

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ им. М. В. ЛОМОНОСОВА

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

Кафедра океанологии

На правах рукописи

Н. Н. ЗУБОВ

О ЛЬДАХ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

*Дополнения к книге
„ЛЬДЫ АРКТИКИ“*

Москва — 1956

Моя книга "Льды Арктики", изданная в 1945 г., стала учебным пособием во всех вузах, в которых имеются кафедры океанологии и океанографии, а также географические факультеты.

За истекшие 10-11 лет в Арктике и в Антарктике зарубежными и, в особенности, советскими исследователями было сделано много географических открытий, появились описательные и теоретические работы, посвященные морским льдам и айсбергам. Чтобы ознакомить студентов с новейшими результатами по этому вопросу, выявилась необходимость дополнить "Льды Арктики".

Такое дополнение представляется особо желательным в ближайшее время еще в связи с тем, что в 1957 - 1958 гг. при проведении Международного геофизического года изучению морских льдов, ледников и айсбергов, а также современных оледенений будет уделено немалое внимание.

Во время печатания настоящей книжки получены новые сведения об арктических ледяных островах: недавними разведывательными полетами советских летчиков и ученых был обнаружен большой ледяной остров на $74^{\circ}24'$ с.ш. и $182^{\circ}57'$ в.д. /длина 14,5 км, ширина 11 км, наибольшая высота над уровнем моря около 10 м, поверхность волнистая/, подобный описанным мною в § 10, стр. 43-48.

На этом острове организована станция "Северный полюс - 6".

На такие острова советские полярники еще не высаживались, поэтому обнаруженный ледяной остров для нас представляет большой интерес.

В.Н.Зубов

§ I. КЛАССИФИКАЦИЯ ЛЬДОВ, ВСТРЕЧАЮЩИХСЯ В МОРЕ

Льды, встречающиеся в море, обычно разделяются по их происхождению на речные, глетчерные и морские.

Речные льды выносятся при весеннем ледоходе из рек в море, где в течение лета либо растаивают, либо в полярных районах вкрапливаются в льды морского происхождения. Речные льды пресные, обычно коричневатого цвета, обусловливаемого примесью гуминовых веществ. В речных льдах взвешено много береговой грязи и других включений.

В южных полярных широтах речные льды совершенно отсутствуют. В Северном Ледовитом океане их довольно много у устьев больших сибирских рек. Так как эти льды быстро почти полностью уничтожаются, то роль их в ледовом режиме морей крайне незначительна.

Глетчерные льды попадают в море при обламывании концов ледников, спускающихся по склонам местности за береговую черту. Глетчерные льды образуются из снега, пресны и почти чисты от посторонних примесей. Как правило, глетчерные льды голубоватого цвета.

Глетчерные льды в виде айсбергов встречаются в Северном Ледовитом океане между долготами 120° з. - 0° - 100° в. Гренландским и Лабрадорским течениями айсберги выносятся через Дависов пролив в область Гольфстрима.

Но особенного развития и распространения глетчерные льды достигают в южных полярных районах. Здесь айсберги встречаются вокруг всего Антарктического материка и отсюда распространяются в

некоторых районах далеко к северу.

Морские льды образуются в самом море из морской воды. Основной их характеристикой является соленость. С течением времени морские льды преснеют, но, даже становясь пресными /годными для приготовления пищи/, они сохраняют некоторые химические характеристики, позволяющие отличать морские льды от речных и глетчерных.

В основной своей массе морские льды зеленоватого оттенка; при большой примеