдельных случаях до 15 миль в сутки. Естественно, что льды при этом увлекают в своём движении и поверхностные воды вплоть до некоторой глубины. Так, инструментальными наблюдениями Ширшова и Федорова доказано, что такое ветровое течение в Арктическом бассейне, как правило, отчётливо выражено до глубины 25-30 м, и лишь в редких случаях оно захватывает слои глубже 50 м. Обычно несколько глубже (на глубине 50-75 м) через некоторый промежуток времени возникает ветровое противотечение, которое опять-таки только при продолжительных и быстрых дрейфах захватывает слои от 35 до 125 м.

Таким образом мы видим, что в верхних слоях Арктического бассейна существуют весьма большие градиенты скорости, которые, однако, недостаточны для уничтожения их большой устойчивости.

Нансен считал, что малая солёность поверхностных слоёв в районе дрейфа «Фрама» объясняется тем, что эти слои образуются в результате смещения атлантических вод главным образом с водами сибирских рек. Это объяснение правильно, однако влияние речных вод в этом явлении не представляется основным и решающим.

Предположим, что в некотором районе фрикционное перемешивание совершенно отсутствует. Предположим далее, что в этом районе образовался слой льда. Естественно, что весь слой, захваченный вертикальной зимней циркуляцией, осолонится. В течение лета, после того как лёд полностью или частично растает, самый поверхностный слой окажется совершенно пресным. Если предположить, что в данном районе существует хотя бы незначительное фрикционное перемешивание, то в результате слой талой воды смешается с нижележащими слоями, и таким образом создадутся градиенты солёности. Но толщина образовавшегося за зиму и растаявшего за лето льда из года в год и в разных районах меняется. Массы льда непрерывно уносятся от районов их образования и таяния, причём они движутся быстрее, чем воды, расположенные на нижней границе вертикальной зимней циркуляции.

Если вспомнить, что турбулентная теплопроводность протекает быстрее турбулентной диффузии, то можно представить создание в результате этих процессов распределения температур и солёностей, наблюдаемого в поверхностных слоях Арктического бассейна.

Из рассмотрения вертикального распределения скоростей в верхних слоях Арктического бассейна (от 0 до 400 м) мы видим, что скорость, скажем, между горизонтами 75 и 100 м, хотя также направлена к проливу между Шпицбергенем и Гренландией, но по величине значительно меньше скорости самых поверхностных слоёв. Отсюда естественно, что воды, залегающие на глубине 75-100 м, «старее» верхних слоёв. И так как при прочих равных условиях глубина вертикальной циркуляции тем больше, чем больше за данную зиму образовалось льда, то естественно, что эти слои сохраняют следы наиболее сильного льдообразования очень долго.

Как мы видели, в Арктическом бассейне существуют районы, где в течение зимы плодучие льды постоянно относит от берега или от неподвижных льдов. В этих районах происходит наиболее сильное льдообразование и как следствие осолонение поверхностных слоёв. Но в Арктическом бассейне существуют и другие факторы (кроме берегового стока и отжимных течений и ветров), влияющие на опреснение и осолонение поверхностных слоёв.

В этом отношении заслуживают внимания явления, связанные с понятием о предельной толщине многолетних льдов. Действительно, если льды течениями или ветрами заносит в районы, где их толщина меньше предельной толщины льдов этого района, то здесь происходит дополнительное льдообразование и, следовательно, осолонение. Наоборот, если льды заносит в район, где их толщина больше предельной, то начинается таяние и как следствие опреснение поверхностных слоёв. Таким образом поверхностные арктические воды своим происхождением в основном обязаны не только смещению речных вод с атлантическими, но и другим весьма сложным процессам и в первую очередь таянию глубоко выступающих из-под нижней поверхности ледяных полей частей льда. Это явление мной уже с достаточной подробностью рассмотрено в § 62. Здесь лишь можно подчеркнуть, что ровная верхняя поверхность паковых ледяных полей (отсутствие или сглаженность торосов) заставляет предполагать, что и нижняя поверхность паковых полей также выровнена размыванием их водой.

При анализе распределения солёности по наблюдениям экспедиции на «Садко» в 1935 г., произведённым в Карском море, меня поразило следующее обстоятельство. На многочисленных станциях в северной части этого моря солёность холодных поверхностных слоёв всюду оказывалась ниже, чем, например, на океанологических разрезах, расположенных южнее и, в частности, по разрезу, пересекающему всё Карское море приблизительно по 79° с. ш.

Оказалось, что между Землёй Франца-Иосифа и средней частью Северной Земли расположен своеобразный пояс поверхностных вод сравнительно высокой солёности. Происхождение этого пояса повышенной солёности я объясняю следующим образом:

1. В районе повышенной солёности глубинные атлантические воды (притекающие сюда из Центральной Арктики глубинным течением) поднимаются в связи с уменьшением глубины моря к поверхности и, смешиваясь здесь с поверхностными водами, увеличивают их солёность.

2. Район повышенной солёности расположен приблизительно на переходе с больших океанических глубин на малые глубины материковой отмели; в силу этого как раз здесь должны наблюдаться большие амплитуды приливов, большие скорости приливо-отливных течений, а следовательно, и повышенное фрикционное перемешивание.

3. В районе повышенной солёности в зимнее время происходит постоянный разрыв льдов и унос их соответствующими ветрами на север; ввиду этого здесь происходит мощное льдообразование, влекущее за собой осолонение поверхностных слоёв.

Наблюдения станции «Северный полюс» подтвердили мои соображения о наличии пояса вод относительно высокой солёности, охватывающего, по крайней мере в европейско-азиатском секторе, центральную часть Арктического бассейна. Действительно, наименьшая солёность поверхностных арктических вод оказалась около Северного полюса, а к югу увеличивалась. Кроме того, солёность поверхностных арктических вод в районе дрейфа станции «Северный полюс» оказалась ниже солёности на северных станциях «Садко» 1935 г.

Наиболее разительным является сопоставление солёностей, наблюдаемых в Чукотском море, с солёностями в Арктическом бассейне в районе к северу от острова Врангеля.

Во всём Чукотском море, включая проливы Лонга и Берингов, даже в летнее время изохалина 32⁰/₀₀ не спускается ниже 30 м. Кроме того, от Берингова пролива к острову Врангеля тянется язык вод, солёность которых выше 33⁰/₀₀. Но к северу от острова Врангеля глубина залегания изохалины 32⁰/₀₀ постепенно понижается, на 73° 30' с. ш. и 184° 30' в. д. спускается до 40 м и, наконец, на океанологических станциях между 78° 27' и 81° 32' с. ш. и между 176° 32' и 190° 10' в. д. спускается до 60 м.

Таким образом сейчас есть все основания предполагать, что в центральной части Арктического бассейна поверхностные воды не осолоняются, а, наоборот, опресняются. Это замечательное, до сих пор не подмечавшееся явление можно объяснить только тем, что здесь летнее таяние превышает зимнее намерзание.

Для окончательного разрешения этого вопроса, однако, необходим более тщательный, чем это мной сделано, анализ имеющихся наблюдений. Во всяком случае этим опреснением устойчивости поверхностных арктических вод увеличивается, что препятствует глубокому распространению вертикальной зимней циркуляции и всякому обмену этих вод с нижележащими водами.

Насколько ограничен этот обмен, можно судить по следующему. Во льдах Арктического бассейна и в поверхностных водах в летнее время очень много диатомовых водорослей. Между тем в донных отложениях глубокой части Арктического бассейна, как сообщила мне Т. И. Горшкова, диатомей не обнаружены.

Литература: 47, 77, 112, 164, 165.

§ 147. Атлантические воды

Хотя предположения о вхождении атлантических вод в Арктический бассейн высказывались и до экспедиции «Фрама», однако первым исследователем, обнаружившим эти воды в Арктике и выяснившим их значение, был Нансен¹.

В Арктическом бассейне и его окраинных морях мы встречаем воды различной температуры и различной солёности. Как мы видели, водообмен Арктического бассейна с Тихим океаном весьма ограничен. Несколько большее значение имеет водообмен с Баренцовым морем, но основным является водообмен с Гренландским морем. Иными словами, весь солевой запас Арктического бассейна — атлантического происхождения.

Большую роль в образовании вод советских арктических морей, как мы видели, играют береговой сток и режим льдов. Поэтому атлантические воды в них являются сильно разбавленными. Возникает вопрос, что же считать в Арктике атлантическими водами? Понятно, что

¹ Следует лишь отметить замечательное высказывание Макарова в его известном докладе «К полюсу напролом», сделанном ещё в 1897 г., т. е. до обнародования результатов экспедиции Нансена.

Располагая только температурными наблюдениями «Фрама» и высказывая сожаление о том, что не опубликованы удельные веса, по которым сразу можно было бы определить происхождение обнаруженной тёплой прослойки, Макаров говорит: «... можно сказать, что тёплая вода на 200-800 м должна быть солонее поверхностной, иначе она поднялась бы кверху, а не оставалась внизу. Так как в Ледовитом океане существует много причин к уменьшению солёности, то очевидно, что вода, занимающая слой на 200-800 м, пришла из южных широт».

пределы как температуры, так и солёности этих вод также могут быть только весьма словесными.

По Нансену, признаками атлантических вод в Арктике являются: во-первых, положительная температура и, во-вторых, высокая солёность (около $34,9\text{‰}$). Солёности, определённые Нансеном, оказались несколько завышенными. Примем поэтому за нижний предел солёности атлантических вод солёность $34,5\text{‰}$.

На рис. 150 показаны, по Добровольскому, изотермы тёплой атлантической прослойки на горизонте 300 м. Для составления этого рисунка использованы наблюдения станции «Северный полюс», «Седова», а также судов, работавших на периферии Центрального Арктического бассейна. Для района к северу от острова Врангеля рисунок дополнен данными экспедиции Либина-Черевичного 1941 г. ¹.

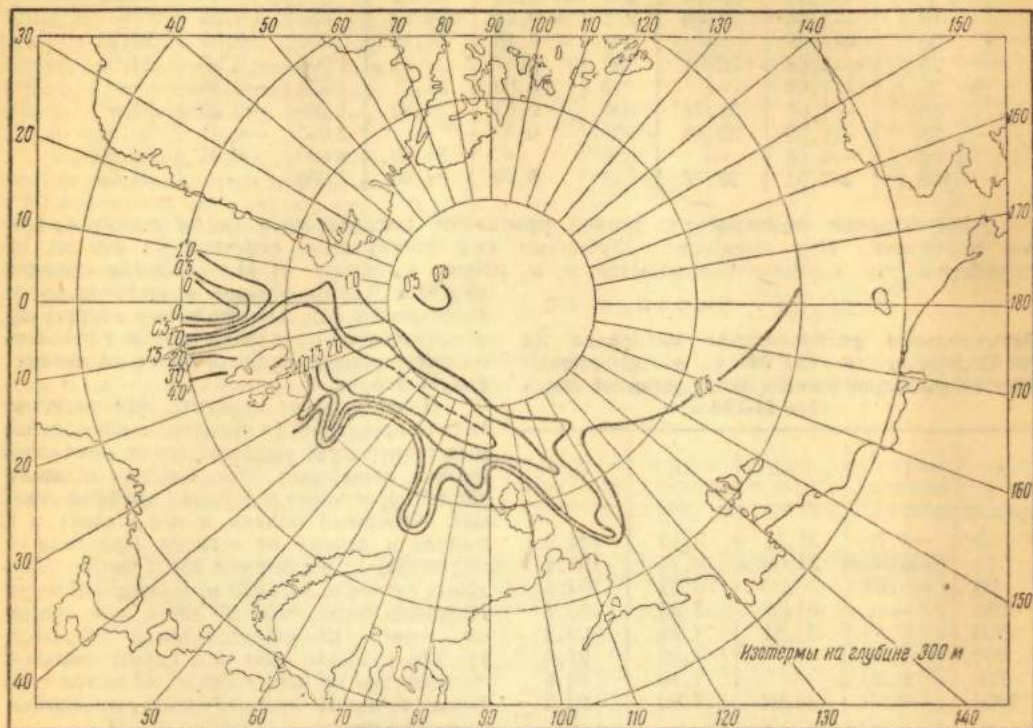


Рис. 150. Изотермы на глубине 300 м в Арктическом бассейне.

Из рис. 150 видно, что основной стержень атлантических вод протягивается от пролива между Гренландией и Шпицбергенем на восток, отклоняясь вправо, даёт языки в желоба, отходящие от больших глубин в северные части окраинных морей. Так, два языка входят с севера в Баренцево море: один между Шпицбергенем и островом Виктория и другой между островом Виктория и Землёй Франца-Иосифа. В северную часть Карского моря входят также два языка: один между Землёй Франца-Иосифа и мелководьем Садко и другой между мелководьем Садко и Северной Землёй, причём так как в западном желобе глубины больше, чем в восточном, то эта тёплая прослойка и распространена здесь южнее ².

В море Лаптевых отмечен только один язык, но так как большие глубины здесь спускаются южнее всего, то и тёплая прослойка проникает южнее, чем во всех других желобах.

¹ В табл. 111 приведены осреднённые значения температуры и солёности в районе работ экспедиции Либина-Черевичного 1941 г., в табл. 112—вертикальное распределение кислорода на одной из станций этой экспедиции.

В обеих таблицах тёплые атлантические воды ясно выражены, максимальная температура наблюдалась на горизонте 500 м и была равна $0^{\circ},72$ при солёности $34,97\text{‰}$. Таким образом проникновение тёплых атлантических вод в район к северу от острова Врангеля сейчас можно считать окончательно доказанным.

Как это видно из табл. 112, содержание кислорода, пересыщающее воду в верхних горизонтах, в тёплой атлантической прослойке уменьшается сравнительно мало. Этот факт доказывает малый расход кислорода в этом слое на окислительные процессы, в частности на жизнедеятельность организмов.

² Первые признаки тёплых атлантических вод, входящих в Карское море с севера, были получены Макаровым в 1901 г., окончательно это вхождение было установлено «Седовым» в 1930 г.

Осреднённые значения океанологических характеристик по наблюдениям экспедиции на самолёте Н-169 с 2 по 28 апреля 1941 г. в районе между 78° 27' и 81° 32' с. ш. и между 176° 32' и 190° 10' в. д.

p	t°	S°/‰	p	t°	S°/‰	p	t°	S°/‰
0,5	-1,70	31,60	150	-1,31	34,08	700	0,24	34,83
2	-1,66	29,32	200	-1,05	34,48	750	0,16	34,90
5	-1,65	30,40	250	-0,36	34,62	800	—	34,90
10	-1,66	30,48	275	-0,21	34,70	850	0,05	—
20	-1,68	—	300	0,15	34,78	900	0,00	34,92
25	-1,68	30,91	350	0,47	34,83	1000	-0,06	34,95
30	-1,68	—	400	0,60	34,91	1250	-0,28	—
50	-1,61	31,74	500	0,62	34,89	1500	-0,29	34,97
75	-1,56	32,48	550	0,59	—	2000	-0,41	34,96
80	-1,56	—	600	—	34,89	3000	-0,31	34,96
100	-1,54	32,78	650	0,49	34,96	3350	—	34,99

Максимальная температура тёплой прослойки располагается не на одном и том же горизонте. Над большими глубинами она повсеместно отмечена на 400 м; на периферии эта глубина уменьшается и в районе к северу от Новой Земли доходит до 150 м. Таким образом в желобах, протянувшихся от Центрального бассейна, атлантическая прослойка как бы всплывает на материковый склон и далее на материковую отмель.

Таблица 112

Вертикальное распределение кислорода на 79° 53',5 с. ш. и 190° 01' в. д. 28 апреля 1941 г. по наблюдениям экспедиции на самолёте Н-169

p	t°	S°/‰	O ₂	O ₂ %
2	-1,70	31,11	9,16	104,9
10	-1,69	31,00	9,10	104,4
25	-1,68	30,95	9,33	107,5
250	—	34,67	7,32	89,7
300	0,15	34,81	7,24	90,2
500	0,70	—	7,25	91,8
750	0,20	—	7,19	89,9
1000	-0,06	34,94	7,40	92,2

На рис. 151 показан океанологический разрез между Землёй Франца-Иосифа и островом Визе приблизительно по 79° с. ш., сделанный нами в 1932 г. на «Книповиче». Этот рисунок даёт наглядное представление о том, как атлантические воды движутся по жолобу св. Анны на юг к Новой Земле.

На рис. 152 показан океанологический разрез, построенный мною по предварительным данным «Седова». Из рисунка видно, как при дрейфе «Седова» на север температура тёплой прослойки понижалась и при дрейфе к югу повышалась.

Возвращаясь к рис. 150, на котором изотермы проведены через 0°,5, мы видим, что в направлении на восток расстояния между изотермами велики, а в направлении на юг сближены. Это же явление имеет место и для всех других горизонтов и свидетельствует о том, что при следовании над большими глубинами атлантические воды охлаждаются значительно медленнее, чем тогда, когда они поднимаются на мелководья. Это обстоятельство станет ещё яснее, если мы учтём, что при всплывании на мелководье одновременно уменьшается толщина тёплой прослойки. Охлаждение тёплой прослойки, естественно, в основном происходит в вертикальном направлении.

Подсчёты, произведённые Добровольским, показали, что количество тепла, отдаваемого тёплой прослойкой вверх, т. е. в конечном итоге в атмосферу, составляет всего около 3 кг-кал/см в год. Эта величина весьма незначительна по сравнению с тем, что мы имеем, например, в Баренцевом море между Нордкапом и Кольским меридианом, где каждый кв. сантиметр поверхности моря отдаёт за год около 120 кг-кал. Надо, однако, подчеркнуть, что тепло, отдаваемое в Арктическом бассейне морем атмосфере, складывается не только из тепла, теряемого тёплой прослойкой. В течение лета океан накапливает здесь значительные количества тепла в результате повышения температуры льда, стаяния некоторой его толщины и некоторого нагревания воды между льдами и под ними. В течение зимы это накопленное за лето тепло возвращается атмосфере.

Наконец, надо напомнить, что ежегодно из Арктического бассейна выносятся огромные массы льда в более южные широты, главным образом, в Гренландское море. Лёд в море — это сконцентрированный, накопленный за зиму холод. Каждый грамм льда — это 80 г-фри-

горий, и если мы примем весьма осторожно, что из Арктического бассейна ежегодно выносятся по площади только одна десятая всего его ледяного покрова, толщиной около 300 см, или, другими словами, около 30 см льда со всей площади бассейна, то это также составит около 3 кг-кал/см².

Наиболее замечательным в отношении тёплой прослойки является то обстоятельство, что в центральной части бассейна температура прослойки неуклонно понижается в направлении на север и на восток, но глубина максимума остаётся практически неизменной. Сделанные до сих пор наблюдения отмечают нахождение такого максимума на глубине около 400 м.

Естественно, что если бы вертикальный коэффициент перемешивания был и в верхних и в нижних слоях этой станции одинаков, то, так как градиент температуры в верхних слоях больше, чем в нижних, горизонт максимума температуры с течением времени опускался бы. То обстоятельство, что этот максимум остаётся приблизительно на одной и той же глубине, несмотря на понижение температуры этого максимума с течением времени, доказывает, что здесь сравнительно быстро достигается равновесие: поток тепла, направленный от тёплой прослойки вверх, равен потоку тепла, направленному от этой прослойки вниз. Это может быть объяснено только тем, что, несмотря на отмеченную

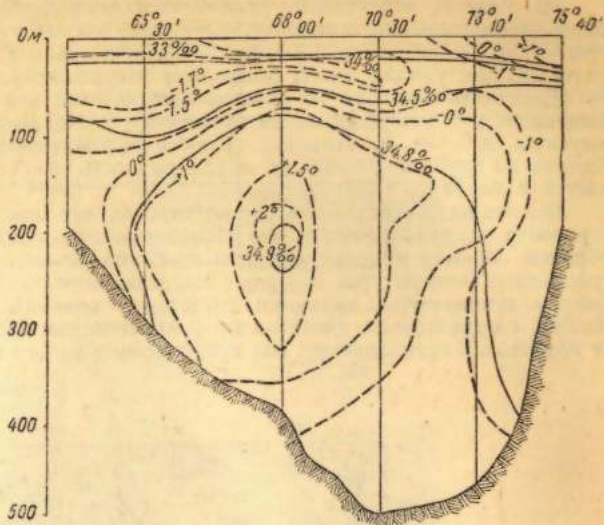


Рис. 151. Температуры и солёности на разрезе по 79° с. ш. в Карском море между Землёй Франца-Иосифа и о. Визе.

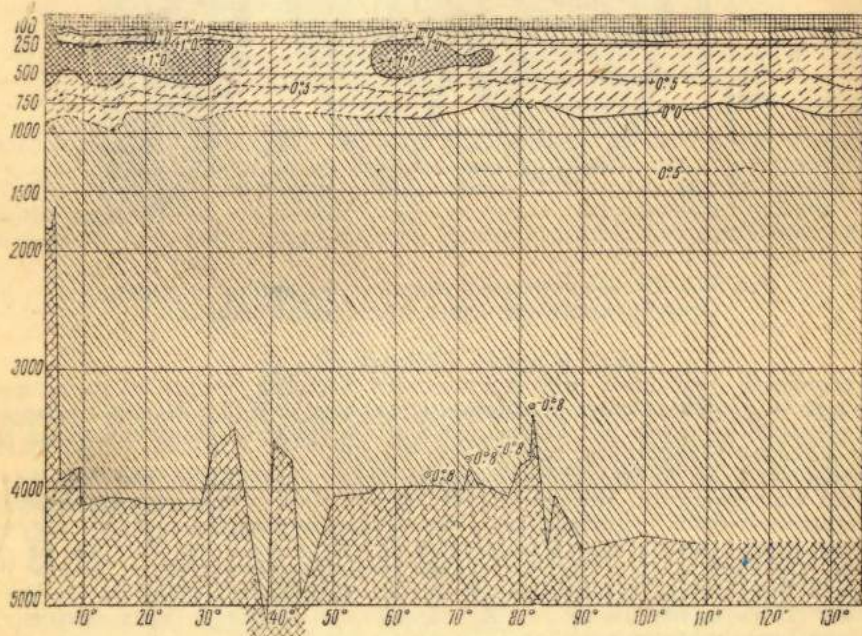


Рис. 152. Глубины и океанологический разрез Арктического бассейна по пути дрейфа л/п «Седов».

разность градиентов температуры и на то, что градиенты горизонтальной скорости в верхних слоях больше, чем в нижних (что также усиливает перемешивание), существуют причины, задерживающие распространение тепла вверх. Не трудно видеть, что эти причины заключаются в том, что устойчивость слоёв, расположенных выше тёплой прослойки, очень велика, в то время как ниже её очень мала.

Литература: 45, 72, 77, 101, 164, 165.

§ 148. Глубинные воды

Мы видели, что условно атлантическими водами в Арктическом бассейне называются воды положительной температуры и высокой солёности. Эта условность особенно выступает при определении границы между промежуточными атлантическими и глубинными водами, которые, как увидим ниже, правильно назвать гренландскими водами.

Действительно, все TS -кривые, построенные для станций Арктического бассейна, показывают, что однородность по солёности (от 34,7 до 34,9‰) начинается приблизительно с глубины 300-400 м. Нижняя граница положительных температур расположена вдали от берегов на глубине 700-800 м, а однородность по температуре (от $-0,5$ до $-0,9$) начинается с глубины 1500 м.

Всё же надо отметить то обстоятельство, что наибольшие градиенты температуры ниже горизонта оси атлантических вод располагаются повсюду на глубинах от 500 до 800 м. Таким образом нижняя нулевая изотерма приблизительно совпадает с нижней границей больших градиентов температуры. Имеются все основания полагать, что большие вертикальные градиенты температуры являются следствием сравнительно больших градиентов скорости. Можно, следовательно, считать, что в Арктическом бассейне атлантические воды отделяются от глубинных гренландских вод зоной фрикционного перемешивания.

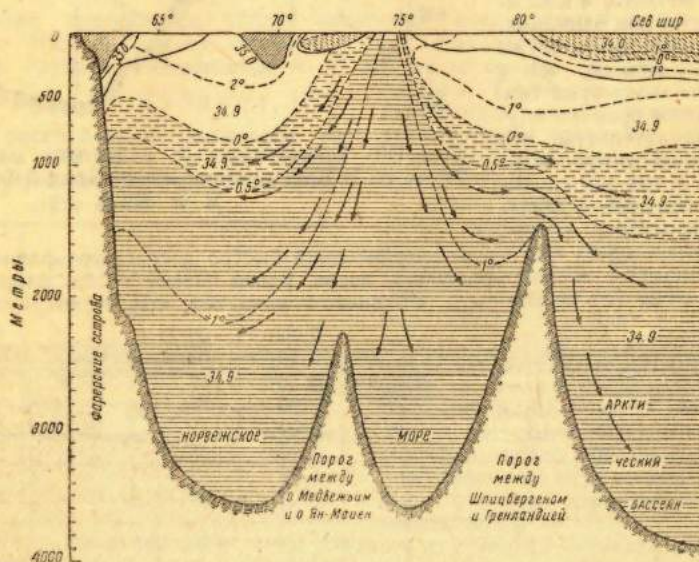


Рис. 153. Океанологический разрез от Фарерских островов через Гренландское море и Арктический бассейн.

Происхождение глубинных вод Арктического бассейна подробно анализировалось Нансеном в связи с наблюдениями на «Фраме». Кроме того, в 1912 г. Нансен во время экспедиции на «Веслеме» произвёл ряд наблюдений с целью проверки своих начальных выводов и пришёл к тем же результатам. Выводы эти таковы.

1. Глубинные воды Арктического бассейна теплее глубинных вод Гренландского моря на тех же горизонтах. Исходя из этого факта, Нансен пришел к заключению, что между северо-восточной оконечностью Гренландии и северо-западной оконечностью Шпицбергена должен существовать подводный порог, глубина на котором не должна превышать 1500-2000 м. Этот порог должен ограничивать водообмен между глубинными водами Гренландского моря и Арктического бассейна и объяснять сравнительно высокие температуры глубинных вод Арктического бассейна по сравнению с глубинными водами Гренландского моря.

Существование этого порога несомненно, но непосредственными наблюдениями пока ещё полностью не доказано. Его принято называть порогом Нансена.

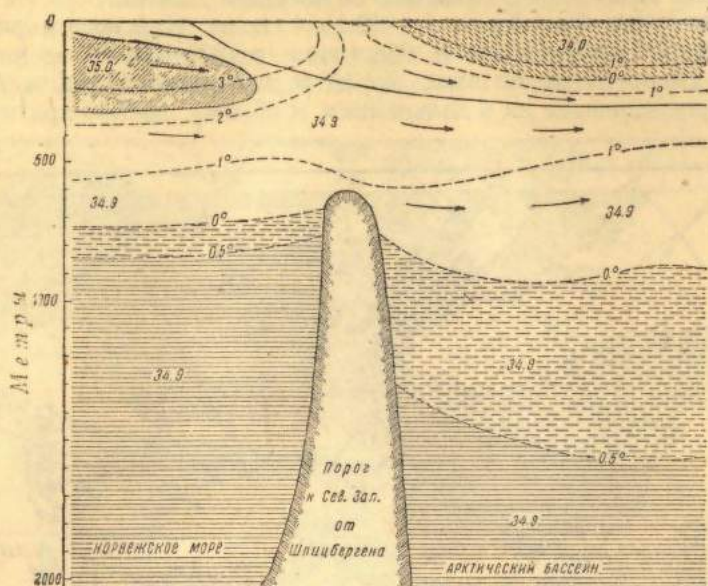
2. Глубинные воды Арктического бассейна формируются в Гренландском море из атлантических вод приблизительно на 75° с. ш. и на 0° долготы в результате вертикальной зимней циркуляции, затем переваливают через порог Нансена и далее распространяются по ложу Арктического бассейна.

Свои представления о происхождении глубинных вод Арктического бассейна Нансен иллюстрирует схемой (рис. 153) гидрологического разреза, проведённого от Фарерских островов на север приблизительно по Гринвичскому меридиану.

3. В самом Арктическом бассейне глубинные гренландские воды, повидимому, движутся — хотя и значительно медленнее — в том же направлении, что и промежуточные атлантические воды, описывая замкнутую циркуляцию вокруг полюса.

На своём пути вокруг полюса эти воды отчасти согреваются внутренним теплом Земли снизу и теплом атлантических вод сверху и охлаждаются новым поступлением вод из Гренландского моря.

В нашем распоряжении пока мало данных, которые могли бы опровергнуть или существенно дополнить эти выводы Нансена. Можно лишь указать, что уже отмеченное выше



д) дрейфом л/п «Седов» в 1937-1940 гг. на протяжении около 1500 миль от Новосибирских островов до пролива между Шпицбергом и Гренландией.

Из этого перечня и рис. 155 мы видим, что дрейфы судов «Жаннетта» и «Мод», с одной стороны, и «Фрама» и «Седова», с другой стороны, отличаясь в деталях, в общем друг друга повторяют. Это свидетельствует об устойчивости общего движения льдов с востока на запад вдоль материкового склона Евразийского континента — движения, о котором писал еще Ломоносов и которым так блестяще воспользовался для своей экспедиции на «Фраме» Нансен.

2. Дрейфы судна «Св. Анна» в 1912-1914 гг. из Карского моря и ледокольных пароходов «Садко», «Седов» и «Малыгин» в 1937-1938 гг. из моря Лаптевых доказывают вынос льдов из этих морей в центральную часть Арктического бассейна и присоединение их в дальнейшем к общему дрейфу арктических льдов

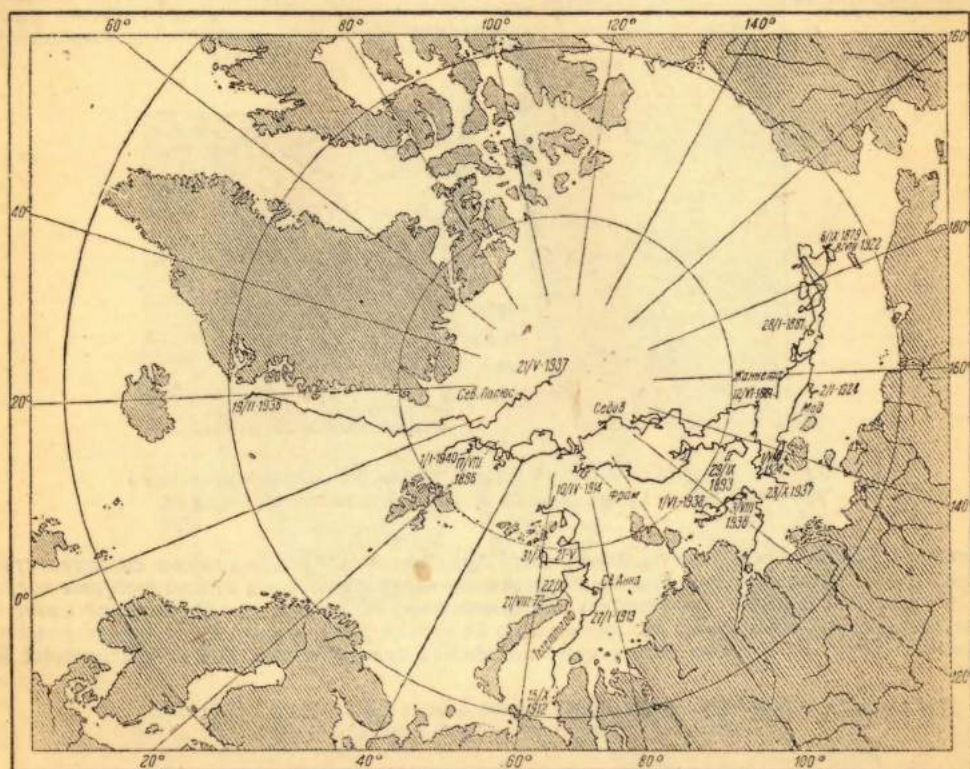


Рис. 155. Дрейфы судов вместе со льдами в Арктическом бассейне.

с востока на запад. То же явление подтверждается рис. 156, на котором, по Визе, указываются наиболее вероятные пути буёв, выброшенных на льды советскими экспедициями.

Таким образом из рассмотрения дрейфов судов и буёв вытекает, что если идти от Земли Франца-Иосифа по направлению к полюсу, то сначала (приблизительно до 84° с. ш.) придётся пересечь льды, выносимые из Карского моря, и затем (приблизительно до 86° с. ш.) льды, выносимые из моря Лаптевых.

В то же время нет указаний на то, в какой мере связаны с основным дрейфом арктических льдов такие моря-заливы, как Восточносибирское и Чукотское. Из этого вытекает, что, повидимому, моря Карское и Лаптевых, с одной стороны, и моря Восточносибирское и Чукотское, с другой, весьма отличаются друг от друга по водообмену и лёдообмену с Арктическим бассейном. В первых двух морях, хотя и имеются свои собственные циркуляции, но всё же они весьма тесно

связаны с циркуляцией Арктического бассейна. Эти моря характерны большим выносом льда в Арктический бассейн. Вспомним, что именно в этих морях береговой сток играет наибольшую роль. В Восточносибирском и Чукотском морях, повидимому, нет значительного лёдообмена с Арктическим бассейном. Возможно, что в этих морях принос льда даже превышает вынос льда из этих морей.

3. Дрейф лагеря экспедиции Андре в 1897 г. показывает, что часть льдов поступает из Арктического бассейна в северо-западную часть Баренцова моря.

4. Кроме циркуляции льдов, связанной с основной циркуляцией Арктического бассейна, в каждом море существует своя собственная циркуляция льдов, направленная приблизительно против часовой стрелки. Это доказывается дрей-

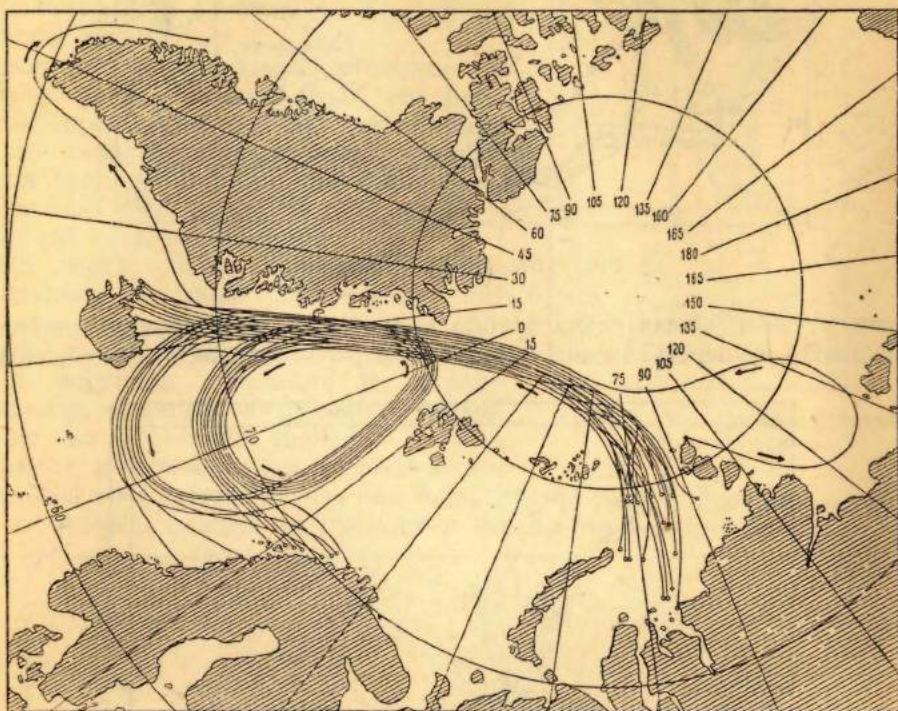


Рис. 156. Вероятные дрейфы буёв в Северном Ледовитом океане.

фом судна «Тегетгоф» в 1872-1873 гг. от Новой Земли к Земле Франца-Иосифа в Баренцовом море, дрейфом судов «Димфна» и «Варна» в 1882-1883 гг. в Карском море (рис. 157), дрейфом каравана ледокола «Ленин» в 1937-1938 гг. в юго-западной части моря Лаптевых и парохода «Челюскин» в 1933-1934 гг. в Чукотском море (рис. 158).

5. Лёдообмен между соседними морями также доказан дрейфами некоторых судов.

Так, судно «Димфна» было вынесено льдами из Карского моря через Карские ворота в Баренцово море. Судно «Бельгика» летом 1907 г. было пронесено из Карского моря от пролива Маточкин Шар через Карские Ворота в Баренцово море. Л/п «Соловей-Будимирович» в феврале 1920 г. был вынесен из Баренцова моря в Карское также через Карские Ворота (рис. 159). В 1937 г. летом многие суда, в том числе л/п «Садко» и целый караван судов во главе с ледоколом «Ленин», были вынесены льдами из Карского моря в море Лаптевых.

6. Как это видно из дрейфа станции «Северный полюс» в 1937-1938 гг. и «Седова» в 1937-1940 гг., дрейф льдов направляется от Северного полюса в пролив между Гренландией и Шпицбергенем.

7 Согласно наблюдениям Пири во время его экспедиции от Северо-Американских побережий к Северному полюсу, дрейф льдов вдоль северного побережья Гренландии также был направлен в Гренландское море.

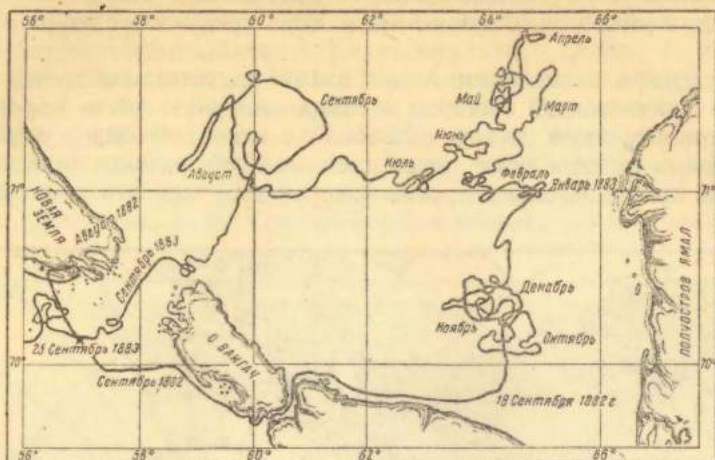


Рис. 157. Дрейф «Димфны».

Таким образом общая схема дрейфа арктических льдов представляется довольно ясной и, на первый взгляд, простой: от берегов Аляски, от Северного полю-

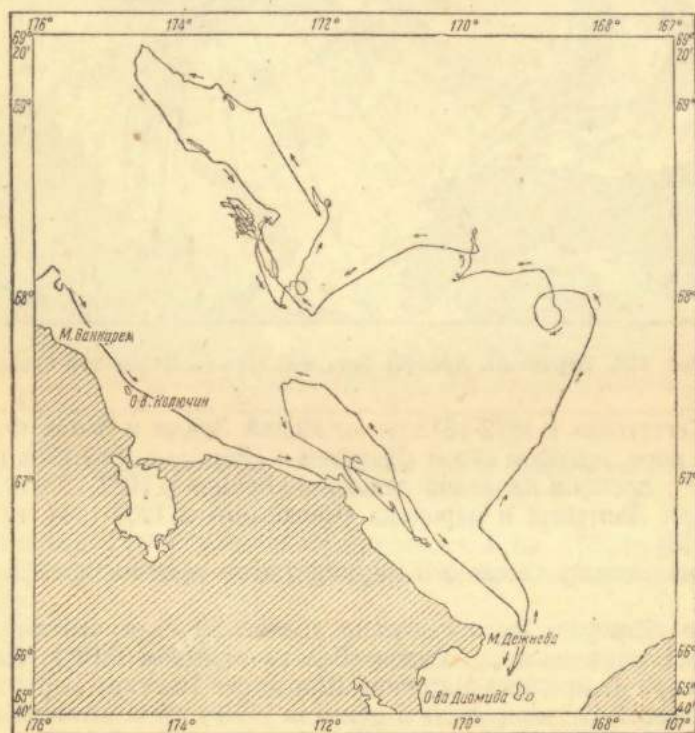


Рис. 158. Дрейф «Челюскина».

са и от побережий Северо-Американского архипелага в Гренландское море. Однако существуют весьма веские доказательства, что дрейф льдов происходит по более сложной схеме. Предполагается, например, что дрейф льдов у матери-

кового склона Аляски и Азии с востока на запад есть только часть обширного антициклонического движения с центром приблизительно на $83-85^{\circ}$ с. ш. и $170-180^{\circ}$ з. д. Такое предположение было высказано впервые в результате работ полярной экспедиции на судне «Заря». Полученные после того сведения не противоречат, а в некоторой степени даже подтверждают эту схему.

На рис. 160 показана стрелками схема поверхностных течений в Северном Ледовитом океане. Для составления этой схемы мною были использованы карты течений следующих авторов: Смита (Баффинов залив), Мейера (Северная Атлантика), Нансена (Норвежское море), Березкина (Гренландское море), Соколова (Баренцево море), Киреева (Карское море), Лаппо (море Лаптевых), Ратманова, Гаккеля и Хмызникова (Чукотское море).

Рассматривая эту схему, мы видим, что чем более изучено данное море, тем более сложной представляется его циркуляция. Одно это говорит за то, что вряд ли циркуляция льдов в Центральном Арктическом бассейне так проста, как мы её пока, за недостатком сведений, считаем.

Одна черта общей циркуляции льдов Арктического бассейна заслуживает специального упоминания.

Дрейф льдов обуславливается двумя факторами: морскими течениями и ветрами. Естественно, что льды, погружённые приблизительно на $\frac{4}{5}$ своей толщины в воду, увлекаются поверхностными морскими течениями. Так же естественно, что они подчиняются воздействию ветра, который гонит их вперёд, задевая за выступы и неровности ледяных полей.



Рис. 159. Дрейф «Соловья Будимировича».

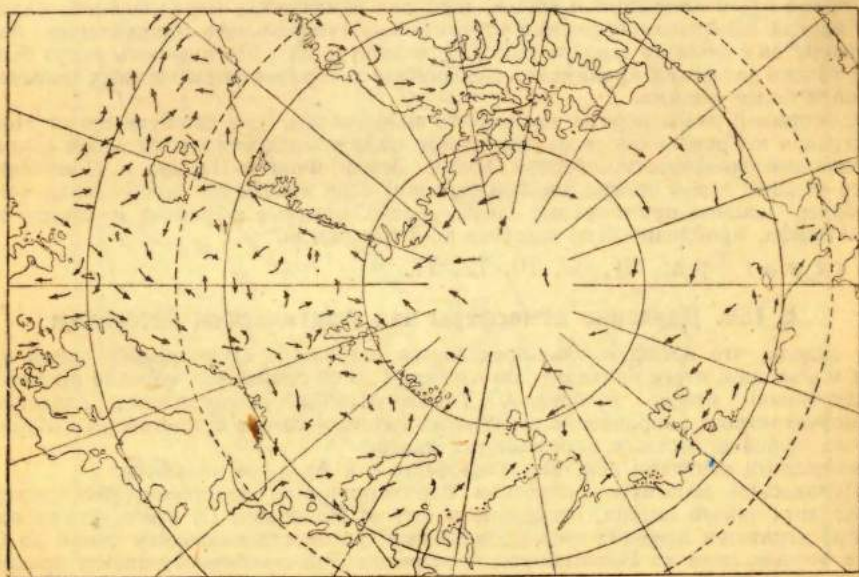


Рис. 160. Схема поверхностных течений Арктического бассейна.

Но влияние этих факторов в различных районах сказывается неодинаково. В районах сильных постоянных течений, например, в Гренландском море, влияние ветра ослабляется. В Центральном Арктическом бассейне, где постоянные течения выражены слабо, дрейф льдов легко подчиняется ветру.

Во время дрейфа «Седова» регулярно производились определения истинного курса корабля. Эти наблюдения дали возможность проследить интереснейшее явление: какие петли и зигзаги ни описывал бы корабль, дрейфовавший вместе со льдами на запад, он неизменно двигался почти параллельно самому себе. Иными словами, корабль не вращался, хотя он неизбежно должен был бы поворачиваться, если бы влияние ветра распространялось только на него или же на ограниченный район, непосредственно примыкающий к судну. Отступления от этого правила наблюдались только при сильных местных торошениях, но они носили временный характер, и обычно корабль после окончания торошения возвращался в прежнее положение. Такое устойчивое поведение корабля можно объяснить большой сплошностью льдов в районе его дрейфа.

Лучше всего это доказывается тем, что до мая 1939 г. истинный курс «Седова» менялся почти настолько, насколько менялась его долгота. Только 6 мая 1939 г., когда усилилось движение на запад, был отмечен поворот судна против часовой стрелки на 12° . Этот неожиданный поворот льдов, видимо, находился в прямой связи с образованием гигантского развода (шириной в 2 000 м, а длиной — за пределы видимости), которое появилось 9 апреля. Видимо, во льдах, окружавших «Седов», произошло известное разрежение, связанное с тем, что корабль приближался к мощному Восточногренландскому течению. Во всяком случае, по мере приближения к проливу между Шпицбергом и Гренландией эти явления усиливались.

Понятно, что, вычисляя разность между истинным курсом корабля и долготами, на которых корабль в это время находился, нетрудно вычислить, как менялось направление диаметральной плоскости за время между двумя определениями.

Так, с 30 июня 1939 г. по 1 января 1940 г. истинный курс «Седова» изменился на $68^\circ,3$, а долгота «Седова» — на $58^\circ,5$. Следовательно, за это время направление диаметральной плоскости судна изменилось на $9^\circ,8$.

Это означает, что «Седов», несмотря на все зигзаги и петли, описанные им вместе с дрейфующими льдами, двигался почти параллельно самому себе, отклоняясь лишь немного вправо (до $13^\circ,6$) и влево (до $9^\circ,8$) от того направления, которое он занимал в пространстве 30 июля 1939 г.

Дрейф «Седова» параллельно самому себе не представляет ничего удивительного; «Фрам» и станция «Северный полюс» точно так же не испытывали вращения, хотя и им приходилось описывать под влиянием ветра причудливые зигзаги. Такое тройное совпадение достаточно убедительно показывает, что в дрейфе одновременно участвуют большие площади льдов, которые движутся в одном и том же направлении, повинаясь ветрам той же силы и того же направления.

Подтверждение этому положению мы находим, наконец, и в удивительном сходстве дрейфов караванов «Садко» и «Ленина» в море Лаптевых в 1937-1938 гг., отличавшихся друг от друга только в деталях: оба каравана, будучи подчинены тем же ветрам, повторяли те же зигзаги.

Во время этого движения в общем, как уже отмечалось, параллельно самому себе, «Седов» иногда испытывал вращения относительно генерального направления. Амплитуда таких поворотов с июля по декабрь 1939 г. доходила до 23° . Эти повороты могут быть объяснены не только местными причинами, связанными с образованием местных полыней и разводий, но и более общими.

Так, например, эти повороты могли быть вызваны тем, что движущиеся от Новосибирских островов к Гренландии льды при дрейфе на юго-запад упираются своей южной кромкой в северные оконечности Северной Земли, Земли Франца-Иосифа и Шпицбергена, чем создается поворот льдов против часовой стрелки. При дрейфе на северо-запад они упираются в более мощные приполюсные льды, расположенные в районе к северу от Земли Франца-Иосифа, приблизительно севернее 86 -й параллели.

Л и т е р а т у р а : 31, 62, 70, 72, 77.

§ 150. Давление атмосферы над Арктическим бассейном

Мы видели, что дрейф льдов определяется ветрами и отклоняющей силой вращения Земли и в конечном итоге проходит по изобарам и со скоростью, обратно пропорциональной расстоянию между изобарами. Таким образом распределение давления атмосферы, определяющее направление воздушных потоков, самым существенным образом отражается на общей и местных циркуляциях льдов.

Важнейшими центрами действия атмосферы для Арктики являются:

1. Исландский минимум — глубокая барометрическая депрессия, расположенная на севере Атлантического океана, несколько к югу от Исландии. От этого центра на северо-восток протягивается ложбина низкого давления, распространяющаяся зимой до Северной Земли, а осенью даже до Новосибирских островов. Эта ложбина создается прохождением на северо-восток циклонов, сформировавшихся на южной периферии Исландского минимума.

2. Алеутский минимум, расположенный в северной части Тихого океана. Он ярко выражен в зимнее время, а в летнее время сменяется областью несколько повышенного давления. На Арктический бассейн этот минимум оказывает значительно меньшее влияние, чем Исландский, и сфера его влияния распространяется почти только на Чукотское море.

3. Восточносибирский максимум весьма ярко выражен в зимнее время. В январе его центр расположен приблизительно на 60° с. ш. и 120° в. д. В летнее время этот максимум совершенно разрушается, и на его месте располагается область пониженного давления атмосферы.

Обратимостью Сибирского максимума и Алеутского минимума обуславливается муссонный характер ветров в Японском и Охотском морях, а также муссонный характер ветров Советской Арктики. Наиболее ярко этот характер сказывается в море Лаптевых и Восточно-сибирском; несколько затемнен он другими, более сильными факторами в Чукотском море.

По Визе, смена ветров атлантико-континентальной группы (S, SW, W) на ветры полярной группы (N, NE, E), происходит на всём советском побережье в апреле и обратно в сентябре. На рис. 161 показана разность повторяемости ветров полярной и атлантико-континентальной групп по Визе.

4. Арктический максимум, располагающийся над Центральным Арктическим бассейном, и входящие в его систему Гренландский и Канадский максимумы. Остроении этой системы известно мало.

Было бы естественно предполагать, что Гренландский и Канадский максимумы, располагающиеся над большими пространствами суши, должны быть, подобно Восточносибирскому максимуму, особенно ярко выражены в зимнее время. В летнее время Канадский максимум, так же как и Восточносибирский, должен сменяться областью пониженного давления. Собственно Арктический максимум должен, наоборот, в зимнее время смягчаться, так как несмотря на то, что Арктический бассейн почти полностью покрыт льдами, в зимнее время он всё же при образовании до-бавочных слоёв льда отдаёт атмосфере значительное количество тепла. В летнее время,

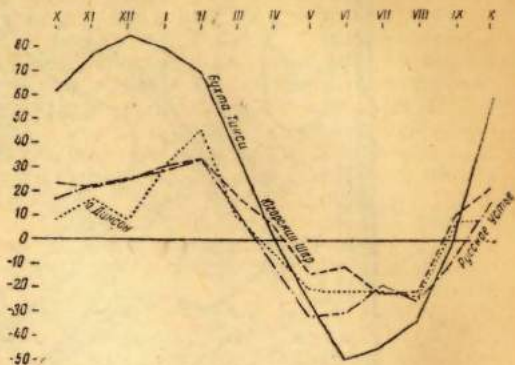


Рис. 161. Разность повторяемости ветров атлантико-континентальных и полярных.

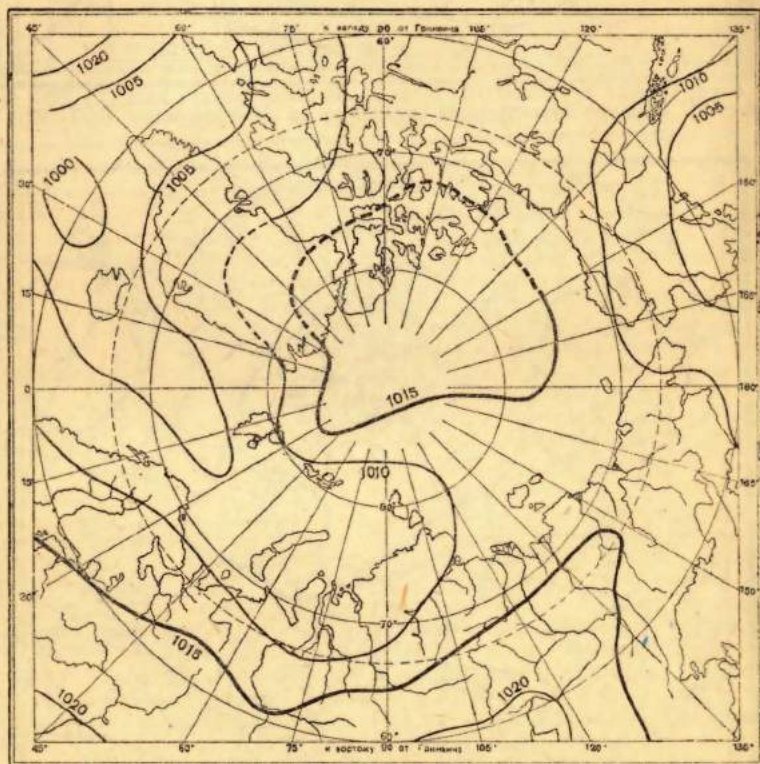


Рис. 162. Среднее атмосферное давление за сентябрь-ноябрь 1937-1939 гг.

наоборот, Арктический максимум как будто должен был бы соединяться с Гренландским максимумом и занимать наибольшее пространство.

На рис. 162-165 показаны сезонные, а на рис. 166 годовое распределения давлений атмосферы над Арктическим бассейном. Карты эти составлены Дзердзеевским как средние

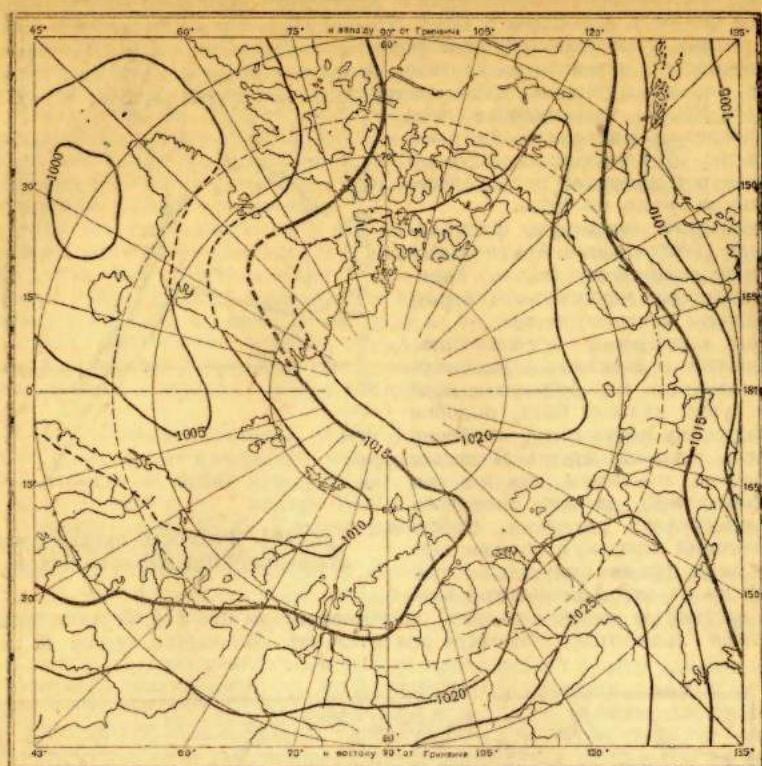


Рис. 163. Среднее атмосферное давление за декабрь-март 1937-1939 гг.

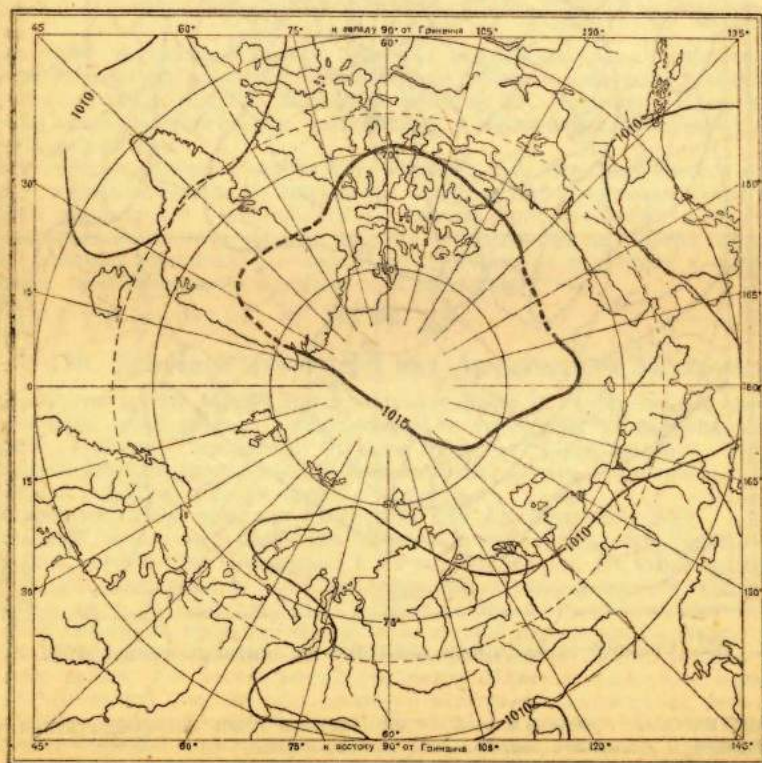


Рис. 164. Среднее атмосферное давление за апрель-июнь 1938-1939 гг.

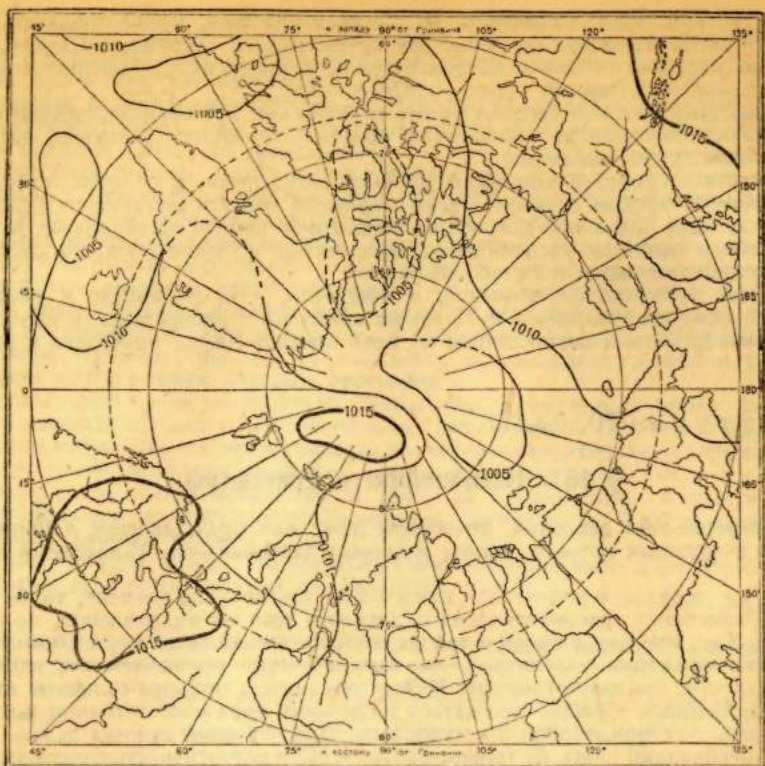


Рис. 165. Среднее атмосферное давление за июль-август 1938-1939 гг.

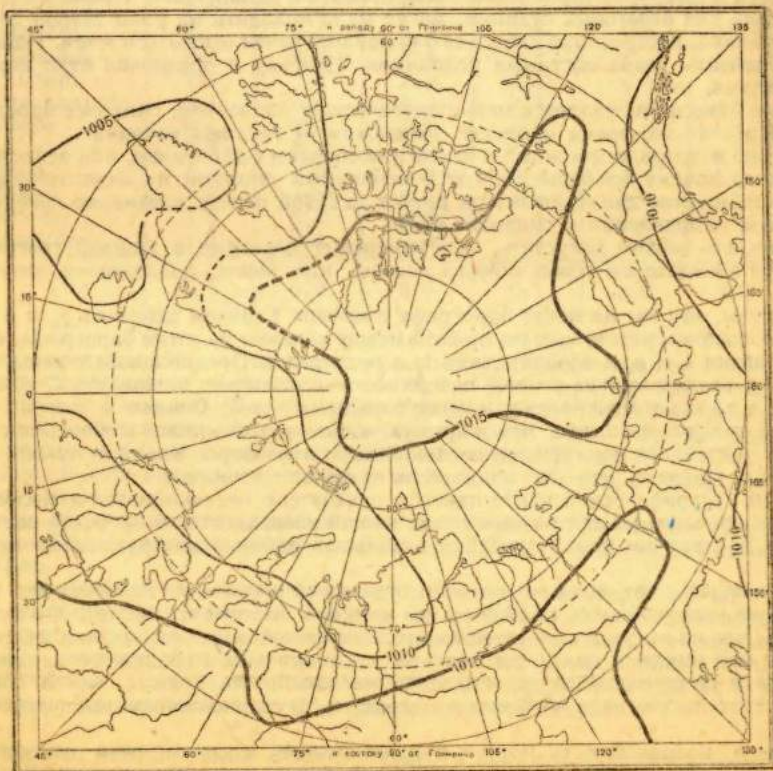


Рис. 166. Среднее атмосферное давление за 1937-1939 гг.

за 1937-1939 гг. Три года — слишком малый срок для того, чтобы придавать приведённым картам климатологическое значение. Их преимущество заключается в том, что в отличие от других карт они основаны на фактических наблюдениях в Центральной Арктике, проведённых станцией «Северный полюс» и л/п «Седов».

Из этих карт видно, что в среднем за год арктический минимум достаточно выражен и отделяется от Восточносибирского максимума поясом пониженного давления, соединяющим Исландский и Алеутский минимумы.

Однако в летнее время, в противоположность ожиданиям, в области, протянувшейся от полюса к Новосибирским островам, ясно выражена область пониженного давления.

Но распределение давления атмосферы определяет общую циркуляцию льдов. Если от сезона к сезону меняется расположение максимумов и минимумов, то соответственно меняется и циркуляция льдов и их общий режим.

Ещё большее практическое значение, в частности, для количества и распределения льдов по трассе Северного морского пути имеют аномалии в распределении давления. Одна из карт изаномал давления, составленная по моей просьбе Кириш, приведена в дальнейшем (рис. 193).

Л и т е р а т у р а: 70, 72, 77.

§ 151. Непокойность атмосферы

Карты распределения давления атмосферы дают нам представление о направлении и интенсивности воздушных потоков, карты изаномал давления — об отклонениях от средних условий.

Но когда мы осредняем данные для какого-либо промежутка времени, то мы тем самым исключаем все изменения рассматриваемого элемента того же направления, но противоположного знака. Так, измеряя в одной и той же географической точке моря элементы морских течений и затем суммируя результаты, мы автоматически исключаем все периодические течения, в частности, приливо-отливные. Между тем именно приливо-отливные явления могут самым существенным образом отражаться на режиме моря и на состоянии льдов¹. Те же рассуждения, понятно, приложимы и к атмосфере. Для изучения режима льдов, определяемого ветрами, необходимо знать не только направление и интенсивность воздушных потоков, но и их изменчивость во времени.

Для решения этой задачи можно воспользоваться изучением роз ветров. Но розы ветров трудно перевести в цифру, которой можно оперировать в дальнейшем. Кроме того, розы ветров, построенные для береговых станций, могут мало походить на розы ветров для того же промежутка времени, построенные даже для ближайших точек открытого моря. Известно, как искажаются элементы ветра местными условиями. Поэтому я предпочёл идти иным путём, а именно, памятуя, что

1) давление атмосферы является метеорологическим элементом, наиболее просто и точно определяемым и в то же время наименее зависимым от местных условий;

2) все другие метеорологические элементы или связаны с давлением, или непосредственно от него зависят, почему изобары являются основными линиями на синоптической карте;

3) резкое изменение давления всегда влечёт за собой резкое изменение погоды, в частности изменение направления и скорости ветра, я предположил, что можно допустить, что изменение давления в каждой географической точке является показателем изменчивости погоды, или иначе, показателем непокойности атмосферы.

Предположим, что мы на ленте барографа в момент t_1 имеем давление p_1 и в момент t_2 давление p_2 . Обозначим расстояние по прямой между точками на ленте барографа, определяемыми координатами t_1 и p_1 и координатами t_2 и p_2 , через a . Предположим теперь, что давление атмосферы в данном пункте земной поверхности изменялось от момента t_1 до момента t_2 не по прямой, а по некоторой более или менее сложной кривой. Снимем с ленты барографа курвиметром в том же масштабе, что и прямую a , длину этой кривой и обозначим её через b . Отношение $b/a = k$ и будет показателем непокойности атмосферы в данном пункте за данный отрезок времени. Понятно, что этот показатель не меньше единицы.

Если мы на географической карте нанесём показатели непокойности атмосферы за тот же промежуток времени, но для разных точек земной поверхности, и проведём соответствующие изолинии, то получим характеристики отдельных районов для различных месяцев, сезонов и лет.

Не трудно видеть, что, если мы возьмём отдельный циклон, то за время его прохождения наибольшую непокойность атмосферы мы получим на пути его центра. Обобщая далее, можно сказать, что на путях циклонов показатели непокойности больше, чем на путях антициклонов, так как циклоны движутся быстрее антициклонов и градиенты давления в них больше. Далее в сезонных областях давления непокойность больше, чем в постоянных. Последнее обстоятельство надо особенно подчеркнуть. В стационарных циклонах и антицик-

¹ Понятие о непокойности моря в том же смысле, в каком здесь говорится о непокойности атмосферы, ещё не введено, но его безусловно надо ввести. Здесь лишь можно отметить, что ветровая непокойность моря отчасти характеризуется непокойностью атмосферы, приливная непокойность — длиной орбиты частицы за приливную фазу и т. п.

лонах, каких бы величин ни достигали градиенты давления (а следовательно, и ветры), показатели неспокойности весьма близки к единице, т. е. к своей наименьшей возможной величине. Наибольшей своей величины показатель неспокойности атмосферы достигает в точках пересечения путей центров барических систем.

Таким образом, если осреднённые карты изобар дают представление о направлении и интенсивности воздушных потоков, карты «изонеспокойностей» атмосферы, построенные для того же промежутка времени, дают нам представление об изменчивости этих потоков.

Отдельные фазы режима льдов в сильнейшей степени зависят от ветров. Если в предзимнее время господствуют сильные и изменчивые ветры различных направлений, то можно ожидать в это время сильное ветровое перемешивание верхних слоёв моря и как следствие отсюда позднее начало льдообразования, затем мощные льды к началу таяния. Если в период таяния будет иметь место частая смена скоростей и направлений ветра, то можно ожидать сравнительно раннее и полное очищение от льдов данного участка моря. Другими словами, для мореплавания в Арктике наиболее выгодны: возможно меньшая неспокойность атмосферы в предзимний и зимний периоды и возможно бо́льшая — в преднавигационный период. Отсюда, по-моему, вытекает возможность использования понятия неспокойности атмосферы для долгосрочных ледовых прогнозов.

Описанный выше приём вычисления чрезвычайно громоздок и может быть применён только в специальных случаях и для специальных исследований. Для ответа на практические вопросы можно допустить, что неспокойность атмосферы характеризуется средним суточным изменением давления атмосферы за декаду, месяц, сезон или за год. Так как в Бюро погоды наиболее полно составляется синоптическая карта за 7 часов утра, то практически удобно за изменение давления за сутки считать изменение давления от 7 часов предшествующих суток до 7 часов данных суток¹.

В качестве примера в табл. 113 приведены обработанные мной барометрические наблюдения некоторых полярных станций за 1934-1935 гг.

Таблица 113

Условный показатель неспокойности атмосферы (миллибары/сутки)

Год, месяц		Название станций						
		б. Тихая	Югорский Шар	Маре-Сале	о. Диксон	м. Челюскин	б. Тикси	о. Четырёхстолбовой
1934	Сентябрь . .	5,3	5,5	5,6	4,7	4,9	3,7	4,4
	Октябрь . .	7,0	6,6	6,3	7,2	6,5	6,1	5,1
	Ноябрь . .	6,3	7,1	5,6	6,7	4,7	4,3	4,2
	Декабрь . .	8,5	9,2	7,6	7,7	5,9	3,5	5,2
	Январь . .	7,7	7,7	8,2	6,5	5,9	5,9	7,6
	Февраль . .	5,1	5,7	5,3	7,3	6,0	8,2	6,2
1935	Март . . .	6,4	7,4	6,8	5,6	4,9	4,1	4,8
	Апрель . .	3,3	6,0	5,8	4,8	4,0	4,0	3,2
	Май . . .	4,7	6,9	8,0	7,4	4,5	4,6	4,0
	Июнь . . .	3,6	4,8	5,0	4,8	3,8	4,7	2,9
	Июль . . .	3,8	3,7	3,3	5,5	4,3	3,8	4,0
	Август . .	4,7	3,9	3,9	4,7	4,0	4,9	4,0
Год . .		5,6	6,2	6,0	6,1	5,0	4,8	4,6

Рассматривая табл. 113, мы видим, что минимальная месячная неспокойность наблюдалась на острове Четырёхстолбовом в июне 1935 г. и была равна 2,9 *мб/сутки*, а максимальная — в проливе Югорский Шар в декабре 1934 г. и равнялась 9,2 *мб/сутки*. Понятно, что в отдельные декады неспокойность может быть больше. Так, в третьей декаде декабря 1934 г. неспокойность в бухте Тихой доходила до 12 *мб/сутки*, а с 25 по 26 октября 1934 г. на той же станции давление изменилось сразу на 30,6 *мб*, что сопровождалось юго-западным ветром силой 16 *м/сек*.

В среднем годовом выводе неспокойность атмосферы колеблется от пункта к пункту ещё меньше: от 4,6 *мб/сутки* на острове Четырёхстолбовом и до 6,2 *мб/сутки* в проливе Югорский Шар.

Данные приведённой таблицы относятся только к одному году. Всё же можно подметить, что на станциях, расположенных к западу от мыса Челюскин, неспокойность атмосферы больше, чем на станциях, расположенных к востоку от него, что вполне укладывается в наши представления о возмущающем влиянии атлантических вод. Далее показательно, что на всех приведённых станциях минимальная неспокойность атмосферы наблюдается в летнее время (июнь-сентябрь), а максимальная — в зимнее (декабрь-февраль).

¹ Понятно, что для получения такого условного показателя неспокойности атмосферы за длительный срок (за декаду, месяц, сезон, год и т. д.) необходимо сложить абсолютные изменения давления за сутки и затем разделить полученную сумму на число суток.

На рис. 167 показана кривая сезонного хода месячных многолетних показателей неспокойности атмосферы на острове Диксон, вычисленная мною для промежутка времени с 1916 по 1938 г. Из рисунка видно, что кривая имеет два минимума. Первый — меньший — приходится на январь. В это время в придиксоновском районе благодаря однообразию подстилающей поверхности (лёд) и отсутствию суточного хода температур (полярная ночь) создаются более или менее спокойные условия атмосферы. Второй, значительно более глубокий минимум приходится на июль, что объясняется так же однообразием условий — свободная от льдов водная поверхность и полярный день.



Рис. 167. Показатель неспокойности атмосферы для о. Диксона с 1916 по 1938 г.

Понятно, что чем полнее развита в данном районе сеть метеорологических станций и чем меньше промежутки времени между измерениями давления, по которым вычисля-

ются показатели неспокойности атмосферы за декаду, месяц, сезон или за год вычислены и нанесены на географическую карту, мы по полученным данным можем провести изолинии неспокойности. Это сделано мною для советских арктических морей для июня и июля 1939 г. (рис. 168 и 169).

В июне наибольшая неспокойность атмосферы наблюдалась в Карском море; следовательно, в этом месяце здесь в основном пересекались пути центров барических систем. В июле состояние атмосферы было значительно спокойнее; максимум неспокойности наблюдался у Земли Франца-Иосифа, минимум — у Чаунской губы.

В июле наибольшая неспокойность атмосферы наблюдалась в Карском море; следовательно, в этом месяце здесь в основном пересекались пути центров барических систем. В июле состояние атмосферы было значительно спокойнее; максимум неспокойности наблюдался у Земли Франца-Иосифа, минимум — у Чаунской губы.

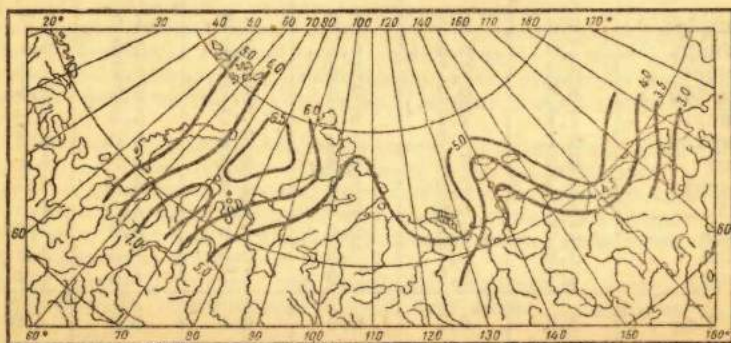


Рис. 168. Изолинии неспокойности атмосферы в июне 1939 г.

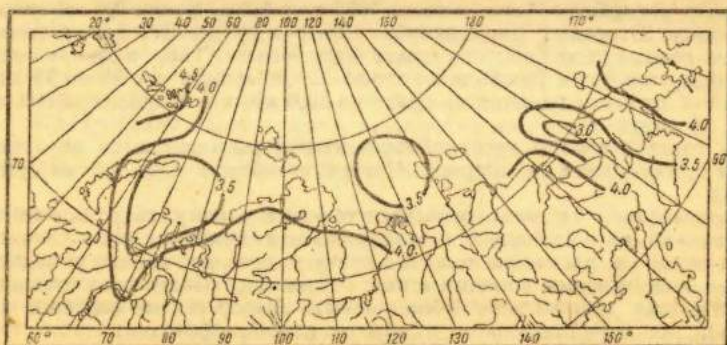


Рис. 169. Изолинии неспокойности атмосферы в июле 1939 г.

ются неспокойности атмосферы, тем точнее получаются результаты. Так, вычисляя неспокойность атмосферы по наблюдениям давления за 4 срока, мы отмечаем влияние

быстродвижущихся барических систем, что может быть пропущено при вычислении неспокойности по междусуточным изменениям давления.

Надо отметить, что понятие о неспокойности атмосферы, в особенности в применении к учёту изменений состояния льдов и к ледовым прогнозам, является делом новым, и потому не всё ещё, что можно извлечь из этого, получено¹.

Литература: 69, 77, 151a.

§ 152. Изменчивость циркуляции льдов от года к году

Распределение давления атмосферы на земном шаре, и в частности над Арктическим бассейном, меняется не только от сезона к сезону, но и от года к году. В связи с этим и циркуляция льдов, определяемая барическим рельефом, также изменяется от года к году и притом в значительных пределах.

По моей просьбе Сомов, основываясь на выведенных мною правилах, что льды движутся по изобарам и со скоростью, обратно пропорциональной расстоянию между изобарами, вычертил дрейфы арктических льдов за 1937 и 1938 гг. Результаты этих вычислений показаны на рис. 170 и 171.

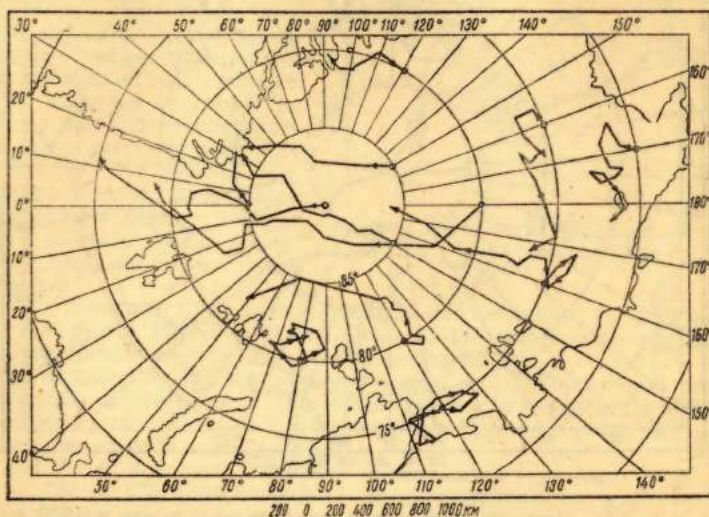


Рис. 170. Вычисленный дрейф арктических льдов в 1937 г.

Кружками на этих картах показаны одни и те же для обоих лет положения на 1 января отдельных льдин, за движением которых в дальнейшем следили. Затем по месячным картам давления были рассчитаны последовательными векторами их дрейфы.

Разумеется, к приводимым картам надо относиться только как к весьма и весьма ориентировочным. При их составлении постоянные течения не принимались во внимание, не принималось также во внимание влияние суши и островов на барический дрейф льдов. Эти карты дают, однако, представление о том, что в 1937 г. вынос льдов в Гренландское море был значительнее, чем в 1938 г.

Но главное, что дают эти карты, заключается в том, что ни о какой упрощённой схеме движения льдов по принципу кратчайших расстояний не может быть

¹ Уже во время корректуры настоящей книги, по совету Дзердзеевского, я ознакомился с интересной статьей Сигурда Эвьена «Колебания барометра и долгосрочные прогнозы», к сожалению, до того мне неизвестной.

Положения, высказанные здесь мною, полностью совпадают с положениями Эвьена с той лишь разницей, что Эвьен оперирует с суммами неспокойностей, а я делю эти суммы на число слагаемых и таким образом получаю показатель неспокойности. Далее Эвьен считает возможным использование наблюдаемой неспокойности атмосферы для прогноза на 6-7 и более дней вперёд. Я считаю возможным по неспокойности атмосферы за прошлое время судить о состоянии льдов в настоящий момент.

и речи. Наоборот, следует допустить, что в Центральном Арктическом бассейне существует сложная система круговоротов, подвергающаяся значительным изменениям и во времени и по пространству. Именно эта сложность схемы дрейфа (особенно её изменчивость во времени) обуславливает возникновение областей торошений и разрежений, областей застоя и повышенных скоростей дрейфа.

Отмеченная зависимость дрейфа льдов Арктического бассейна от распределения атмосферного давления позволяет дополнить наши представления о природе течений этого бассейна.

Общая схема атмосферной циркуляции над Арктическим бассейном такова, что она обеспечивает в большей его части движение льдов по направлению к Гренландскому морю. Циркуляция льдов вовлекает в движение подстилающие лёд поверхностные слои воды. Работа ветра над всей площадью Арктического бассейна (региональные ветры) обуславливает, независимо от местных ветров, поверхностное течение, которое в Гренландском море усиливается преобладающими здесь северными ветрами.

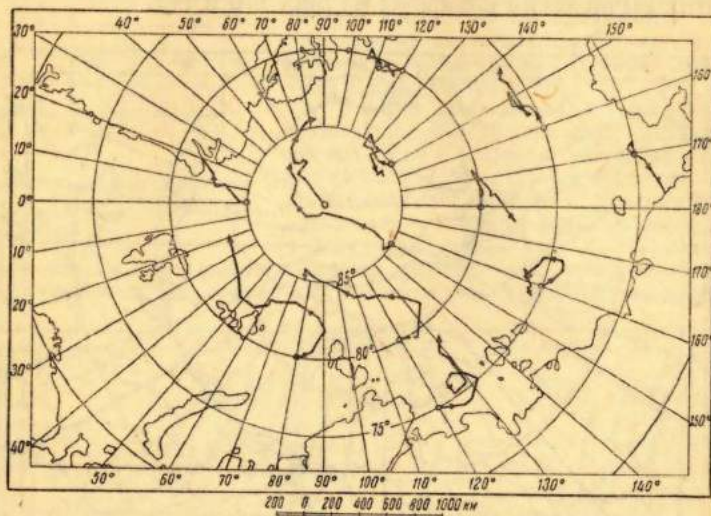


Рис. 171. Вычисленный дрейф арктических льдов в 1938 г.

Возникающий в связи со сгонными ветрами дефицит вод в Арктическом бассейне усиливает глубинное Атлантическое течение, создавшееся как конвекционное и как дрейфовое (преобладание западной тяги у западных побережий Скандинавии и Шпицбергена), и превращает его, повидимому, в значительной степени в течение компенсационное.

Как видно из рис. 162-166, характер атмосферной циркуляции от сезона к сезону может изменяться таким образом, что усиление дрейфа может охватывать лишь отдельные районы. Например, усиление выноса льдов из района, прилегающего к Берингову проливу, может соответственно усилить поступление вод из Берингова моря, но может и не отразиться на увеличении выноса льдов в Гренландское море и поступлении атлантических вод.

Уже указывалось, что обмен водами Арктического бассейна и Гренландского моря определяется многими факторами: положительным пресным балансом, разностью плотностей и т. д. Но определяющим фактором, несомненно, является вынос льдов из Арктического бассейна в Гренландское море и обусловленный этим выносом дефицит вод в Арктическом бассейне.

Другими словами, основным фактором, создающим общую циркуляцию арктических льдов, являются характер и интенсивность атмосферной циркуляции над Арктическим бассейном и прилегающими к нему бассейнами Мирового океана.

Л и т е р а т у р а: 67, 70, 72, 77, 122.

§ 153. Циркуляция льдов Белого моря¹

Белое море по своему географическому положению, очертаниям, рельефу дна и другим характеристикам занимает совершенно особое место среди других северных морей Советского Союза.

Отличительной чертой Белого моря является отделение его глубокой части (Бассейна) с глубинами до 340 м от Баренцова моря длинным, узким и неглубоким проливом (Горло). Это обстоятельство делает Белое море, в отличие от всех других морей Советской Арктики, морем в полном смысле этого слова.

В Горле Белого моря в районе Трёх Островов очень узкая (около 1-2 миль) ложбина глубин свыше 40 м соединяет более глубокие части Белого и Баренцова морей. Расстояние между 20-метровыми изобатами здесь также весьма мало (около 8 миль). Кроме того, в том же районе — приблизительно к востоку от 42-го меридиана — расположен ряд кошек. На этих кошках в зимнее время создаются ледяные нагромождения. К этим же кошкам притыкаются несаяки. Таким образом к востоку от мыса Терского-Орловского создаётся препятствие движению льдов как ветровому, так и вследствие течений. Это явление особенно сказывается весной. Здесь льды задерживаются дольше всего и затрудняют плавание в то время, когда в Бассейне, Горле и в Воронке Белого моря льды уже исчезают.

На рис. 172 показано по авиаразведке, произведённой 14 апреля 1943 г., состояние льдов в Горле и Воронке Белого моря, иллюстрирующее сказанное. Практически всё остальное Белое море было от льдов свободно.

Следующей отличительной чертой Белого моря являются сильные приливо-отливные явления, благодаря которым даже Онежский залив, отделённый от Бассейна грядой Соловецких островов, мелководный и с наибольшим количеством прибрежных островов, не замерзает сплошь даже в суровые зимы.

На рис. 104 было показано состояние льдов на Белом море 17-18 апреля 1942 г. Сравнивая рис. 104 и 172, приходящиеся приблизительно на одну и ту же дату, мы видим поразительную разницу в ледовых условиях. В первом случае почти всё море заполнено льдами, во втором — льдов почти нет. К вопросу об изменчивости ледового режима я ещё вернусь в дальнейшем.

Зима 1941/42 г. вообще была на Белом море необычайно суровой, и возможность плавания даже мощных ледоколов определялась главным образом синоптической обстановкой. Следующий пример характеризует сказанное.

К 13 января на севере европейской части СССР развился Фенно-Скандинавский максимум и над бассейнами Оби и Енисея — Обский минимум давления атмосферы. В результате такого расположения барических центров над бассейном Белого моря господствовали сильные ветры северных направлений, достигавшие (07 часов 18 января) силы 6-7 баллов.

В результате кромка тяжёлых льдов спустилась в Воронке Белого моря почти до параллели Поноя, прошла приблизительно по середине Горла и отсюда в самом Бассейне спустилась почти до Соловецких островов.

Весь Двинский залив оказался забитым таким торосистым и сжатым льдом, что даже такой мощный ледокол, как «Ленин», практически двигаться в южной части Двинского залива не мог. Приблизительно такого же характера донесения получились от находившихся в это время в море у Летнего берега л/п «Сибиряков» и л/к «Литке».

На рис. 173 показано распределение льдов на Белом море по авиаразведке, произведённой 17 февраля 1942 г. Эта ледовая обстановка создалась в результате южных и юго-восточных ветров, господствовавших над Белым морем приблизительно с 25 января, когда окончательно сформировался мощный антициклон (с центром над Приуральем),

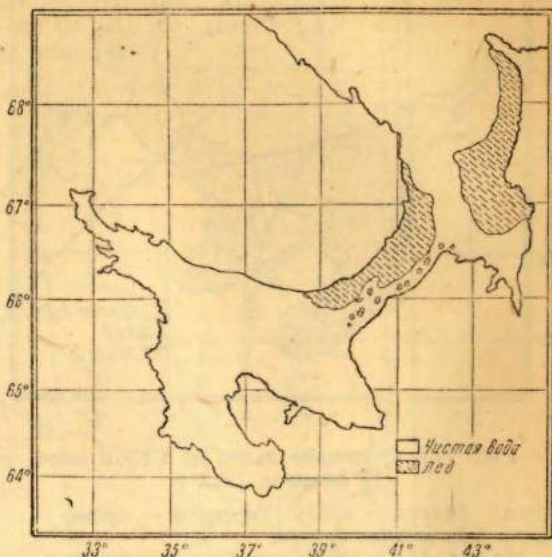


Рис. 172. Состояние льдов на Белом море 14 апреля 1943 г.

¹ Белое море — небольшое по размеру, охватываемое авиаразведкой за несколько часов, представляет собой удивительно удобное поле для всякого рода наблюдений по термике и динамике ледяного покрова. Систематические наблюдения этого рода начались с 1941-1942 гг. и несомненно, что выводы из этих наблюдений могут быть распространены на льды арктических морей. Это обстоятельство вызвало отчасти введение специального параграфа в настоящую книгу.

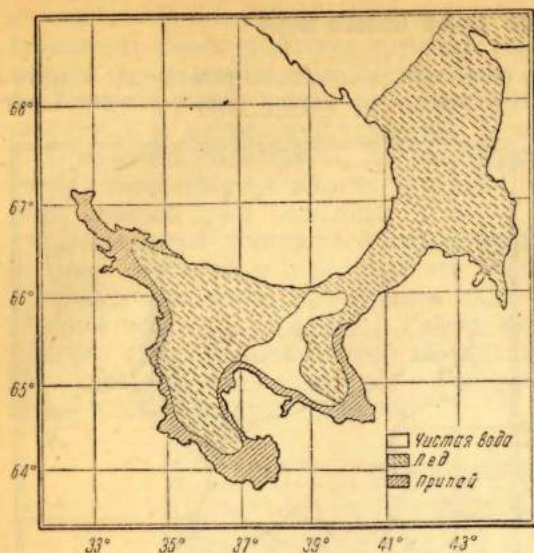


Рис. 173. Состояние льдов на Белом море 17 февраля 1942 г.

берега, другой — вдоль Терского — происходили при южных ветрах.

На рис. 175 показаны осреднённые изобары с 1 по 5 января 1942 г.; получается весьма хорошее совпадение направления изобар и направления дрейфов. Надо лишь подчеркнуть, что такое совпадение направлений дрейфа и изобар получилось именно потому, что на пути своего дрейфа по изобарам льды не встречали препятствий (берегов, островов; припая).

Рассматривая внимательно дрейф тральщика «Т-60», мы видим, что льды двигались не только под влиянием ветра, но и под влиянием приливо-отливных течений, описывая замкнутые кривые большей частью по часовой стрелке. Для того чтобы исключить влияние приливо-отливных явлений, возьмём отрезок дрейфа с 0 часов 2 января по 2 часа 30 минут 4 января, что составит 50 часов, или, другими словами, двое лунных суток. За это время тральщик продрейфовал параллельно оси Горла Белого моря приблизительно на северо-восток около 40 миль, т. е. со скоростью около 0,8 узла или около 1,5 км в час.

Как уже отмечалось, изобары в это время были вытянуты вдоль оси Горла и расстояние между изобарами, проведёнными через 1 мб, было в среднем около 15 км.

Считая, что дрейф прямо пропорционален скорости ветра, а скорость ветра обратно пропорциональна расстоянию между изобарами, получаем

$$c = \frac{A}{x}, \quad (1)$$

где c — скорость дрейфа в км/час,
 x — расстояние в километрах между изобарами, проведёнными через 1 мб,
 A — коэффициент пропорциональности.

Подставляя в формуле (1) $c = 1,5 \text{ км/час} = 36 \text{ км/сутки} = 1\,080 \text{ км/месяц}$ и $x = 15 \text{ км}$, получаем для коэффициента A следующее значение

$$c \text{ (км/месяц)} = 16\,200 \frac{\Delta p}{\Delta x} \text{ (мб/км)}. \quad (2)$$

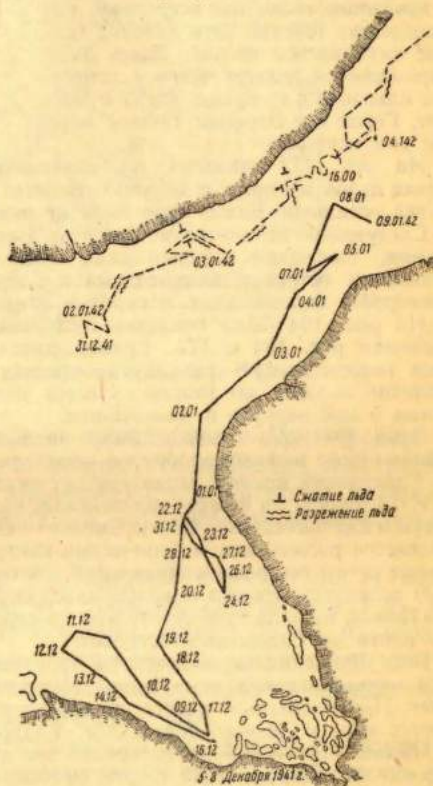
охвативший своим влиянием большую часть европейской части Союза ССР.

С 27 января тому же л/к «Ленин» была поставлена та же задача, что и на период с 12 по 18 января, — вывести застрявшие во льду Двинского залива суда.

То, что было очень трудным для л/к «Ленин» с 12 по 18 января, оказалось для него легко выполнимым в течение 29 января — 4 февраля. При этом ледокол доходил до $65^{\circ}36'$ с. ш. и $39^{\circ}05'$ в. д.

Из этих примеров видно, какое влияние имеет ветер на распределение льдов в Бассейне Белого моря и его заливах, и насколько плавание в этом море даже мощных ледоколов определяется ветрами.

На рис. 174 показаны дрейф парохода «Сорока» (сплошная линия), продолжавшийся с 16 декабря 1941 г. от припая у Молотовска до 8 января 1942 г. у $66^{\circ}09'$ с. ш. и $41^{\circ}00'$ в. д., и дрейф тральщика «Т-60» (пунктир), дрейфовавшего с 1 по 5 января 1942 г. от $65^{\circ}52'$ с. ш. и $38^{\circ}45'$ в. д. до $67^{\circ}04'$ с. ш. и $41^{\circ}30'$ в. д. Оба эти дрейфа — один вдоль Зимнего



Напомним, что мною из анализа дрейфа л/к «Седов» была получена формула

$$c \text{ (км/месяц)} = 13\,000 \frac{\Delta p}{\Delta x} \text{ (мб/км)}. \quad (3)$$

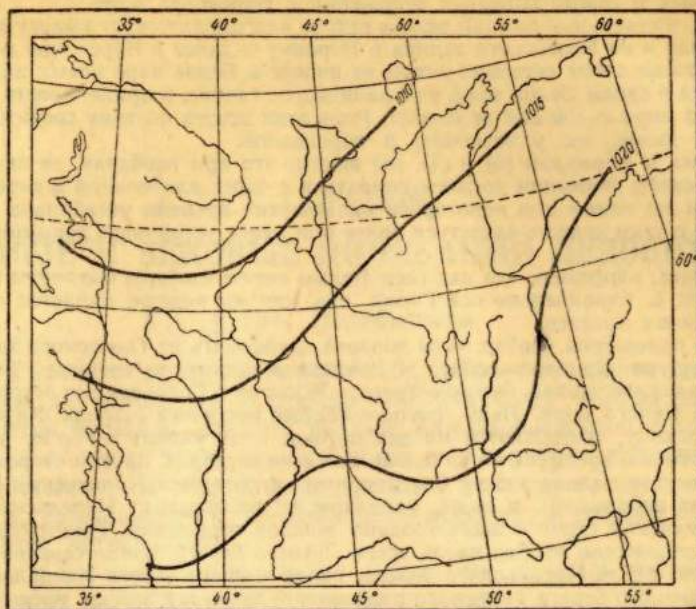


Рис. 175. Осреднённые изобары над Белым морем с 1 по 5 января 1942 г.

Сравнивая формулы (2) и (3), мы видим, что их числовые коэффициенты весьма близки и отличаются друг от друга лишь в пределах точности соответствующих измерений.

Для такого моря, как Белое, удобнее пользоваться не формулой (2), а следующей:

$$c \text{ (км/сутки)} = 540 \frac{\Delta p}{\Delta x} \text{ (мб/км)}. \quad (4)$$

Если мы предположим, что скорость дрейфа льдов происходит по всей ширине Горла (равной приблизительно 46 км) с одной и той же скоростью, то мы получим, что за сутки из Горла Белого моря за рассматриваемое время выносилась следующая площадь льдов

$$q \text{ (км}^2\text{/сутки)} = 46 \text{ км}^2, \quad (5)$$

$$c \text{ (км/сутки)} = 25\,000 \frac{\Delta p}{\Delta x} \text{ (мб/км)}. \quad (6)$$

Формулы (3), (4) и (5) относятся к случаю, когда изобары проходят параллельно оси Горла Белого моря. Но изобары могут проходить в разных направлениях и пересекать Горло под разными углами. В общем случае приближённо мы можем написать

$$c \text{ (км/сутки)} = 540 \cos \beta \frac{\Delta p}{\Delta x} \text{ (мб/км)}, \quad (7)$$

$$q \text{ (км}^2\text{/сутки)} = 25\,000 \cos \beta \frac{\Delta p}{\Delta x} \text{ (мб/км)}, \quad (8)$$

где β — угол между направлением изобар и осью Белого моря. Если область повышенного давления атмосферы находится восточнее Горла Белого моря, то угол β считается положительным, если западнее — отрицательным.

Понятно, что если мы зададимся некоторой средней толщиной выносимых льдов, то получим их объём по формуле

$$V \text{ (км}^3\text{/сутки)} = h \text{ (км)} \times q \text{ (км}^2\text{/сутки)}. \quad (9)$$

Из разобранного примера ясно, какое большое значение имеет Горло для ледового режима Белого моря. В зимнее время, и особенно во вторую половину зимы, здесь господствуют ветры южных направлений, в частности, в Двинском заливе с декабря по апрель юго-восточные, в Мезенском заливе южные с некоторым отклонением к востоку, в Онежском заливе

юго-восточные, в Бассейне, Горле и Воронке юго-западные. Такой режим ветров создается в результате преобладающей в течение зимы синоптической обстановки в районах, прилегающих к Белому морю, а именно, область повышенного давления расположена в районе к северу от Каспийского моря, и исландские циклоны проходят по южной части Баренцова моря. Чем ниже проходят баренцовоморские циклоны, тем резче чувствуется на Белом море влияние северных и северо-западных вторжений с Баренцова моря.

Как видим, нормальный зимний режим ветров благоприятствует выносу льдов из Белого моря через Горло и из Мезенского залива в Воронку и далее в Баренцово море, где льды и растаивают. В то же время северные ветры не вносят в Белое море новых льдов, потому что до апреля, когда в самом Белом море уже начинается таяние, в прилегающих к Воронке районах Баренцова моря льдов ещё не бывает. Роль этих ветров поэтому сводится лишь к перераспределению льдов, их уплотнению и торошению.

Возвращаясь к формулам (6) и (7), мы видим, что при изобарах, не параллельных оси Горла, льды в своём движении должны упираться в берег или припай и торошиться. Естественно, что если мы имеем для некоторого промежутка времени устойчивое положение изобар, то в связи с этим должно создаться более или менее устойчивое движение и распределение льдов.

Предположим, например, что над всем Белым морем изобары вытянуты с юго-запада на северо-восток, т. е. параллельно оси Горла, что, как мы видели, является наиболее естественным для зимних месяцев.

При таком положении изобар льды должны дрейфовать из Онежского залива в Бассейн и от южных берегов Кандалакшского и Двинского заливов к северным. Только льды, выносимые из Онежского залива между островом Жижгин и Соловецкими островами, движутся прямо в Горло Белого моря. Льды, расположенные восточнее острова Жижгин, подойдя к мысу Зимнегорскому, разделяются на два потока: один уходит в Горло, другой частично торошится, частично дрейфует на юг вдоль Зимнего берега. С другой стороны, льды, выносимые из Онежского залива между Соловецкими островами и Карельским берегом (поток, впрочем, весьма небольшой), и льды, уходящие по изобарам от Карельского берега, упираются в Мурманский берег и здесь создают мощное торошение. Таким образом при рассматриваемом положении изобар вдоль всего Летнего берега, вдоль северного берега Соловецких островов, вдоль Карельского берега, вдоль южного берега Кандалакшского залива и вдоль Мурманского берега создаются разрежения льдов и в зимнее время замена старых льдов новыми. С другой стороны, у Кандалакшского и Зимнего берегов образуются уплотнения льдов и их движение, обусловливаемое сгонно-нагонными явлениями.

Действительно, льды в своём движении от южных берегов Белого моря увлекают за собой поверхностный слой воды. В результате у этих берегов создаются сгонные явления, вызывающие, в свою очередь, компенсационные течения, образующие вместе со сгонными течениями вихри с горизонтальными и вертикальными осями. Если первые не сопровождаются горизонтальными движениями льдов, а лишь их торошением, то вторые вызывают дрейф льдов иногда даже в направлении, обратном ветру.

Таким образом общая циркуляция льдов Белого моря определяется синоптической обстановкой и видоизменяется конфигурацией берегов и компенсационными течениями.

В основном льды Белого моря непрерывно разгружаются через Горло Белого моря в его Воронку и далее. Этот вынос льдов иногда увеличивается, иногда уменьшается и только в редких случаях прекращается. В связи с непрерывным выносом более старых льдов у берегов Белого моря непрерывно создаются полыньи, которые в зимнее время затягиваются молодым льдом. Таким образом весной старые льды (ноябрьского и декабрьского происхождения) можно встретить только в наиболее застойных зонах этого моря, а именно у Зимнего берега и у острова Моржовец.

Л и т е р а т у р а: 77.

ГЛАВА XIII

СЕЗОННЫЕ И ВЕКОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ ЛЕДОВИТОСТИ

§ 154. Ледовитость

Мощность ледяного покрова морских бассейнов 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.

Морские бассейны 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 я разделяю 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 происхождения, а приносятся ветрами и течениями из других районов. Так, например, в район к югу от Ньюфаундленда непрерывно приносятся айсберги, рождённые у берегов Баффинова залива и, следовательно, сделавшие предварительно путь в 2 000-3 000 км.

По времени, в течение которого льды встречаются, районы и моря океана я разделяю на ледовые, замерзающие и безлёдные. Ледовые районы, в свою очередь, подразделяются на полярные и субполярные. И в первых, 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 от 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 в продолжение более полугода. Ко вторым принадлежат, например, Финский залив, Азовское море, северная часть Каспийского моря.

В безлёдных районах лёд встречается только при исключительных условиях. Наибольшие аномалии в распределении льдов создаются соответствующими морскими течениями. На рис. 176 показаны средние месячные положения кромки льдов в летнее время в Гренландском и Баренцевом морях. Из карты видно, насколько далёко на север простирается влияние Шпицбергенского и Нордкапского течений.

Относительные скопления льдов (ледяные массивы) в северо-западных частях и более или менее обширные пространства чистой воды в юго-восточных частях Гренландского и Баренцева морей являются характерными для окраинных морей северного полушария с обычным для него циклоническим движением поверх-

ностных вод. Это явление объясняется не только влиянием в эти бассейны тёплых атлантических вод с юга, как это имеет место в Гренландском и Баренцовом морях, но также и тем, что в южных частях окраинных морей таяние льдов и нагревание вод происходят интенсивнее.

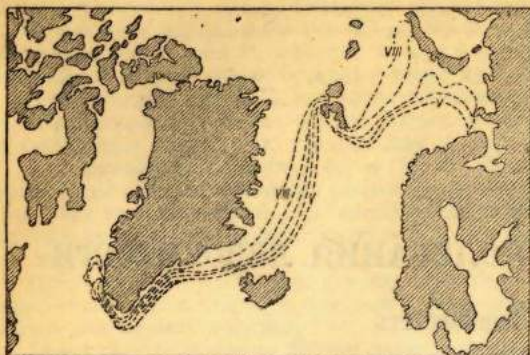


Рис. 176. Средние месячные положения кромки льдов для пяти летних месяцев (апрель-август) в Гренландском и Баренцовом морях.

Циклонические движения 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. В этом отношении весьма характерна так называемая «северная вода» Баффинова залива. Очень часто летом при плавании в северную часть этого залива после нескольких дней или даже недель борьбы со льдами открывается большое пространство чистой воды, простирающейся почти до пролива Смита. Правильное объяснение этому явлению дано Смитом: из пролива на юг идёт довольно быстрое течение, которое взломать образующийся в самом проливе мощный припай не может, но весь лёд, образующийся за зиму южнее пролива, это течение несёт на юг до тех пор, пока он не упрётся в льды центральной части залива.

Таким образом благодаря влиянию морских течений безлёдные районы могут быть расположены в более высоких широтах, чем районы ледо-

гоны.

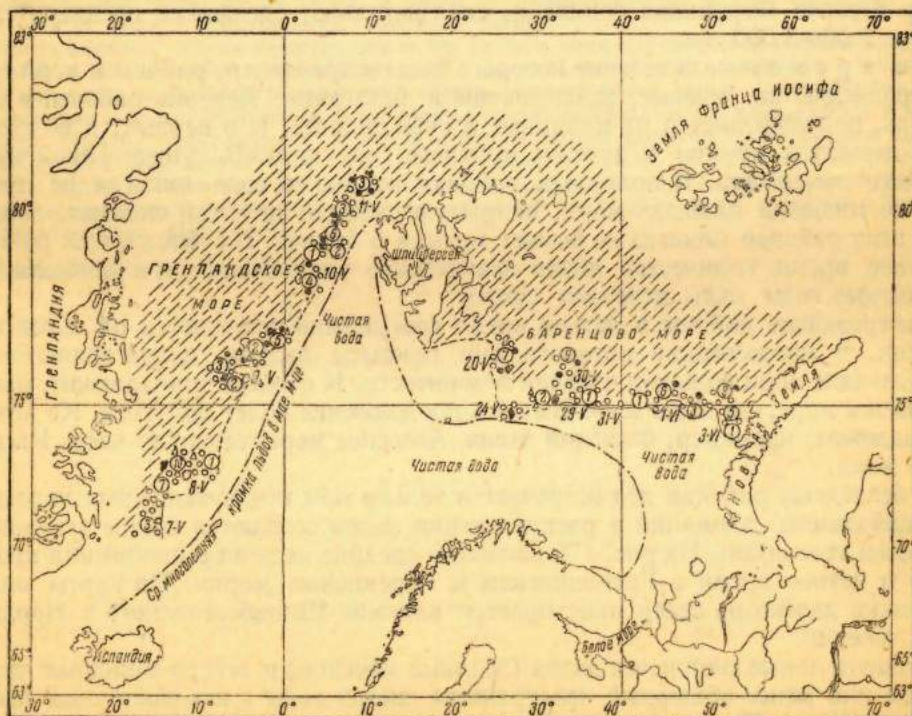


Рис. 177. Состояние льдов в Гренландском и Баренцовом морях в мае 1936 г.

вые. Так, например, район океана у берегов Ньюфаундленда (46° с. ш.), где айсберги, выносимые из Дэвисова пролива, обычно встречаются в течение круглого года, надо считать районом субполярной ледовитости, восточный же район

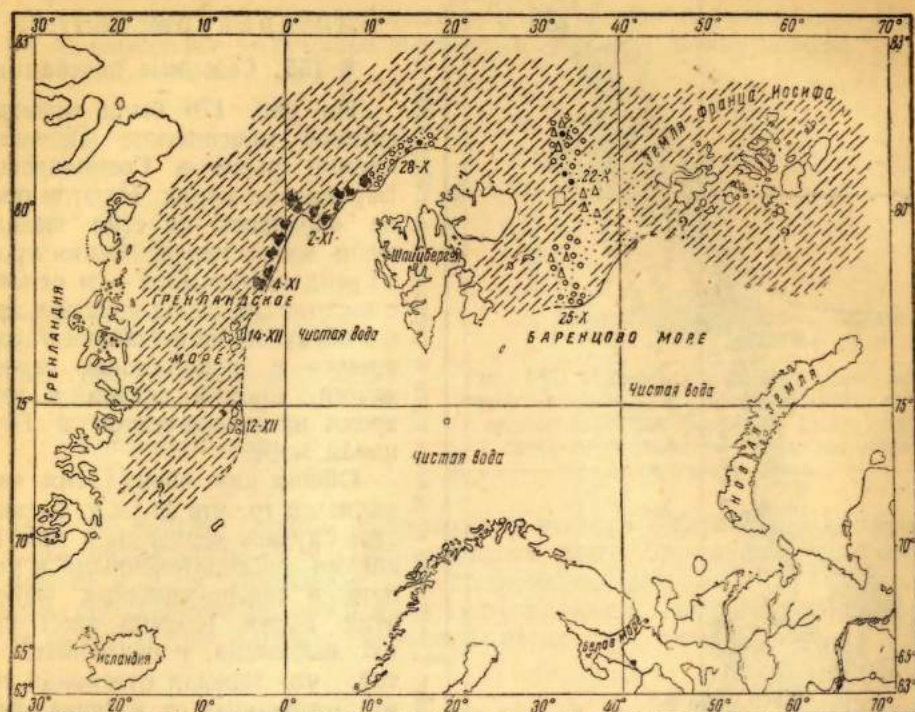


Рис. 178. Состояние льдов в Гренландском и Баренцевом морях в октябре-декабре 1936 г.

Гренландского моря, где благодаря влиянию тёплого Шпицбергенского течения льды вплоть до 80° с. ш. в любое время года встречаются только в виде исключения, надо считать безлёдным районом.

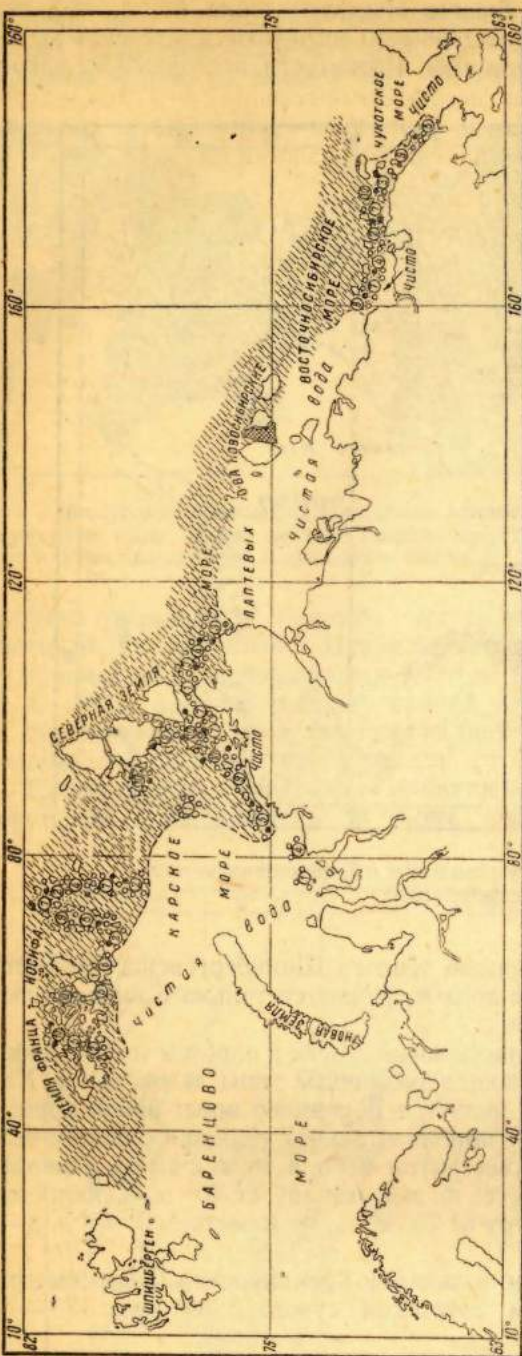
Приведённый пример не является единственным. Даже в одном и том же море, но в разных его районах, иногда встречаются различные типы ледовитости. Характерным примером в этом отношении является Баренцево море: район моря к югу от 75° с. ш. и к западу от 40° в. д. (приблизительно) является районом безлёдным, район же к югу от 75° с. ш. и к востоку от 40° в. д. надо считать замерзающим районом; район к северу от 75° с. ш. и к западу от 40° в. д. является районом полярной, а район также к северу от 75° с. ш., но к востоку от 40° в. д. — районом субполярной ледовитости.

На рис. 177 показано положение кромки льдов в Гренландском и Баренцевом морях в мае 1936 г., по наблюдениям советских судов, а на рис. 178 — в октябре-декабре того же года.

На рис. 179 показано состояние льдов на трассе Северного морского пути в середине сентября 1936 г.

На этих рисунках цифры в кружках означают количество льда в баллах; характер льда (размеры льдин) показан условными обозначениями.

Рис. 179 является более или менее характерным для состояния льдов на морях трассы Северного морского пути в том отношении, что на нём ясно выступают два ледовых района этого пути, определяющие его проходимость. Первый район — район пролива Вилькицкого. К западу от него сказывается влияние Нордкапского течения и стока рек Оби и Енисея, к востоку от него находится район, подверженный влиянию реки Лены. Второй ледовый район — у пролива Лонга. К западу от него находится сравнительно лёгкий в ледовом



отношении приленский район, к востоку — район, находящийся под влиянием Тихоокеанского течения из Берингова пролива.

Литература: 62, 77, 85, 171.

§ 155. Сезонные колебания

На рис. 176 были приведены средние многолетние положения кромки льдов в Гренландском и Баренцовом морях. На этом рисунке обращают на себя внимание очень малые передвижения кромки в Гренландском море — в основном с востока на запад в летнее время и в обратном направлении в зимнее время — и значительные передвижения кромки льдов в летнее время на северо-восток в Баренцовом море.

Общим для обоих этих морей является то, что льды в большинстве случаев держатся в них массивами, сосредоточенными в конце лета в северо-западных районах этих морей. Кромка здесь хорошо выражена, и объясняется это тем, что каждая отдельная льдина, оторванная от массива отжимным ветром, попадая в теплые воды Шпицбергенского или Нордкапского течения, здесь очень быстро тает. Это вызывает быстрое сокращение площади льдов, выносимых из Арктического бассейна в Гренландское море.

На рис. 180 показан, по Бруксу

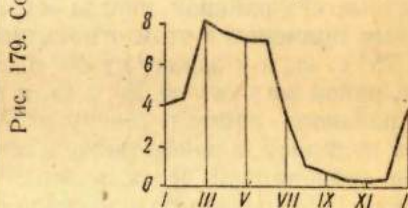


Рис. 180. Среднее количество пловучих льдов, дрейфующих мимо Исландии.

и Кеннеллю, средний сезонный ход ледовитости у берегов Исландии за период 1901-1924 гг., обусловленный пловучими льдами, дрейфующими на юг мимо Исландии вместе с Восточногренландским течением.

На рис. 181 показан, по Мекингу, средний сезонный ход пловучих льдов у берегов Ньюфаундленда. Главный февральский максимум обуславливается здесь приносом льдов из 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. 182 показано среднее сезонное изменение количества айсбергов, выносимых из Дэвисова пролива в район Ньюфаундленда и зарегистрированных Международным ледовым дозором за 1900-1928 гг.

Из приведённых рисунков ясно виден своеобразный сезонный ход количества льдов, выносимых Восточногренландским и Лабрадорским течениями. На всех кривых максимальное количество льдов приходится на летние месяцы.

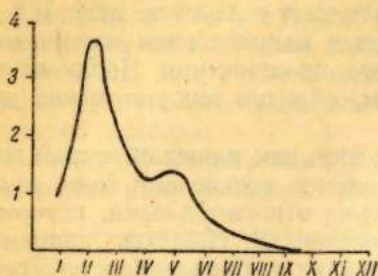


Рис. 181. Сезонные изменения в количестве морских льдов, спускающихся с севера в район к югу от Ньюфаундленда.

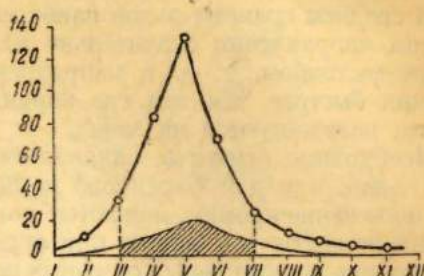


Рис. 182. Среднее число айсбергов: верхняя кривая — к югу от Ньюфаундленда и нижняя — к югу от Больших Банок, по Смиту. Ледовый сезон продолжается с середины марта до середины июля.

Таковую же картину можно наблюдать у южного побережья Шпицбергена, где льды, образовавшиеся в северо-западной части Баренцова моря, огибают мыс Зюдкап и затем, увлекаемые соответствующими ветрами и Шпицбергенским течением, поднимаются на север вдоль юго-западного побережья Шпицбергена иногда до Айсфиорда и выше. Такие льды носят здесь название южных льдов¹.

Таблица 114

Площади чистой воды в летние месяцы в Баренцовом море (1900-1928 гг.)

Месяцы	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Среднее
Тысячи кв. километров . .	350	460	590	860	1060	670
%	26	34	43	63	78	49

В табл. 114 приведены средние многолетние (1900-1928 гг.) площади чистой воды в Баренцовом море в тысячах кв. километров и в процентах от общей площади моря (1360 тыс. км²).

Рассматривая средние месячные положения кромки льдов (рис. 176), мы видим, что они хорошо согласуются с рельефом дна.

Подводные возвышенности являются при прочих равных условиях районами скоплений: здесь раньше всего начинается льдообразование, а таяние за счёт тепла нордкапских вод, благодаря их медленному здесь продвижению, идёт медленнее всего.

Граница льдов с наступлением зимних холодов постепенно продвигается к югу и к западу, причём этот процесс идёт на подводных возвышенностях быстрее, чем на глубоких местах, и к апрелю, когда границы льдов занимают в среднем свое наиболее южное и западное положение, только юго-западная часть моря с глубинами более 200 м остаётся свободной от льдов

¹ Учитывая эти южные льды, иногда охватывающие с юга остров Медвежий, я всегда советую при плавании ранним летом из Мурманска в Баренцбург считать за правило: прокладывать курс из Мурманска на остров Медвежий; если при подходе к острову будут встречены льды, ни в коем случае в них не входить, а следовать на север, оставляя льды справа, хотя бы до самой параллели Баренцбурга (78° с. ш.), и только затем поворачивать в Баренцбург.

К маю граница несколько отодвигается на север и восток и в общем сходна с границей льдов в апреле. Июньская граница, проходя несколько севернее острова Медвежий, проходит к югу от Центральной возвышенности и очень характерно огибает с запада возвышенность у Гусиной Земли. В июле от льда очищается всё Баренцево море южнее 75° и 76° с. ш. В августе граница отодвигается приблизительно на градус севернее.

В среднем граница льдов наиболее быстро отступает с июня по июль и в северном направлении значительно медленнее, чем в направлениях восточном и северо-восточном, т. е. в направлениях прямого продвижения Нордкапского течения быстрее, чем там, где нордкапские воды, образуя циклоническое движение, возвращаются на запад.

Необходимо отметить, однако, что такие понятия, как площади чистой воды или льдов, или для Баренцова моря, например, более южное или более северное положение кромки, являются понятиями весьма относительными, которыми можно пользоваться только при определённых оговорках. Известно, например, что при продолжительных северных ветрах (при циклонах, проходящих на северо-восток между Землёй Франца-Иосифа и Новой Землёй, см. § 138) кромка баренцовоморских льдов спускается к югу, и в таких случаях между скоплениями льда у кромки и Землёй Франца-Иосифа образуются иногда громадные пространства чистой воды.

Так, 13 мая 1936 г. во время перелёта Водопьянова между Землёй Франца-Иосифа и мысом Желания была обнаружена чистая вода, тянувшаяся по маршруту на 250 км. В июне 1937 г. «Садко», следуя с юга к Земле Франца-Иосифа, вышел из льдов на $77^{\circ}30'$ с. ш. и $51^{\circ}20'$ в. д. и дальше 270 км шёл чистой водой. Таким образом часто площадь чистой воды к югу от кромки уменьшается за счёт увеличения площади чистой воды на севере, и наоборот. Отсюда вытекает также, что достижение Земли Франца-Иосифа при очень южном положении кромки баренцовоморских льдов может оказаться иногда значительно более лёгким, чем при очень северном её положении, когда льды у самой Земли Франца-Иосифа могут быть весьма уплотнёнными.

Всё же характерным для Баренцова моря является то, что наиболее лёгкий путь к Земле Франца-Иосифа лежит прямо с юга по большим глубинам (приблизительно на 40° - 50° в. д.). При этом на западе остаются льды, задерживающиеся на малых глубинах возвышенности Персея (Шпицбергенский массив), а на востоке льды, приносимые с северо-востока из северной части Карского моря и задерживающиеся на мелководьях у юго-восточного побережья Земли Франца-Иосифа (северо-восточный массив).

Иное распределение льдов мы наблюдаем в Карском море. Надо считать, что в зимние месяцы практически все это море, так же как и все остальные моря Советской Арктики, покрыто пловучими льдами. Эта картина сохраняется приблизительно до июня, после чего льды начинают распадаться на массивы, главными из которых являются:

- 1) юго-западный или Новоземельский, располагающийся между Новой Землёй и Ямалом;
- 2) северо-восточный, располагающийся к северо-востоку от острова Диксон;
- 3) северный в северной части моря, сливающийся со льдами Центрального Арктического бассейна; ось этого массива проходит по мелководью Садко, разделяющему северную часть Карского моря на две части.

Северо-восточный и северный массивы в некоторые годы не отделяются друг от друга.

Эти главные массивы иногда разделяются на более мелкие.

В силу этого о кромке льдов в Карском море нельзя говорить в том смысле, как это с известными допущениями делается в отношении Гренландского и Баренцова морей.

Существование Новоземельского массива, который в некоторые годы сохраняется до следующей зимы, и передвижение его под влиянием соответствующих ветров то к северу, то к югу, то к востоку, то к западу определяет условия плавания из Баренцова моря в устья Оби и Енисея. Иногда наиболее выгоден южный

путь через Югорский Шар, в других случаях средний — через Маточкин Шар и, наконец, иногда северный путь вокруг северной оконечности Новой Земли. Иногда Новоземельский массив к концу лета совершенно разрушается.

На рис. 183 приведена карта вероятности встречи со льдами в юго-западной части Карского моря в первой половине сентября (по Визе). Карта составлена по наблюдениям за 13 лет. На ней можно проследить существование Новоземельского массива.

На рис. 184 представлена карта вероятности наличия льда в северо-

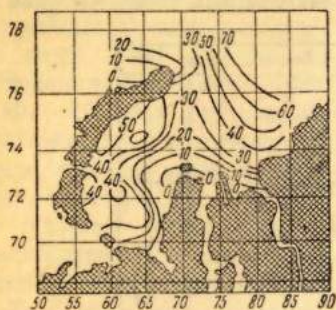


Рис. 183. Вероятность наличия льдов (в процентах) в западной части Карского моря в первую половину сентября.

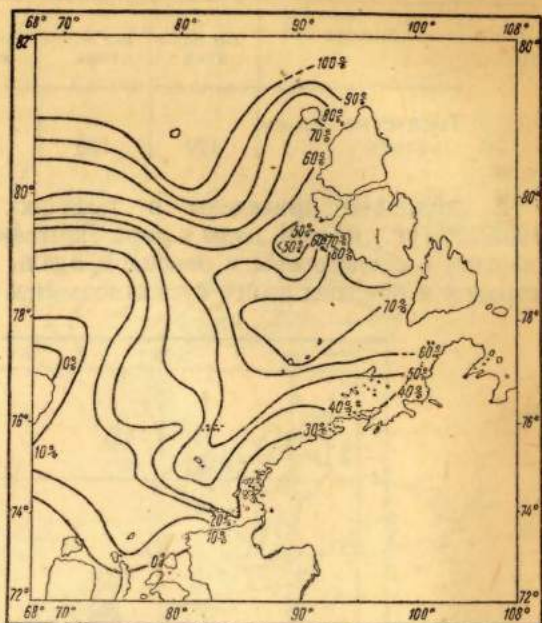


Рис. 184. Вероятность наличия льдов в северо-восточной части Карского моря в навигационный период.

восточной части Карского моря для периода 1930-1936 гг., составленная по моей просьбе Львовым. Надо отметить, что в районе у Новой Земли карта Львова не сходится с картой Визе, так как эти карты составлены для различных периодов.

Таблица 115

Площади чистой воды в летние месяцы в Карском море (1930-1936 гг.).

Месяцы	Июль	Август		Сентябрь		Среднее
	2-я половина	1-я половина	2-я половина	1-я половина	2-я половина	
Тысячи кв. километров	270	360	490	620	720	490

В табл. 115 приведены в тысячах кв. километров площади чистой воды в Карском море за 1930-1936 гг. (по вычислениям Белинского).

В отличие от Баренцева моря, где площадь чистой воды никогда не наблюдалась меньше 120 000 км², в Карском море уже в ноябре почти всё море сплошь покрывается пловучими льдами. Долше всего чистая вода сохраняется в проливе между Землёй Франца-Иосифа и Новой Землёй благодаря теплу и однородности вливающих сюда тёплых нордкапских вод.

Море Лаптевых в летнее время характерно Таймырским ледяным массивом, спускающимся к югу вдоль восточных берегов Северной Земли и Таймырского полуострова. Этот массив в некоторые годы спускается к югу вплоть до материка, иногда отступает на север, оставляя проходы для судов вдоль берега, а иногда распадается в своей южной части на более мелкие массивы, отделённые друг от друга пространствами чистой воды.

Площади чистой воды в летние месяцы в море Лаптевых (1932-1936 гг.)

Месяцы	Июль	Август		Сентябрь		Среднее
	2-я половина	1-я половина	2-я половина	1-я половина	2-я половина	
Тысячи кв. километров	130	180	310	370	400	280

В табл. 116 приведены в тысячах кв. километров средние площади (1932-1936 гг.) чистой воды в море Лаптевых (по вычислениям Белинского). Эти площади сосредоточены в основном вдоль западных побережий Новосибирских островов и обязаны своим существованием в первую очередь теплу речных вод.

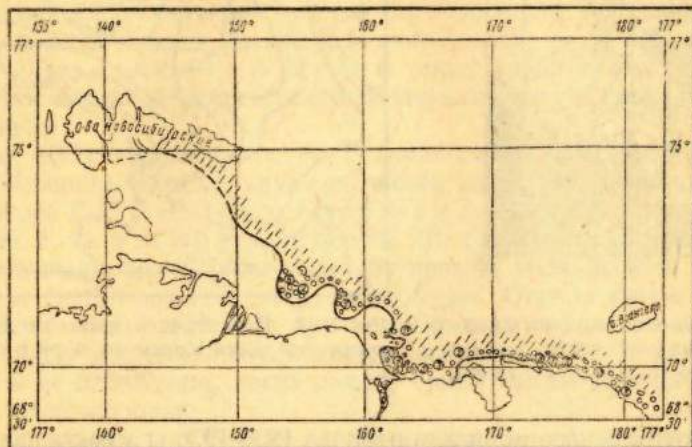


Рис. 185. Состояние льдов в Восточносибирском море в конце июля-начале августа 1934 г.

В Восточносибирском море кромка льдов ярко выражена. В летнее время она тянется от Новосибирских островов к островам Медвежьим. Таким образом прибрежное пространство чистой воды постепенно сужается от запада к востоку.

В качестве характерного примера приводится состояние льдов в Восточносибирском море в конце июля-начале августа 1934 г. (рис. 185). Сезонный ход

ледовитости сказывается здесь в отодвигании кромки в течение лета к северу.

Таблица 117

Площади чистой воды в летние месяцы в Чукотском море (1924-1938 гг.)

Месяцы	Июль	Август	Сентябрь	Среднее
Тысячи кв. километров	172	237	290	250

117 — средние месячные площади чистой воды за 1924-1938 гг. Сопоставление рис. 186 и табл. 117 даёт ясное представление о ходе ледовитости и о влиянии тихоокеанских вод на режим этого моря.

При рассмотрении приведённых рисунков и таблиц надо помнить, что все они для мореплавания имеют лишь относительное значение. Определяющим для мореплавания является не количество льда на всей площади моря, а его распределение вдоль по трассе Северного морского пути.

На рис. 186 представлена карта вероятности наличия льдов за навигационный период в Чукотском море, составленная, по наблюдениям 1930-1936 гг., а в табл.

Из табл. 114-117 вытекает, что в среднем в морях Советской Арктики, начиная от Баренцова моря и до Чукотского, ежегодно растаивает 1 500 000 км² льда. Если принять среднюю толщину льда (учитывая полыньи) равной 2 м, то получим 3 000 км³ льда.

Л и т е р а т у р а: 32, 77, 85, 147, 150, 160, 171.

§ 156. Вековые колебания

Приведённые выше 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, причём лишь в некоторых случаях эти отклонения удаётся объяснить, в большинстве же случаев они остаются пока необъяснимыми. 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 Баренцова моря характерно ледовое «извержение» 1929 г., когда отдельные айсберги доходили до берегов Мурмана. Наибольшее количество пловучих льдов в Баренцовом море отмечено в 1901, 1912, 1917 гг.¹ Наоборот, 1930, 1931 и 1932 гг. были исключительно малоледовиты.

В районе к югу от Ньюфаундленда 1881, 1917, 1924, 1931 гг. были весьма малоледовиты, а 1890, 1909, 1912 гг. и в особенности 1929 г. были годами ледовых «извержений».

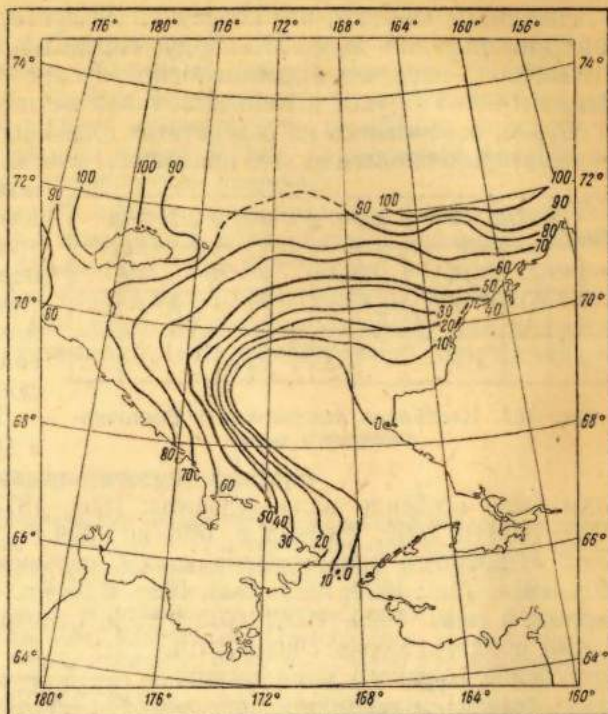


Рис. 186. Вероятность наличия льдов в Чукотском море в навигационный период.

Т а б л и ц а 118

Максимальные и минимальные площади чистой воды в тысячах кв. километров в августе в морях Советской Арктики				
Море . . .	Баренцово	Карское	Лаптевых	Чукотское
Годы . . .	1900-1928	1930-1936	1932-1936	1924-1938
Максимальные площади . .	1333	720	290	307
Минимальные площади . .	816	180	100	151

В табл. 118 приведены максимальные и минимальные площади открытой воды в августе в морях Советской Арктики. Из таблицы видно, насколько значительно колеблется от года к году количества льдов и площади чистой воды.

¹ В середине августа 1903 г. западная кромка льдов в Печорском море тянулась от Гуляевских кошек к западному берегу Новой Земли и далее 30-мильной полосой на север вдоль западного побережья Новой Земли до Маточкина Шара.

Естественно, что для объяснения подмеченных аномалий выдвигался ряд гипотез, но пока все они по мере удлинения срока наблюдений и накопления данных оказываются несостоятельными.

Некоторые считают, что колебания ледовитости периодичны. Так, для гренландских пловучих льдов Мейнардус определил периодичность в 4,5 года. Брукс и Кеннелль, пересчитав данные Мейнардуса, считают период равным 4,76 года. Независимо от Брукса и Кеннелля такой же период получил Визе.

Бурке, основываясь на результатах плавания судов в Карском море, а также на некоторых биологических признаках, считал, что для льдов Карского моря



Рис. 187. Колебания ледовитости в Восточно-сибирском море.

можно наметить два периода: один—тридцатилетний и другой—трёхлетний; тёплые тридцатилетние периоды сменяют холодные тридцатилетние, и на общем холодном или тёплом фоне каждый третий год является сравнительно малоледовитым.

Таким образом, по Бурке, период с 1869 г. по 1898 г. был для Карского моря тёплым, и следующие

годы были особенно мало ледовиты: 1869, 1872, 1875, 1878, 1881, 1884, 1887, 1890, 1893 и 1896. Период с 1899 по 1929 г. был холодным, но следующие

годы отличались сравнительно малой ледовитостью: 1899, 1902, 1905, 1908, 1911, 1914, 1917, 1920, 1923, 1925, 1926. С 1929 г., по Бурке, опять начался тёплый период, и годы 1929, 1932, 1935 и т. д. отличаются малым количеством льда. Таким образом Бурке считал, что потепление Карского моря достигнет своего максимума около 1943-1944 гг., а похолодание начнётся только с 1959 г.

Визе, проанализировав ледовитость морей к востоку от Колымы и к северу от Берингова пролива с 1906 г. по 1924 г., считает, что подмеченная чукчами периодичность ледовитости в 4-5 лет подтверждается и в среднем составляет 4,6 года (рис. 187), т. е. почти в точности равна периодичности у берегов Исландии.

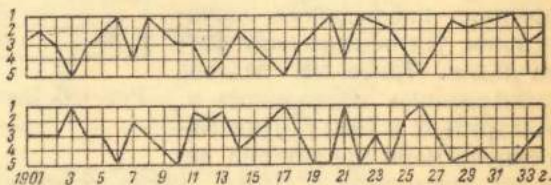


Рис. 188. График сравнительной ледовитости Карского моря (верхняя кривая) и моря к востоку от Колымы (нижняя кривая).

На рис. 188 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 пятибалльной системе. Несмотря на неполноту данных и не совсем надёжную оценку ледовитости отдельных лет, закон «ледовой оппозиции» названных морей — малой ледовитости Карского моря соответствует большая ледовитость Чукотского моря, и наоборот, по Итину, выступает с достаточной наглядностью.

Лично я в своих исследованиях ледовитости морей Советской Арктики периодичность малых периодов подметить не мог.

Л и т е р а т у р а : 22, 32, 34, 77, 78, 119.

§ 157. Некоторые факторы, определяющие ледовитость Северного Ледовитого океана

Учитывая факторы, управляющие ледовитостью Северного Ледовитого океана, мы можем условно разделить их на несколько групп. Одни могут действовать в одну и ту же сторону в течение очень длительных промежутков времени и связаны с изменениями климата земного шара. К таким относятся факторы астрономические и геологические. Вторые действуют на протяжении ряда, а иногда

и десятков лет и связаны с колебаниями климата. К таковым относятся временные изменения в общей циркуляции атмосферы и гидросферы на всём земном шаре. Наконец, к третьим относятся факторы, изменяющие ледовитость от года к году. К таковым относятся временные изменения циркуляции атмосферы и гидросферы в самом Арктическом бассейне и в областях воздушных и океанических центров действия, оказывающих наибольшее влияние на режим Северного Ледовитого океана. Понятно, что последняя группа факторов представляет наибольший практический интерес. Не надо только забывать, что колебания ледовитости от года к году накладываются на определённый фон, создаваемый факторами, действующими в течение больших промежутков времени.

Не надо также забывать о влиянии океана, сглаживающем резкие колебания условий в атмосфере. Это замечание относится в особенности к влиянию районов океана, обширных, глубоких и однородных, так как только в таких районах поглощаются и отдаются количества тепла, достаточные для существенного изменения синоптических процессов. Из этого положения вытекает всё значение Атлантического течения и его ответвлений, отвечающих всем перечисленным условиям.

Л и т е р а т у р а : 77.

§ 158. Астрономические факторы

Из астрономических факторов, влияющих на ледовитость, наибольший интерес представляют изменения в активности Солнца, связанные с 11-летним периодом солнечных пятен, и периодические изменения во взаимном расположении Земли, Луны и Солнца.

Клейтон указывает на влияние количества солнечных пятен на барический рельеф, а следовательно, на распределение осадков. Колебания уровня некоторых озёр, зависящие главным образом от количества осадков, дают удивительные совпадения с ходом солнечных пятен. Замечательно, что Ладозское озеро, например, более многоводно при минимуме пятен, чем при максимуме, в то время как озеро Виктория в Средней Африке, наоборот, что объясняется именно разным барическим рельефом, создающимся для этих озёр в результате солнечной деятельности.

Несколько далее в своих исследованиях идёт 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 35-летними 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. В связи с этим в своей работе (напечатанной в 1928 г.) Мемери предупреждал о суровых зимах, ожидаемых в 1929 и 1930 гг., что, как мы знаем, особенно ярко и подтвердилось для зимы 1929/30 г.

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, причём годовые максимумы приходятся то на лето, то на зиму. В 1928 г. максимум солнечной деятельности пришёлся на август, что и вызвало положительные отклонения температур этого лета. Тогда, когда минимумы солнечных пятен приходятся на зиму, надо ожидать отрицательных отклонений температуры зимы.

При изучении векового хода уровня океана 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 всём 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. годах.

Последние американские исследования показали, что повышения или понижения среднего годового уровня происходят на всём 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.

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 приливов-отливов силы Луны и Солнца.

Но изменения уровня, и притом одновременно на большом пространстве океана, вызываются большими перемещениями соответствующих водных масс. Эти перемещения по своему характеру напоминают перемещения при ветровых сгонно-нагонных явлениях. Наступающие на берег воды 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 сгонно-нагонных явлений с ветровыми заключается ещё в том, что сравнительно малые изменения поверхностного уровня сопровождаются очень большими по амплитуде поднятиями и опусканиями глубинных вод.

Впервые на приливо-отливные внутренние волны большого периода обратил внимание Петтерсон при изучении сезонных вертикальных колебаний солёности в Датских проливах и одновременно связал период этих колебаний с периодами астрономических явлений.

Дануа назвал приливные нагоны трансгрессиями и, сопоставив выводы Петтерсона, Лаллемана, Превю и других, нашёл, 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, нашёл период 111 лет, Дарси Томсон нашёл, что максимальные уловы рыбы у Эдинбурга случаются через 18,6 года 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 от Земли до Солнца. В такие моменты приливообразующая сила достигает своей максимальной величины, и вследствие этого 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 океанологические 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, Восточногренландское течение было так же свободно от льдов, как Восточноисландское полярное течение в настоящее время, и мимо мыса 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. Одновременно с этим начались очень суровые зимы в Норвегии и катастрофические наводнения на восточных берегах Северного моря.

Л и т е р а т у р а: 62, 77, 101, 148, 149, 159, 163.

§ 159. Геологические факторы

Обсуждению влияния геологических факторов на ледовитость Северного Ледовитого океана много внимания уделял Нансен. Он считал очевидным, что океанологические условия в Арктическом бассейне оказывают большое влияние на климат.

Арктические воды малой солёности и низкой температуры защищают нижележащие атлантические воды от охлаждения и таким образом делают климат Арктики более суровым.

Если бы этого слоя не было, вертикальная циркуляция протекала бы более интенсивно и это отчасти усиливало бы поступление атлантических вод в Арктический бассейн.

Нансен, считая, что слой поверхностных арктических вод образован частью осадками и главным образом береговым стоком, пришёл к заключению, что если бы в ранние геологические периоды сибирские и американские реки впадали в Тихий или Атлантический океан, то поверхность Арктического бассейна была бы теплее. Но вряд ли, прибавляет Нансен, такие большие изменения в направлении берегового стока имели место в сравнительно недавние геологические периоды. Мне представляется, что Нансен роль берегового стока в этом отношении несколько преувеличивал. Действительно, мы видели, что благодаря повторному таянию и замерзанию и другим причинам поверхностные арктические воды в центральной части Арктического бассейна более распреснены, чем на периферии.

Другой причиной изменения климата Нансен считал возможные изменения глубин и очертаний берегов и морского дна в северных морях.

Подводные хребты между Гренландией, Исландией и Норвегией, а также между Новой Землёй, Землёй Франца-Иосифа, Шпицбергенем и Гренландией несомненно задерживают водообмен между Атлантическим океаном и Арктическим бассейном.

В недавние геологические периоды, повидимому, бывали колебания уровня моря у побережья северной Атлантики, Норвежского моря и Арктического бассейна, достигавшие амплитуды, по крайней мере, в 1000 м.

Понижения суши и дна моря влекли за собой смягчение климата в арктических областях, в особенности в Скандинавии и отчасти в Северной России и Сибири.

С другой стороны, понижение уровня моря, скажем на 500 м, вызвало бы ещё большие перемены. Баффиново, Гренландское и Норвежское моря были бы почти полностью отрезаны от Атлантического океана: тёплые атлантические воды не входили бы в эти моря, и льды из

этих морей не выносило бы в Атлантику. При таких условиях в Скандинавии начался бы ледниковый период, и её климат стал бы таким же, как теперь в южной Гренландии.

Всё же, по мнению Нансена, такие колебания уровня моря или другие изменения в циркуляции гидросферы в северных морях не могут объяснить громадные изменения климата, отмеченные геологами на Шпицбергене, Новосибирских островах, в западной Гренландии и т. д.

Литература: 62, 77, 165.

§ 160. Климатические факторы

Для объяснения как кратковременных, так и длительных отклонений ледовитости от нормы и связи с изменениями режима гидросферы и атмосферы вполне законченных и общепризнанных гипотез пока не существует, что объясняется необычайной сложностью вопроса. Действительно, если режим пассатов в Атлантическом океане, например, влияет на режим Гольфстрима, а напряжённость юго-западной воздушной тяги влияет на режим Атлантического течения, то, с другой стороны, Гольфстрим и Атлантическое течение создают максимальные аномалии давления и температур воздуха, 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 режимы воздушных масс.

Благодаря работам Нансена мы знаем, что холодные и опреснённые поверхностные воды центральной части Арктического бассейна подстилаются тёплыми атлантическими водами. Скорость продвижения этих тёплых вод на восток мы можем определить из следующих соображений, подтверждённых, в частности, исследованиями Добровольского. Считается, что требуется около четырёх лет для продвижения полярных льдов с востока на запад—от Берингова пролива до Гренландского моря. 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 тёплых, то более холодных глубинных атлантических вод вдоль материкового склона сибирского побережья на состояние льдов в соответствующих районах ещё далеко не выяснено. Всё 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, и, во-вторых, потому, что эти воды (перемешавшись с другими водами) на определённых участках выходят на поверхность моря в результате сгонных явлений, вызванных теми или иными причинами.

Если же допустить периодические выходы на поверхность моря то более тёплых, то более холодных вод, то придется допустить и зависящие от них колебания в ледовитости соответствующих районов Арктического бассейна.

Эти рассуждения должны быть дополнены следующим образом. Наличие аномально тёплых или аномально холодных вод в том или ином районе моря вызывает аномальное распределение метеорологических условий, в частности барического рельефа, и как следствие распределение ветров. Но если 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. Поэтому понятны попытки найти эту зависимость из наблюдений над ледовитостью и барическим рельефом.

Мейнардус пришёл к заключению, что слабая воздушная циркуляция в северной Атлантике в августе-феврале создаёт 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 поперёк ледяного потока у берегов Лабрадора в предшествующую зиму.

Лесгафт, исследовав состояние льдов в Карском море с 1869 по 1911 г., установил, что при относительно благоприятном состоянии льдов на севере и на юго-востоке Баренцова моря благоприятные условия устанавливаются также в северной части Карского моря, к северу от северной оконечности Новой Земли и в Маточкинм Шарфе, и наоборот. Исходя из этих положений, Лесгафт заключил, что в этих частях Ледовитого океана состояние льдов управляется одной общей причиной. Состояние же льдов в южной части Карского моря от состояния льдов Баренцова 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 Баренцовом море в последующем августе, и наоборот.

Перечисленные 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

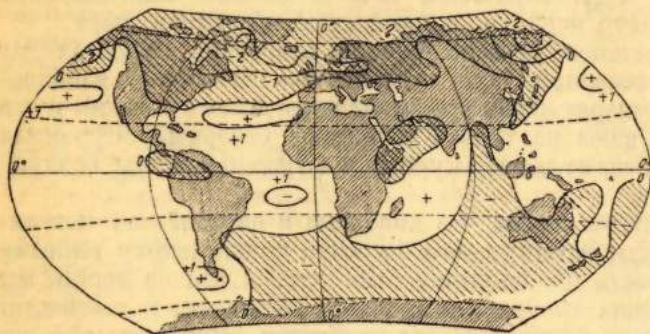


Рис. 189. Аномалии атмосферного давления за десятилетие 1921-1930 гг. (в миллибарах) по Шерхагу.

и последующим распределением давления в Западной Европе. Надо отметить, что такие противоречия являются только кажущимися, так как, как уже неоднократно отмечалось, общая циркуляция атмосферы и общая циркуляция и тепловой режим океана тесно связаны друг с другом.

В конечном итоге для европейско-атлантического сектора Арктики различные комбинации взаимо-

действия 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 1921 до 1930 г. исландская и алеутская депрессии в зимнее время углубились почти на 5 мб, а давление во всей субтропической зоне возросло (рис. 189). Соответственно с этим возрос и перенос морского полярного воздуха из Атлантики на Баренцово море.

С другой стороны, сами по себе более тёплые атлантические воды и отсутствие льдов вызывают усиленную атмосферную циркуляцию, и пути циклонов проходят соответственно севернее. Более северные пути циклонов создают более тёплые условия в европейско-атлантическом секторе Арктики.

Л и т е р а т у р а : 29, 49, 77, 99, 100, 161, 162, 170.

§ 161. Синоптические и океанологические факторы

Мы уже видели, что в общем случае ледовитость данного района складывается из ледовитости, обусловливаемой местными льдами, и из ледовитости, обусловливаемой лёдообменом с прилегающими морями.

Ледовитость, обусловливаемая местными льдами, зависит:

1) от метеорологических условий (в самом широком смысле этого слова) в период льдообразования и таяния;

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, вследствие сдвига фаз в этих условиях.

Ледовитость, определяемая местными льдами, легче поддается анализу. Действительно, здесь в первом приближении мы можем считать, что главными факторами, определяющими ледовитость, являются следующие:

а) Ледовитость и температура бассейна к началу зимнего охлаждения. Чем меньше эта ледовитость и чем выше температура моря, или, точнее, чем больше показатель замерзаемости, тем, естественно, меньшую ледовитость мы можем ожидать на будущий год.

б) Синоптические условия в период охлаждения и льдообразования. Решающими факторами в это время являются температуры воздуха и сила ветра. Скорость охлаждения моря прямо пропорциональна суровости погоды, зависящей от температуры воздуха и силы ветра, а толщина льда, образующегося при спокойном нарастании, пропорциональна числу градусной мороза. Кроме того, чем сильнее ветры, тем сильнее идёт 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. Поэтому понятно, что чем меньше число градусной мороза, чем меньше суммарная суровость погоды в периоды охлаждения и льдообразования и чем меньше показатель неспокойности атмосферы, тем меньшую ледовитость мы можем ожидать на будущий год.

в) Синоптические условия в период ослабления льда. Решающими факторами в это время 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 ослабляются льды (что достигается температурой воздуха, его влажностью и солнечной радиацией) и чем раньше происходит вскрытие (что всегда ускоряется ветром), тем меньшую ледовитость моря можем мы ожидать.

г) Синоптические 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 своё 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 тёплого воздуха над льдами над последними образуется сравнительно тонкая холодная воздушная подушка. При достаточной силе ветра эта подушка уничтожается. Таким образом, чем сильнее ветер и чем изменчивее его направление в период разрушения льдов, иными словами, чем больше показатель неспокойности атмосферы, тем меньшую ледовитость можем мы ожидать в период навигации, если последняя в данном районе вообще возможна.

д) Синоптические условия в период навигации. При малой ледовитости данного моря в данном году синоптические 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 океанологическим процессам, сезонные и вековые колебания, а внутри каждого года — в известных пределах — смещение фаз. Эти изменения могут выражаться как в объёмной, 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 Карского, Лаптевых и Восточносибирского 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 лёдообмен с соседними морями.

В Баренцовом море преобладают льды местного происхождения. Вынос льдов из этого моря и принос льдов из Северного Ледовитого океана и 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.

В Карском море, кроме синоптических условий, для его южной части имеет большое значение режим Оби и Енисея и других рек. Лёдообмен с Баренцовым морем незначителен, и приход-расход льда почти равен нулю. Иначе обстоит дело с лёдообменом 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 значительны, и именно эти колебания особенно в преднавигационный период, пожалуй, играют наиболее значительную роль в ледовом режиме этого моря.

Эти колебания и вынос льдов определяются не только колебаниями в гидрометеорологическом режиме самого Карского моря, но и связаны с циркуляцией воздушных масс над прилегающими частями океана, над морями Баренцовым и Лаптевых и в особенности над центральной частью Северного Ледовитого океана.

В северо-западной части моря Лаптевых наибольшую роль играет принос льдов из Карского моря и Северного Ледовитого океана, в юго-восточной — 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.

Восточносибирское море островами и, повидимому, мелководьями защищено от приноса с севера льдов, поэтому его ледовитость зависит главным образом от гидро-метеорологических условий. Иначе обстоит дело с проливом Лонга и Чукотским морем. Режим ветров летнего времени определяет в основном, будет ли оно весьма ледовитым в течение навигации или совершенно безлёдным.

Соответствующие наблюдения и исследования показывают, что наибольшее влияние на ледовитость арктических морей во время навигации оказывают весенние процессы. Арктическая навигация 1943 г. началась необычайно рано и протекала в весьма благоприятных условиях. В связи с этим представляют интерес следующие данные.

На рис. 190 показаны аномалии схода с 1943 г. снежного покрова в Сибири. В некоторых районах снежный покров сошел на 30 дней раньше нормы. Это обстоятельство является весьма благоприятным. Действительно, при этом воздушные массы, приносящиеся в Арктику с юга, на своём пути уже не тратят своего тепла на плавление снега. Кроме того, обнажённые от снега почвы хорошо поглощают солнечную радиацию и передают накопленное тепло воздуху.

На рис. 191 показаны аномалии вскрытия рек бассейна Северного Ледовитого океана. За исключением рек Оленёк и Хатанга, у которых вскрытие устьев задержалось наступившим в июне некоторым похолоданием, вскрытие рек в 1943 г. везде произошло в среднем на 10 суток раньше нормы. В отдельных случаях аномалия доходила до 17 дней. Характерно, что, как правило, вскрытие

рек проходило при невысоких уровнях. Это обстоятельство доказывает, что в процессе вскрытия рек главную роль играли не динамические (гидравлический напор стекающего паводка), а термические факторы (положительные аномалии температур воздуха). Понятно, что чем раньше происходит вскрытие рек, тем раньше начинает сказываться благоприятное влияние берегового стока.

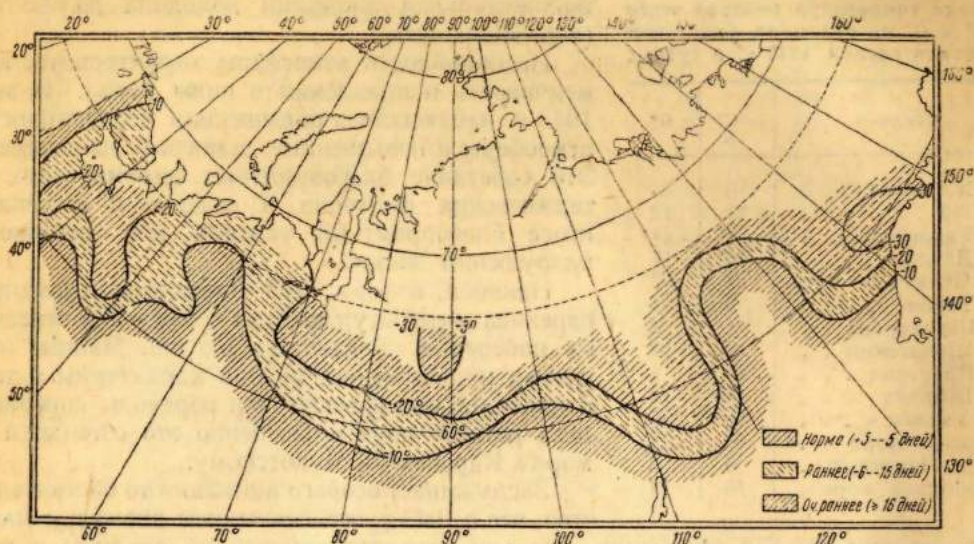


Рис. 190. Аномалии схода снежного покрова в Сибири весной 1943 г. (в днях).

На рис. 192 показаны аномалии температур воздуха над советскими арктическими морями в мае 1943 г. Как видно из рисунка, все моря, за исключением северной части Баренцева моря, были охвачены положительной аномалией, причём на побережье Чукотского моря эта аномалия превысила на $6^{\circ},6$ норму.

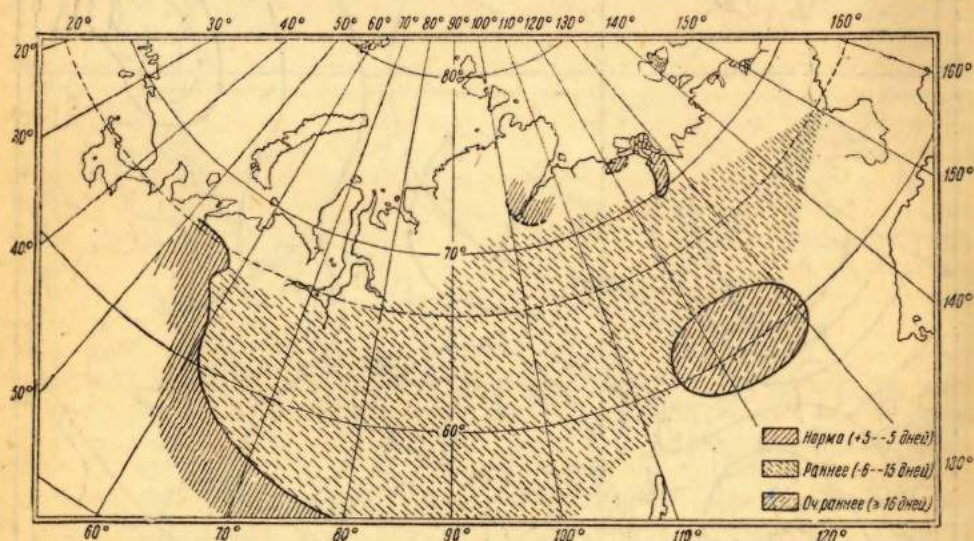


Рис. 191. Аномалии вскрытия советских рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, весной 1943 г. (в днях).

На рис. 193 показаны аномалии давления атмосферы в мае 1943 г. Область наибольшей отрицательной аномалии (до 8 мб) располагалась к северу от Северной Земли. Это создало в районе к западу от Новосибирских островов усиление переноса воздушных масс с запада на восток и в районе к востоку от Новосибирских островов усиление переноса с юга на север.

На рис. 194 показаны в миллибарах аномалии неспокойности атмосферы. Из рисунка видно, что в мае 1943 г. эта неспокойность была весьма высокой на всех морях Советской Арктики. В то время как средняя для мая неспокойность атмосферы колеблется в пределах 2,7-4,5 мб, в мае 1943 г. положительная аномалия доходила до 2,5 мб (мыс Желания).

Таблица 119

Отклонения от средних дат перехода температур воздуха через -2° и 0° на станциях Советской Арктики весной 1943 г. в сутках

Станция	-2°	0°
м. Желания . . .	6	—
Юшар	13	12
о. Уединения . .	7	24
о. Диксон	15	17
м. Челюскин . . .	8	17
б. Тикси	9	3
м. Шалаурова . .	4	2
м. Шелагский . .	13	10
о. Врангеля . . .	15	8
м. Шмидта	15	12
м. Уэллен	19	25
Карское море . .	10	17
Море Лаптевых .	6	3
Чукотское море .	16	14

Неспокойность атмосферы характеризует изменчивость направления и силы ветра. В мае 1943 г. наблюдались повышенная неспокойность атмосферы и повышенные температуры воздуха. Это сочетание благоприятных динамических и термических факторов и создало в конечном итоге благоприятные условия для весеннего разрушения льдов.

Наконец, в табл. 119 приведены аномалии перехода температур воздуха через -2° и через 0° на побережье Ледовитого океана. Данные эти весьма приближены, но они характерны в том отношении, что повсюду эти переходы совершились раньше нормы. Особенно это относится к морям Карскому и Чукотскому.

Заслуживает особого внимания то обстоятельство, что в 1943 г. все замеченные аномалии были благоприятными для навигации, что они распространялись на все моря и что в действительности навигация 1943 г. по всей трассе Северного морского пути

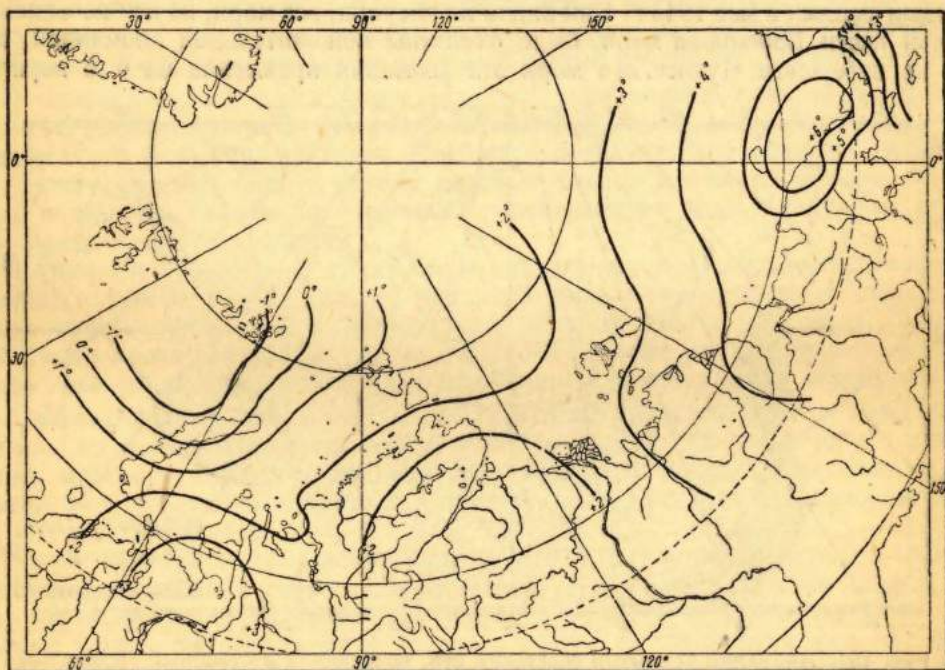


Рис. 192. Аномалии температур воздуха над советским сектором Арктики в мае 1943 г. (в градусах).

оказалась весьма лёгкой. Общая площадь чистой воды в конце навигации в морях Карском, Лаптевых, Восточносибирском и Чукотском достигала почти

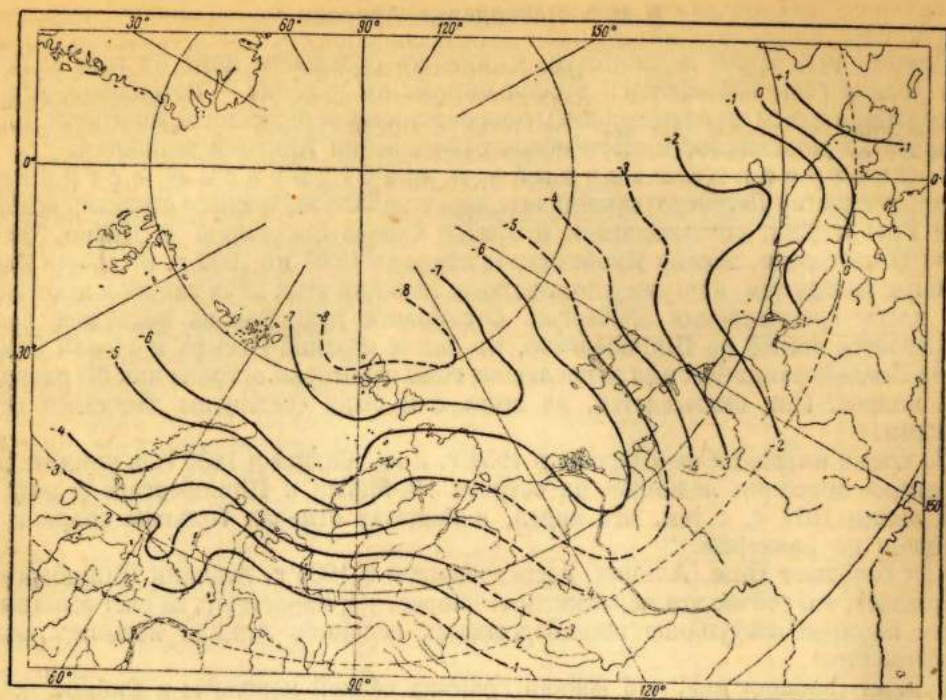


Рис. 193. Аномалии распределения давления атмосферы над советским сектором Арктики в мае 1943 г. (в миллибарах).

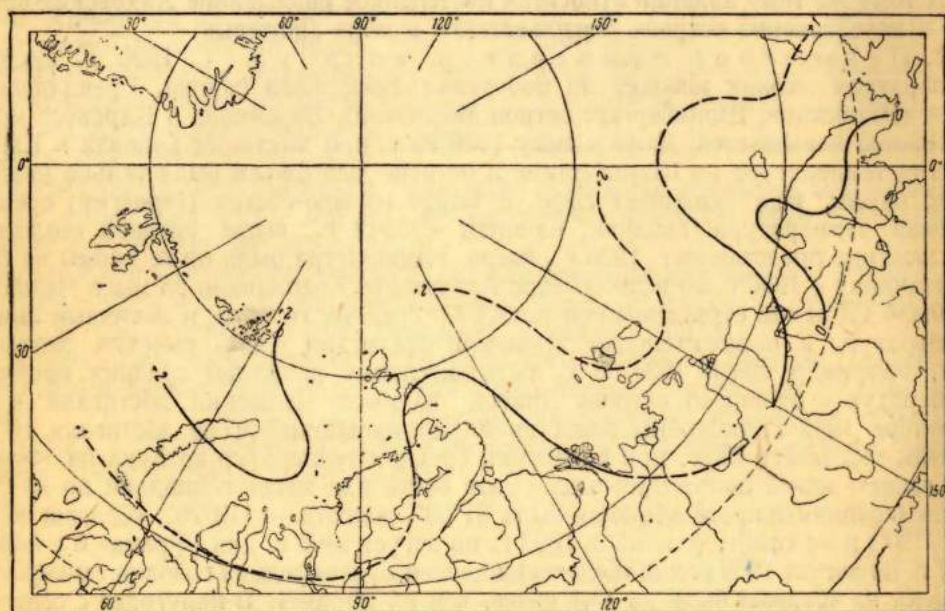


Рис. 194. Аномалии неспокойности атмосферы над советскими арктическими морями в мае 1943 г. (в миллибарах).

2000 000 км², что представляется небывалым в истории Арктики. Ледовая оппозиция морей Карского и Чукотского (о которой упоминалось в § 156) в 1943 г. места не имела.

Литература: 27, 58, 62, 77.

Помимо колебаний ледовитости в каждом отдельном море от года к году, в последние годы наблюдается весьма интересное явление — потепление Арктики, сказывающееся на постепенном и повсеместном уменьшении 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, спускающиеся в бухты Северо-Восточную и Диско, отступают. В частности, ледник Якобсхавн за период с 1880 по 1902 г. отступил почти на 20 км; между тем, как уже упоминалось, 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.

На Земле Франца-Иосифа за последние годы некоторые острова как бы раскололись надвое. Как оказывается, до этого они были соединены ледяными перешейками.

Во время плавания на «Персее» в 1934 г. и на «Садко» в 1935 г. я внимательно сравнивал описания ледников на острове Ян-Майен и Шпицбергене в английской лоции 1911 г. с тем, что видел, и повсюду отмечал большие сокращения ледников по размерам.

Как сообщает Визе, Альман, исследовавший в 1934 г. ледники Шпицбергена, утверждает, что сейчас эти ледники тают скорее, чем нарастают, за счёт выпадения снега. Быстрое отступление шпицбергенских ледников Альман называет «катастрофическим».

Сумгин сообщил мне, что южная граница вечной мерзлоты в Сибири повсеместно отступает на север. В 1837 г. эта граница, например, проходила несколько южнее г. Мезени и залегала здесь на глубине 2 м, а в 1933 г. экспедицией Академии наук эта граница была обнаружена лишь у села Семжа, в 40 км севернее.

К тому же типу явлений относится постепенное размывание Ляховских островов и исчезновение острова Васильевского в море Лаптевых.

2. **Повышение температур воздуха.** С 1920 г. средняя температура зимних месяцев на побережье Баффинова залива, Гренландского моря (Якобсхавн, Шпицберген, остров Медвежий), Баренцова и Карского морей неуклонно повышается. Даже в зиму 1928/29 г. при жестоких холодах в Европе зимняя температура на Шпицбергене и острове Медвежьем была только немного ниже нормы. Как указывает Визе, в Варде (северо-восток Норвегии) средняя годовая температура воздуха, начиная с 1918 г., выше средней столетней. Исключение представляет 1926 г., когда температура была ниже нормы на $0^{\circ},2$.

Начиная с 1930 г. во всем секторе Арктики от Гренландии до мыса Челюскин не было ни одной отрицательной аномалии средних годовых и месячных зимних температур, а положительные аномалии достигали очень высоких значений. Так, например, зимой 1934/35 г. положительные аномалии средних месячных температур в районе от острова Диксон до мыса Челюскин достигали $4-10^{\circ}$; в ноябре 1935 г. положительная аномалия на Шпицбергене достигала $10^{\circ},1$.

Как указывает Визе, при сравнении средних температур воздуха на «Фраме» и «Седове», когда положения этих судов более или менее совпадали по координатам (средняя широта «Фрама» была $81^{\circ}59'$, долгота — $113^{\circ}26'$; «Седова» $82^{\circ}43'$ и $121^{\circ}30'$) и по сезону (с ноября 1893 г. по август 1895 г. для «Фрама» и с ноября 1937 г. по август 1939 г. для «Седова»), оказалось, что средняя годовая температура воздуха на «Седове» была на $4^{\circ},1$ выше, чем на «Фраме». В полугодие с сентября по февраль эта разница достигала даже $7^{\circ},5$.

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.). Взяв средние температуры этого разреза на глубинах от 0 до 200 м от $69^{\circ}30'$ с. ш. до $72^{\circ}30'$ с. ш. и разбивая

¹ Отклонение средних температур воздуха от средних за 50 лет в январе-марте 1921-1931 гг. превысило $+4^{\circ}$.

имеющиеся наблюдения на два периода — холодный (1900-1906 гг.) и тёплый (начиная с 1921 г.), я получил повышение средних температур для мая и августа около 0°,7. Из этого следует, что в среднем столбик воды Нордкапского течения сечением 1 см² 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 за последнее время в районах, прилегающих к Шпицбергену и Земле Франца-Иосифа, повышении нижней границы холодного промежуточного слоя приблизительно от глубины 150-200 м, как это отмечалось в начале текущего столетия, до глубины 75-100 м в текущий период.

Ещё резче выявляется потепление атлантических вод при сравнении температурных наблюдений на глубоководных станциях, сделанных почти в одних и тех же пунктах «Фрамом» и «Седовым». На рис. 195 показано вертикальное распределение температур на двух из таких станций, из которого видно, насколько потеплели атлантические воды за истекшие 40 лет: ни на одной из станций «Фрама» в Арктическом бассейне температуры глубинных атлантических вод не превышали 1°,13. Мы в 1935 г. наблюдали на «Садко» температуру атлантических вод до 2°,68, а по наблюдениям «Седова» в 1938 г. температуры атлантических вод даже в районах к северу и востоку от дрейфа «Фрама» (т. е. там, где должно быть холоднее), доходили до 1°,8.

В табл. 120, заимствованной у Шокальского, показаны средние годовые температуры поверхностной воды Флоридского течения (в районе, ограниченном 25-30° с. ш. и 79-80° з. д.), в Юкатанском проливе (в районе, ограниченном 21-23° с. ш. и 84-87° з. д.) и в Мексиканском заливе (в районе, ограниченном 21-25° с. ш. и 90-94° з. д.).

Т а б л и ц а 120

Средние температуры поверхностных вод

Годы	1912-1918	1919-1925	1926-1933	Повышение температуры
Район				
Флоридское течение	25°,90	26°,11	26°,33	0°,43
Юкатанский пролив	26°,77	26°,71	27°,03	0°,26
Мексиканский залив	25°,24	26°,09	25°,88	0°,64

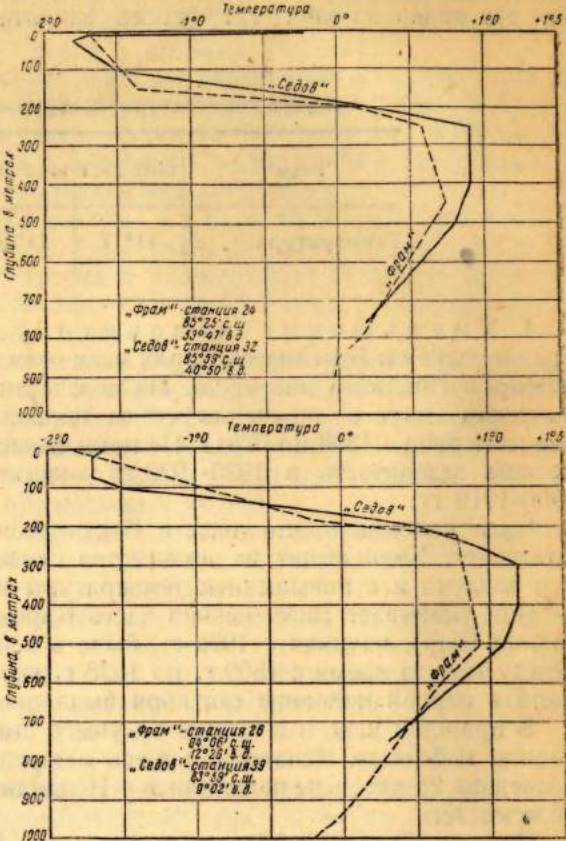


Рис. 195. Вертикальное распределение температур на близлежащих станциях «Фрама» и «Седова».

Из таблицы видно, что температура поверхностных вод у истока Гольфстрима, начиная с первого десятилетия текущего столетия, неуклонно повышается.

Повышение температуры поверхностных вод отмечено также и в других районах океана, находящихся под влиянием Гольфстрима и Атлантического течения, как это видно из табл. 121 (также заимствованной у Шокальского).

Таблица 121

Средние температуры поверхностных вод в Ламанше

Годы	1903-1911	1912-1919	1920-1927	Повышение температуры
Температура . .	11°,7	11°,8	12°,1	0°,4

4. Уменьшение ледовитости. Об уменьшении ледовитости в Гренландском и Баренцовом морях мы можем судить по ледовым картам Датского метеорологического института. По подсчётам Карелина, площадь льдов в Гренландском море в апреле-августе за период 1921-1939 гг. на 15-20% меньше, чем за период с 1898 по 1920 г. По моим вычислениям, в Баренцовом море за те же месяцы ледовитость в 1920-1933 гг. оказалась на 12% меньше, чем за период 1900-1919 гг.

Надо напомнить, что льды в Баренцовом море в основном местного происхождения. Уменьшение их количества связано с повышением зимних температур воздуха и с повышением температуры и скорости Нордкапского течения.

Как указывает Визе, южная часть Карского моря (к югу от параллели Маточкин Шар), начиная с 1929 г., была в сентябре ежегодно свободна от льдов, между тем за время с 1869 г. по 1928 г. вероятность встречи льда в этой части моря в первой половине сентября была около 30%.

В прошлом веке и в начале текущего столетия полярные льды нередко подходили к берегам Исландии и здесь мешали рыболовству и мореплаванию. За последние 25 лет льды появлялись у Исландии только в 1929 г. и то в ничтожном количестве.

Пролив Югорский Шар до потепления Арктики замерзал в среднем около 24 ноября. Средняя дата окончательного замерзания с 1920 по 1937 г. падает на 25 января, т. е. на 2 месяца позднее.

Уменьшение ледовитости сказалось на увеличении амплитуд приливов (вообще, уменьшаемых ледяным покровом). Так, Визе указывает, что на Земле Франца-Иосифа и на острове Диксон в период потепления Арктики амплитуды прилива увеличились на 20-30%.

5. У с к о р е н и е д р е й ф а л ь д о в. В Гренландское море льды в основной своей массе приносятся из Арктического бассейна. Уменьшение их количества также связано с увеличением скорости и повышением температуры Норвежского и Шпицбергенского течений и соответствующими ветрами. На первый взгляд казалось бы всё же, что уменьшение ледовитости Гренландского моря должно означать уменьшение выноса льдов в Гренландское море из Арктического бассейна. Однако факты говорят об обратном. За последние годы советскими морскими экспедициями было выброшено в морях Гренландском, Баренцовом и Карском множество буёв для изучения морских течений и дрейфа морских льдов. Много этих буёв впоследствии было найдено на берегах Гренландии, Исландии и Норвегии, причём оказалось, что все буи, выброшенные после 1933 г., при подсчётах дают скорости течений и дрейфа, в 3-4 раза большие, чем это было до 1933 г. Скорость дрейфа станции «Северный полюс» оказалась в 2,4 раза большей, чем это ожидалось. Дрейф «Седова» начался и закончился значительно южнее и протекал севернее дрейфа «Фрама», а между тем дрейф «Фрама» длился 1055 дней, «Седова» же всего 812 дней.

Уменьшение количества льда в Гренландском море при увеличении выноса в это море льдов из Арктического бассейна несомненно доказывает значительное

усиление факторов, определяющих в этом море разрушение и таяние льдов, иными словами, соответствующих воздействий атмосферы и океана.

6. Изменение путей циклонов. Несомненно, что повышение температур воздуха, повышение температур атлантических вод, усиление дрейфа льдов и т. п. тесно связаны с усилением циркуляции атмосферы и, в частности, с изменением циклонической деятельности в высоких широтах.

Как указывает Визе, атлантические циклоны перемещаются сейчас значительно (на многие сотни километров) севернее, чем в период до потепления Арктики. Это сказывается в изменениях ветрового режима. Так, например, в Югорском Шаре до 1920 г. преобладали ветры с восточной составляющей (холодные), а после 1920 г. стали преобладать юго-западные ветры (тёплые).

7. Биологические признаки потепления Арктики. Известно, что за последние годы промысловые рыбы распространяются всё далее на север. Так, например, с 1929 г. треска в промысловых количествах появилась у берегов Шпицбергена и Новой Земли. В связи с этим в северных водах идёт более интенсивное рыболовство.

Так, по данным Международного совета по изучению морей увеличилась добыча рыбы в Баренцовом море, вырос также промысел у берегов Гренландии, а в водах, омывающих Норвегию, острова Медвежий и Шпицберген, вылавливается в последние годы 20% всей рыбы, добываемой северной и северо-западной Европой в Атлантическом океане. Увеличение вылова рыбы идёт главным образом за счёт освоения Медвежьинских промысловых банок.

Таким образом за последние годы центр тяжести мирового рыболовства постепенно перемещается в арктические воды, и в значительной степени это безусловно надо приписать потеплению этих вод¹.

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.

Основываясь на этих фактах, Книпович говорит, что «В какие-нибудь полтора десятка лет и даже в ещё более короткий промежуток времени произошло такое изменение в распределении представителей морской фауны, какое связывается обыкновенно с представлением о долгих геологических промежутках».

8. Плавание судов. Проход 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 путём 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 плавание по Северному морскому пути, например, в начале текущего столетия и в настоящее время уже потому, что сейчас Северный морской путь гораздо лучше оснащён. Действительно, широко развитая сеть радио- и метеостанций, ледовая разведка судами и самолётами, гидрографическое оборудование пути, новые навигационные карты и, наконец, накопленные знания и опыт делают сейчас плавание значительно более лёгкими. Всё же можно указать на ряд плаваний, которые в предшествующий холодный период вряд ли могли иметь место. К таковым относятся: наше плавание на парусном моторном боте «Книпович» вокруг Земли Франца-Иосифа в 1932 г., обигание Северной Земли л/п «Сибиряков» в том же году, сквозные плавание обыкновенных пароходов вдоль всего Северного морского пути в 1935 г. (причём льдов на этом пути совершенно не было встречено) и т. д.

¹ Макреле—шука раньше не встречалась севернее Нордкапа. В 1937 г. эта рыба была поймана у Маточкина Шара. Дельфин раньше не встречался восточнее Канинского полуострова, в 1933 г. его видели восточнее Таймыра.

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 плавания во льдах судне. В то же время мы знаем, что попытка л/к «Ермак» в 1901 г. обойти мыс 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 Ямала было зажатое 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 приведённых достаточно, чтобы показать, что условия плавания, по крайней мере в наиболее изученных в ледовом отношении морях, как Гренландское, Баренцево и Карское, за последние 10-20 лет стали несравненно легче, чем в предшествующие годы.

По недостатку наблюдений вопрос о потеплении Арктики во всей его широте был поставлен только весьма недавно, а именно в связи с подготовкой к проведению 2-го Международного полярного года, когда мне пришлось заранее намечать маршруты морских экспедиций. Отдельные явления, связанные с потеплением Арктики, были подмечены раньше. Так, Книпович впервые обратил внимание на высокие температуры Баренцева моря в 1921 г. Это потепление было подтверждено затем в 1923 г. нашим плаванием на «Персее» к Земле Франца-Иосифа без встречи со льдами.

Ещё более замечательным является тот факт, что потепление Арктики не относится к какому-нибудь отдельному её району. Действительно, у Берингова пролива в Тихом океане обнаруживаются такие же признаки потепления атмосферы и гидросферы, как и в западном секторе Советской Арктики.

Повидимому, одновременно идёт и потепление Антарктики, хотя данных для надёжного суждения об этом пока ещё нет.

На фоне общего потепления Арктики мы наблюдаем годы более тёплые и более холодные, но пока нет никаких признаков того, что это потепление кончается, и этот вопрос, в связи с более углублённым анализом причин, создавших потепление, является одной из наиболее интересных проблем современной океанологии.

Л и т е р а т у р а : 14, 33, 35, 58, 62, 70, 72, 77, 144.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

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 океанологических условий от средних. Некоторые из этих факторов подмечены и их действие изучено. Другие факторы также подмечены, но их значение ещё не оценено должным образом по недостатку и непродолжительности наблюдений. Наконец, по мере углубления исследований и распространения их по лику Земли выявляются всё новые и новые факторы.

Одновременно с непрерывным накоплением фактического материала идёт всё более и более углублённая разработка теоретических вопросов, что позволяет, с одной стороны, подытоживать результаты наблюдений и, с другой стороны, проверять создаваемые гипотезы. Этот процесс ускорится в своём 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 дешёвым в окончательном результате, путём 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 твёрдом виде. Особое значение имеет лёд для жизни океана.

Во время больших оледенений накопившийся лёд своей тяжестью продавливает земную кору. При наступлении тёплых периодов таяние льдов происходит быстрее обратного поднятия суши, и океан заливают образовавшиеся впадины, создавая, таким образом, эпиконтинентальные моря.

Современные льды также самым существенным образом влияют на режим океана. Благодаря льдам меняются береговая черта и рельеф дна прибрежного моря. Продукты разрушения берегов не только в виде измелченного материала, но и в виде больших глыб береговых пород выносятся льдами далеко от берегов и падают на дно открытого моря. Льдообразование и таяние видоизменяют солевой состав океана. Льды создают в некоторых районах благоприятные, а в других неблагоприятные биологические условия, причём 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, выделяемого при льдообразовании, смягчают зимние температуры воздуха, а поглощаемое при таянии тепло понижает летние температуры соответствующих районов океана. Ещё большее климатическое значение имеет постоянный вынос льдов из полярных областей в более низкие широты. Количество льдов, образовавшихся и растаявших на месте 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 ме-

сяцы 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 Союза льды представляются обычным явлением. Финский залив замерзает ежегодно. В прибрежных районах северо-западной и северо-восточной части Чёрного 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 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 Северного морского пути и в связи с перелётами из Москвы через Северный полюс в Америку, положившими начало Северному воздушному пути. В деле освоения Северного морского пути наибольшим препятствием являются морские льды. В деле освоения 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 движениями, 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 той задачи ставит своей скромной, хотя и основной целью настоящая книга.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абельс Г., Измерения плотности снега в Екатеринбурге зимою 1890/91 г., Прил. к т. 59 Зап. Ак. Наук, 1892.
2. Аккуратов В., На новых трассах., 1941.
3. Алексеев Н. Н., К островам Врангеля и Геральд на п/х «Совет», Севморпуть, № 5, 1936.
4. Альтберг В. Я., Донный лёд, 1931.
5. Альтберг В. Я., Подводный лёд, 1938.
6. Антонов Н. Д., Количество тепла, выносимое реками в Карское море, Тр. ВАИ, т. XXXV, 1936.
7. Антонов В. С. и Зотин М. И., Краткий очерк жидкого и теплового стока рек в моря Советской Арктики, 1941.
8. Арнольд-Алябьев В. И., О некоторых особенностях ледяного покрова Финского залива по данным наблюдений с ледоколов, Зап. по гидрогр., т. 56, 1925.
9. Арнольд-Алябьев В. И., Исследование прочности льда Финского залива в 1923, 1927 и 1928 гг., Изв. Гл. геоф. obs., № 2, 1929.
10. Арнольд-Алябьев В. И., Лды Финского залива по данным исследований с советских ледоколов за период 1922-1932 гг., Тр. IV гидрол. конф. Балт. стран, 1933.
11. Бадигин К. С., На корабле «Георгий Седов» через Северный Ледовитый океан, 1940.
12. Барабанов Г. В. и Рихтер А. И., Действие льда на гидротехнические сооружения в Невской губе, Тр. IV гидрол. конф. Балт. стран, 1933.
13. Барнес Х., Ледотехника, Пер. с англ., 1934.
14. Берг Л. С., Недавние климатические колебания и их влияние на миграции рыб, Пробл. физич. географ., 11, 1935.
15. Березкин Вл. А., Влияние прилива на гидрологический режим Горла Белого моря, Зап. по гидрогр., т. 56, 1929.
16. Березкин В. С. А., Гренландское море и Северный Полярный бассейн, Тр. Эксп. на «Садко», 1935.
17. Бернштейн С. А., Ледяная железнодорожная переправа, Восемн. сб. Отд. инж. иссл., 1929.
18. Бирюлин Г. М. и Сомов М. М., Влияние дрейфа на ледовитость моря Лаптевых, Пробл. Аркт., № 7-8, 1940.
19. Брент Д., Физическая и динамическая метеорология, 1938.
20. Брунс Б. П., Наблюдения над процессами образования и таяния льда, Тр. Аркт. ин-та, т. 83, 1937.
21. Бурке А. К., Атлас карт состояния льдов, сжатий и разрежений в северной части и Горле Белого моря и в районе острова Моржовец, 1932.
22. Бурке А. К., О периодичности в ледовом режиме, Сов. Аркт., № 5, 1936.
23. Бурке А. К., Морские льды, 1940.
24. Буткевич В. С., Бактериальное население арктических морей. Тр. Эксп. 1935 г. на «Садко», рукопись.
25. Вейнберг Б., Лёд, Сборн., сост. при участии Альтберга В. Я., Арнольд-Алябьева В. И., Горленко С. М., Добровольского А. Д., Казанского А. Ф., Мирчинка Г. Ф., Сумгина М. И., Тихомирова Е. И., Шепелевского А. А., 1940.
26. Великанов М. А., Гидрология суши, 1937.
27. Визе В. Ю., Лды в Баренцовом море и температура воздуха в Европе, Изв. Цегимебюро, в. III, 1924.
28. Визе В. Ю., О поверхностных течениях в Карском море, Изв. Цегимебюро, в. III, 1924.
29. Визе В. Ю., Значение режима льдов весной в Гренландском море и В. Исландского течения для температуры воздуха в последующую зиму в Европе, Изв. Росс. гидр. ин-та, № 14, 1925.
30. Визе В. Ю., К вопросу об островах в северной части Карского моря, Иссл. морей СССР, в. 14, 1931.
31. Визе В. Ю., О дрейфе льдов в Полярном бассейне, Тр. ГТИ, т. X, 1933.
32. Визе В. Ю., Моря Советской Арктики, 1939.

33. Визе В. Ю., Потепление Арктики и приливо-отливы, Пробл. Аркт., № 5, 1939.
34. Визе В. Ю., Климат морей Советской Арктики, 1940.
35. Визе В. Ю., О потеплении климата Полярного бассейна, Пробл. Аркт., № 4, 1941.
36. Войков А. и Столяров В., Зимний гидрологический режим бухты Тикси 1933-1934, Тр. Гидрогр. упр. ГУСМП.
37. Врангель Ф., Путешествие по северным берегам Сибири и Ледовитому морю, 1841.
38. Гаккель Я. Я. и Хмызников П. К., Режим Чукотского моря по наблюдениям во время дрейфа «Челюскина» и лагеря Шмидта, Н. рез. эксп. на «Челюскине» и в лагере Шмидта, т. II, 1938.
39. Георгиевский, Отчёт о работе г. м. станции на м. Шмидта за 1936-1937. гг.
40. Головкин М. П., К петрографии льдов Карского моря, Тр. Аркт. ин-та, т. 60, 1936.
41. Гордеев В., О чем говорит дрейф каравана «Садко», Сов. Аркт., № 2, 1939.
42. Гордеев В., Ледяная подушка «Седова», Сов. Аркт., № 8, 1940.
43. Гутерман И. Г., Особенности строения атмосферы над полярными областями, Тр. Аркт. ин-та, т. 122, 1938.
44. Дерюгин Ю. и Брунс Б., Состав и прочность льда у м. Желания (рукопись), 1937.
45. Добровольский А. Д., Влияние глубинных атлантических вод на режим Арктического бассейна, Канд. диссертация, 1941.
46. Дрогайцев Д. А., Некоторые обоснования теплового воздействия подстилающей поверхности на атмосферу, Пробл. Аркт., № 2, 1941.
47. Зубов Н. Н., К вопросу о происхождении холодного промежуточного слоя в полярных водах, Тр. Морского н.-и. ин-та, т. IV, в. 2, 1929.
48. Зубов Н. Н., Плотность или удельный объём, Зап. по гидрогр., т. 58, 1929.
49. Зубов Н. Н., Средние температуры гидрологических разрезов по Кольскому меридиану и ледовитость Баренцова моря, Зап. по гидрогр., т. 59, 1930.
50. Зубов Н. Н., Влияние отклоняющей силы вращения Земли на амплитуду приливов и на скорости приливо-отливных течений, Зап. по гидрогр., т. 61, 1930.
51. Зубов Н. Н., К вопросу о влиянии отклоняющей силы вращения Земли на амплитуды приливов и на скорости приливо-отливных течений, Зап. по гидрогр., т. 63, 1930.
52. Зубов Н. Н., Некоторые свойства морского льда, 1932.
53. Зубов Н. Н., Гидрологические работы Морского научного ин-та в юго-западной части Баренцова моря летом 1928 г. на э/с «Персей», Тр. Гос. океаногр. ин-та, т. II, в. 4, 1932.
54. Зубов Н. Н., Элементарное учение о приливах в море, 1933.
55. Зубов Н. Н., Некоторые соображения о плавании во льдах Полярного бассейна, Зап. по гидрогр., № 2, 1933.
56. Зубов Н. Н., К вопросу о движении льдов под влиянием ветра, Севморпуть, № 1, 1934.
57. Зубов Н. Н., Динамический метод обработки океанологических наблюдений, 1935.
58. Зубов Н. Н., Проблема ледовых прогнозов, Сов. Аркт., № 1, 1935.
59. Зубов Н. Н., Соображения о движении льдов под влиянием ветра, Иссл. морей СССР, в. 21, 1935.
60. Зубов Н. Н., Об устойчивости слоев в море, Мет. и гидр., № 8, 1936.
61. Зубов Н. Н., О предельной толщине многолетних льдов, Мет. и гидр., № 4, 1938.
62. Зубов Н. Н., Морские воды и льды, 1938.
63. Зубов Н. Н., О нормальной толщине льдов в районе их выноса, Пробл. Аркт., № 3, 1939.
64. Зубов Н. Н., О дрейфе л/п. «Седов» (с 1 сентября 1938 г. по 1 февраля 1939 г.), Севморпуть, XIV, 1939.
65. Зубов Н. Н., О показателе замерзания моря, Пробл. Аркт., № 4, 1939.
66. Зубов Н. Н., О передаче температурных аномалий океана на расстояние, Мет. и гидр., № 5, 1939.
67. Зубов Н. Н. и Сомов М. М., Дрейф льда центральной части Полярного бассейна, Пробл. Аркт., № 2, 1940.
68. Зубов Н. Н., О скорости таяния льдов, Пробл. Аркт., № 5, 1940.
69. Зубов Н. Н., О показателе неспокойности атмосферы, Мет. и гидр., № 3, 1940.
70. Зубов Н. Н., В центр Арктики, 1940.
71. Зубов Н. Н. и Эверлинг А. В., Моря земного шара, Указ. геогр. назв., т. БСАМ.
72. Зубов Н. Н. и Бадигин К. С., Некоторые предварительные итоги научных работ, проведенных на ледокольном пароходе «Г. Седов», Прил. к кн. К. С. Бадигина «На корабле «Г. Седов» через Северный Ледовитый океан», 1940.
73. Зубов Н. Н. и Чигирин Н. И., Океанологические таблицы, 1940.
74. Зубов Н. Н., О вертикальных движениях льдов в связи с изменением их толщины, Пробл. Аркт., № 12, 1940.
75. Зубов Н. Н. и Сиротов К. М., Океанологические графики, 1941.
76. Зубов Н. Н., Основы устройства дорог на ледяном покрове, 1942.
77. Зубов Н. Н., Рукописи.

78. Итин В., Колебания ледовитости арктических морей СССР, 1936.
79. Калесник С. В., Ледники, их роль и значение в жизни земли, 1936.
80. Калитин Н. Н., Опыт изучения радиационных свойств снегового покрова, Изв. Гл. геоф. obs., № 1-2, 1932.
81. Калитин Н. Н., Актинометрия, 1938.
82. Калитин Н. Н., Суммарная радиация в Арктике, Пробл. Аркт., № 1, 1940.
83. Карелин Д. Б., Ледовый покров побережья Советской Арктики, Мет. и гидр., № 2, 1937.
84. Карелин Д. Б., О связи ветра с градиентом давления в арктических морях, Пробл. Аркт., № 2, 1941.
85. Карелин Д. Б., Ледовитость Гренландского моря, Пробл. Аркт., № 2, 1941.
86. Киреев И. А., Ветровой дрейф л/п. «Седов» при плавании в разреженном льду, Севморпуть, IV, 1936.
87. Колесников А. Г., О скорости нарастания льда в море, Пробл. Аркт., № 9, 1940.
88. Колчак А. В., Лёд Карского и Сибирского морей, Н. рез. Русской полярн. эксп. 1900-1903 гг. под нач. Э. В. Толля, 1909.
89. Комаровский А. Н., Структура и физические свойства ледяного покрова пресных вод, 1932.
90. Корунов М. М., Расчёт ледяных переправ, 1940.
91. Кузьмин П. П., Стаивание ледников и тепловой баланс, Журн. геоф., т. 7, № 4, 1937.
92. Кузьмин П. П., Теплоотдача моря в воздух путём конвекции, Мет. и гидр., № 2, 1938.
93. Кузьмин П. П., Процессы теплообмена, абляции и стока с ледников в бассейне реки Зеравшана, Канд. диссертация, 1941.
94. Лавров А. М., Состояние льдов у восточных берегов Свальбарда, Н. раб. эксп. на л/к. «Малыгин» в Баренцовом море летом 1928 г., Тр. Ин-та по изуч. Сев., в. 45, 1929.
95. Лактионов А. Ф., О свойствах морского льда, Тр. Ин-та по изуч. Сев., в. 49, 1931.
96. Лактионов А. Ф., Айсберги в районе Северной Земли, Пробл. Аркт., № 9, 1940.
97. Ланге Ю. В., О понижении точки замерзания в капиллярах и т. д., Тр. I Всесоюзн. гидрол. съезда в Ленинграде 7-14 мая 1924 г., 1925.
98. Лебедев И., Влияние рек на льды арктических морей, Сов. Аркт., № 7, 1933.
99. Лесгафт Э., Льды Карского моря и доступность его для сообщения с Сибирью, Зап. по гидрогр., в. XXXVII, ч. II, 1913.
100. Лесгафт Э., Льды Северного Ледовитого океана и морской путь из Европы в Сибирь, 1913.
101. Макаров С. О., «Ермак» во льдах, 1901.
102. Максимов И. В., Материалы к изучению приливов арктических морей СССР, Тр. Аркт. ин-та, т. I, II, в. II.
103. Максимов Г. С., О мёртвой воде, Изв. ГГИ, № 7, 1923.
104. Мальмгрен Финн, О свойствах морского льда, пер. с англ., 1930.
105. Морозов Н., Руководство для плавания во льдах Белого моря, 1921.
106. Мультановский Б. П., Загадка Арктики, Мет. вестн., № 1, 1926.
107. Нансен Фр., Среди льдов и во мраке полярной ночи, Пер. А. А. Крубера, 1897.
108. Оболенский В. Н., Основы метеорологии, 1933.
109. Овчинников И. Г., Ледовитость Чукотского моря, Дипл. раб. МГМИ, 1938.
110. Островский Б. Г., Белое море, 1937.
111. Палибин М. А., Микроорганизмы как разрушители полярных льдов, Изв. Цегемебюро, в. V, 1925.
112. Папанин И., Кренкель Э., Ширшов П., Федоров Е., Научные работы на дрейфующей льдине, Сов. Аркт., № 12, 1937.
113. Пинегин В. А., Предварительное сообщение об исследовании прочности речного льда в связи с температурными изменениями, Сообщ. о научно-техн. раб. в Республике, 1924.
114. Пинегин В. А., Об изменении модуля упругости и коэффициента Пуассона у речного льда при сжатии, Наука и техника, № 3-4, 1927.
115. Пиотрович В. В., Краткие результаты гидрофизических наблюдений, Н. рез. эксп. на лед «Красин» в 1935 г., 1936.
116. Поляков Б. В., Гидрологические исследования Нижней Волги, 1938.
117. Ратманов Г. Е., Гидрологические работы ледокола «Красин» в 1935 г., Сборн. стат. сотр. эксп., 1936.
118. Ратманов Г. Е., Гидрология Чукотского моря, Тр. эксп. на «Красине» 1935 г. 1937.
119. Святский Д. С., Колебания климата, Мировед., № 4, 1926.
120. Скоресби В., Подённые записки о плавании на северный китовый промысел, Пер. с англ., 1825.
121. Советов С. А., Общая гидрология, 1935.
122. Сомов М. М., О построении схемы дрейфа льдов в Полярном бассейне, Пробл. Аркт., № 5, 1939.

123. Сомов М. М., К вопросу о средней толщине льдов в окраинных морях, Пробл. Аркт., № 6, 1939.
124. Сомов М. М., К тепловому режиму Нордкапского течения, Мет. и Гидр., № 2, 1938.
125. Сомов М. М., О влиянии атлантических вод на ледовый режим Карского моря, Пробл. Аркт., № 3, 1941.
126. Сторожев Н. М., Дрейф льдов в море Лаптевых под влиянием приливо-отливных явлений, Пробл. Аркт., № 3, 1940.
127. Струйский Н. Н., Связь между действующим ветром и поверхностным течением, Зап. по гидрогр., т. 63, 1930.
128. Танфильев Г. И., Моря Каспийское, Черное, Балтийское, Ледовитое Сибирское и Восточный океан, 1931.
129. Тимонов В. Е., Прим. к русск. переводу «Ледотехники» Барнеса, 1934.
130. Трофимов А., Подледная и подводная освещенность в верхних горизонтах моря, Журн. геоф., т. V, в. 4, 1935.
131. Факидов И., Колебания ледового покрова, Поход Челюскина, т. 1, 1934.
132. Фрицман Э. X., Природа воды, тяжелая вода, 1935.
133. Хмызников П. К., Некоторые данные о зимнем режиме в 1927/28 г. проливов архипелага Новосибирских островов и Янского залива, Иссл. морей СССР, в. 15, 1932.
134. Хмызников П. К., Архипелаг Новосибирских островов, Матер. к лоции моря Лаптевых и Восточносибирского моря, 1937.
135. Хромов С. П., Введение в синоптический анализ, 1937.
136. Цуриков В. Л., К вопросу о прочности льда, Севморпуть, XVI, 1939.
137. Черниговский Н. Т., О радиационных свойствах снегового покрова и льда Арктических морей, Пробл. Аркт., № 6, 1939.
138. Черниговский Н. Т., Опыт определения радиационного баланса Карского моря, Пробл. Аркт., № 3, 1940.
139. Чигирин Н. И., Система угольной кислоты в водах Полярного бассейна и Гренландского моря, Тр. эксп. «Садко» в 1935 г., т. 1, 1939.
140. Шаффернак Ф., Гидрология, пер. с нем., 1938.
141. Шенрок А. М., К вопросу об образовании донного льда, Изв. ГГИ, № 64, 1934.
142. Шепелевский А. А., О распределении и изменении с течением времени плотности в снеговом покрове, 1938.
143. Шокальский Ю. М., Океанография, 1917.
144. Шокальский Ю. М., О результатах совокупности работ в сев. водах Сов. Союза, Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 71, в. 10, 1939.
145. Arnold-Alabieff, V. J., The external friction of ice, Trans. of the Meeting of the Int. Comm. of Snow and of Glace. Edinburgh, Sept., 1936, Int. Assoc. of Hydrol., Bull. 23.
146. Broocks C. F., The Ice Sheet of Central Greenland, Geogr. Rev., v. 13, 1923.
147. Broocks G. E. and Quennell W. A., The influence of Arctic ice on the subsequent distribution of pressure over the eastern North Atlantic and Western Europe, Geoph. Memoirs, № 41, Meteor. office, 1928.
148. Clayton H. H., World Weather, 1923.
149. Le Danois Ed., Les transgressions océaniques, Rev. Trav. de l'Office d. Pêches Mar., t. VII, F. 4, 1934.
150. Det Danske Meteor. Inst., The State of the Ice in the Arctic Seas.
151. Drygalski E., Grönlands Gletscher und Islandsis, Zeit. d. Gesellsch. f. Erdkunde, B. 27, 1934.
- 151a. Evjen S., Barometerschwingungen und langichtige Prognosen, Geof. Publ., v. IV, 1927.
152. Ewing M., Crary A. P. and Thorne A. M., Propagation of elastic waves in ice. Physics VI — VII, 1934.
153. Helland-Hansen B., The Ocean Waters, Intern. Revue des Hydrol. u. Hydrogr., 3, Hydrograph. Suppl., 1 Ser., 2 Heft, 1911/12.
154. Helland-Hansen B., Einige hydrographische Methode, Versh. 16. Kongr. Scand. Naturf., 1916, Oslo, 1918.
155. Hesselberg T. u. Sverdrup H. U., Die Stabilitätsverhältnisse des Seewassers bei vertikalen Verschiebungen. Bergens Museums Aarbok, № 15, 1915.
156. Hesselberg Th., Über das Verhältnis zwischen Druckkraft und Wind, Geof. Publ., vol. IX, № 8, 1932.
157. Knudsen M., Hydrographische Tabellen, Kopenhagen, 1901.
158. Krummel O., Handbuch der Ozeanographie, Bd. I, 1907. Bd. 2, 1911.
159. Lallemand Ch. et Prevot E., Variations lentes du niveau moyen de la mer sur le littoral français, C. R. Ac. Sc., T. 188, 1929.
160. Meeking L., Die Treibeiserscheinungen bei Newfoundland in ihrer Abhängigkeit von Witterungsverhältnissen, An. d. Hydr., v. 35, 1907.
161. Meinardus W., Periodische Schwankungen der Eistrift bei Island. Ann. d. Hydr., v. 34, 1906.
162. Meinardus W., Über Schwankungen der Nordatlantischen Zirkulation und damit zusammenhängende Erscheinungen, Meteor. Zeitschr., v. 22, 1905.

163. M e m e r y 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.
 164. N a n s e n F., The Oceanography of the North Polar Basin. Norw. N. P. Exp. 1893-1896, Sci. Res., v. 3, 1902.
 165. N a n s e n F., The Oceanographic problems of the still unknown Arctic regions. Problems of polar research, 1928.
 166. P e t t e r s s o n O., On the properties of water and ice. Vegaexpeditionens, Vetén. jakttag, Bd. 2, 1883.
 167. P e t t e r s s o n O., Changes in the Oceanic Circulation and their Climatic Consequences, Geogr. Rev., The American Geogr. Soc. of New York, January, 1929.
 168. R i n g e r W. E., Ueber die Veränderungen in der Zusammensetzung des Meereswassersalzes beim Ausfrieren, Verh. u. n. Rijksinst. v. h. onderzoek d. see. E. D., III — V, 1906.
 169. R o y e n N., Istryck vid temperatur högnigar. Hyllningsskrift. tilågned Vilh. Hansen, 1922.
 170. S e h e r h a g R., Die Zunahme der atmosphärischen Zirkulation in den letzten 25 Jahren, Ann. d. Hydr., H. IX, 1936.
 171. S m i t h E d w a r d H., Arctic Ice with Expecial Reference to its Distribution to the North Atlantic Ocean, The Marion Expedition 1928, Sci. Res., P. 3, 1931.
 172. S t e f a n J u l i u s, Ueber die Theorie d. Eisbildung insbesondere über die Eisbildung im Polarmeere, Wiedem. Annalen d. Phys. u. Chemie, Bd. XLII, 1891.
 173. S v e r d r u p H. U., The Wind-Drift of the Ice on the North-Siberian Shelf, The Norw. N. P. Exped. with «the Maud», 1918-1925.
 174. S v e r d r u p H. U., Die Eistrift im Weddellmeer, Ann. d., Hydr. u. Met., B. 56, H. 9, 1928.
 175. S v e r d r u p H. U., The Norwegian North Polar Expedition with the «Maud», Meteorology, p. I, 1933.
 176. S v e r d r u p H. U., On the evaporation from the oceans, Journ. Mar. Res., vol. I, 1937-1938, № 1.
 177. W e y p r e c h t K., Die Metamorphosen des Polareises (Oest.-Ungar. Arkt. Exp. 1872-1874), 1879.
 178. W h i t m a n W. G., Elimination of Salt from Sea Water Ice, Am. Journ. of Sci., II, 1926.
 179. W r i g h t C. S. and P r i e s t l e y R. E., Glaciology, Sci. Rep. Brit (Terra Nova) Antarctic Expedition 1910-1913, 1922.
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

От автора		3
Введение		4

Г л а в а I. НЕКОТОРЫЕ СВОЙСТВА МОРСКОЙ ВОДЫ

1. Понятие о строении воды		7
2. Состав морской воды		8
3. Солёность		9
4. Удельный вес, плотность и удельный объём		10
5. Температура наибольшей плотности и замерзания		12
6. Уплотнение при смешивании		13
7. Свойства морской воды высокой солёности		14
8. Теплоёмкость, теплота плавления и теплота испарения		16
9. Упругость водяного пара		17
10. Отражение и преломление лучистой энергии		17
11. Поглощение и рассеяние лучистой энергии		18

Г л а в а II. ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЁНОСТИ ОКЕАНА

12. Процессы, изменяющие температуру и солёность океана		19
13. Солнечная радиация		21
14. Излучение		24
15. Испарение и конденсация		25
16. Испарение снега		26
17. Влияние испарения и конденсации на температуру моря		27
18. Конвекция		29
19. Влияние моря на температуру воздуха		29
20. Влияние атмосферы на температуру моря		32
21. Влияние льдов на атмосферу		34
22. Охлаждение моря		36
23. Осадки		39
24. Береговой сток		40
25. Понятие о тепловом балансе		42
26. Понятие о водном балансе		46

Г л а в а III. ПЕРЕМЕШИВАНИЕ ВОД ОКЕАНА

27. Понятие о перемешивании		49
28. Фрикционное перемешивание		51
29. Конвективное перемешивание		53
30. Вертикальная зимняя циркуляция		56
31. Показатель замерзания		59
32. Особенности вертикальной зимней циркуляции на мелководьях		60
33. Холодный промежуточный слой		61
34. Слой скачка		62
35. Передача температурных аномалий океана на расстояние		63

Г л а в а IV. ЛЬДООБРАЗОВАНИЕ И РАЗНОВИДНОСТИ ЛЬДОВ В МОРЕ

36. Понятие о льдообразовании		67
37. Льдообразование в пресных водах		68
38. Особенности льдообразования в море		70
39. Образование льда при положительных температурах воздуха		71
40. Основные разновидности льдов в море		72
41. Начальные формы поверхностного льда		73
42. Глубинный лёд		77
43. Подлёдный лёд		78
44. Донный лёд		80
45. Классификация льдов по происхождению		81
46. Классификация льдов по размерам и форме		82
47. Припай		86

48. Пловучие льды	88
49. Паковые льды	91
50. Глетчерные льды	92
51. Айсберги	96
52. Айсберги в морях Советской Арктики	102
53. Острова-ледяные шапки	104
54. Ископаемый лёд	105

Г л а в а V. ФИЗИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОРСКИХ ЛЬДОВ

55. Солёность	107
56. Поверхностный рассол и рассол солевых ячеек	109
57. Количество рассола в морском льду	111
58. Миграция рассола	112
59. Состав солей	114
60. Теплоёмкость	115
61. Теплота, расходуемая на плавление	117
62. Существование воды и льда	119
63. Тепловое расширение	122
64. Теплопроводность	123
65. Плотность в зависимости от температуры и солёности	125
66. Плотность в зависимости от пористости	127
67. Пловучесть	130
68. Плотность снега	132
69. Радиационные свойства	133
70. Освещённость моря под льдом	135
71. Цвет	136
72. Твёрдость	137
73. Текучесть	138
74. О механических свойствах	139
75. Упругие свойства	140
76. Влияние температуры и продолжительности нагрузки	141
77. Предел пластичности	142
78. Влияние толщины, температуры и солёности на прочность при изгибе	144
79. Изгиб льда под грузом	146
80. Внешнее трение	150
81. Усталость	151

Г л а в а VI. НАРАСТАНИЕ ЛЬДОВ

82. О центрах замерзания	152
83. Зависимость толщины льда от температуры воздуха	153
84. Нарастание льдов в зависимости от вертикального распределения под льдом температуры и солёности	160
85. Влияние снежного покрова на скорость нарастания льда	166
86. Толщина льдов нарастания в районе их выноса	168
87. Предельная толщина многолетних льдов	170
88. Температуры морского льда	175
89. Запоздывание минимума температуры в нижних горизонтах морского льда	178
90. Нарастание льда за счёт его низких температур	179

Г л а в а VII. ДЕФОРМАЦИЯ ЛЬДОВ

91. Деформация ледяного покрова	181
92. Термические трещины	182
93. Давление ветра на ледяные поля	184
94. Разлом ледяных полей	186
95. Вращение льдов и разлом	187
96. Разлом припая	190
97. Понятие о теории торошения	191
98. Виды торошения	195
99. Прибрежные торосы	198
100. Стамухи	201
101. Строение торосов	202
102. Снежный покров на льду	206
103. Изостатические явления	208
104. Средняя толщина льдов	212
105. Уменьшение площади льдов при торошении	214
106. Увеличение мощности ледяного покрова в результате дрейфа и торошения	216
107. Влияние торошения льдов на осолонение моря	219

Г л а в а VIII. ТАЯНИЕ МОРСКИХ ЛЬДОВ

108. Фазы ослабления и разрушения морских льдов	220
109. Начальная фаза ослабления льдов	222
110. Снежницы и налёдные озера	224

111.	Циркуляция воды у льдов	226
112.	Вторая фаза ослабления льдов	227
113.	Влияние микроорганизмов и неорганических включений на разрушение мор- ских льдов	228
114.	Разлом льдов во время таяния	230
115.	Радиационное и тепловое воздействие воздуха на льды	232
116.	Стаивание льда сверху	235
117.	Таяние льдов в результате теплового воздействия воды	236
118.	О центрах вскрытия и таяния	239

Г л а в а IX. ПРИЛИВО-ОТЛИВНЫЕ ЯВЛЕНИЯ И ЛЬДЫ

119.	Некоторые особенности приливо-отливных явлений	243
120.	Влияние льдов на элементы прилива	245
121.	Влияние приливов на замерзание и вскрытие моря	246
122.	Приливо-отливные трещины	247
123.	Приливо-отливные колебания уровня и стамухи	251
124.	Приливо-отливные движения морских льдов	252
125.	Приливо-отливные сжатия и разрежения льдов	253
126.	Понятие о ледовом часе	255
127.	Значение приливо-отливных явлений при плавании во льдах	256
128.	Приливо-ледовые карты	258

Г л а в а X. МОРСКИЕ ТЕЧЕНИЯ И ЛЬДЫ

129.	Некоторые особенности морских течений	260
130.	Движение льдов в морских течениях	261
131.	Течения и неподвижные льды	264

Г л а в а XI. ВЕТЕР И ДРЕЙФ ЛЬДОВ

132.	Ветровой дрейф льдов	266
133.	Дрейф сплоченных ледяных полей	267
134.	Совокупное влияние ветра и течений	273
135.	Дрейф по изобарам	275
136.	Скорость дрейфа по изобарам	277
137.	Сопоставление дрейфов вычисленных и наблюденных	279
138.	Движение льдов при прохождении барических систем	281
139.	Дрейф одиночной льдины	285
140.	Дрейф разрозненных льдов	289
141.	Ветровые полосы льдов	291
142.	Нажимные и отжимные ветры	292
143.	Ветровые полыньи	294

Г л а в а XII. ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД И ЛЬДОВ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

144.	Некоторые сведения о балансе вод и льдов	297
145.	Прибрежные сибирские воды	300
146.	Поверхностные арктические воды	302
147.	Атлантические воды	304
148.	Глубинные воды	308
149.	Дрейфы судов и буёв	309
150.	Давление атмосферы над Арктическим бассейном	314
151.	Неспокойность атмосферы	318
152.	Изменчивость циркуляции льдов от года к году	321
153.	Циркуляция льдов Белого моря	323

Г л а в а XIII. СЕЗОННЫЕ И ВЕКОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ ЛЕДОВИТОСТИ

154.	Ледовитость	327
155.	Сезонные колебания	330
156.	Вековые колебания	335
157.	Некоторые факторы, определяющие ледовитость Северного Ледовитого океана	336
158.	Астрономические факторы	337
159.	Геологические факторы	338
160.	Климатические факторы	339
161.	Синоптические и океанологические факторы	340
162.	Потепление Арктики	346
З а к л ю ч е н и е		351
Л и т е р а т у р а		353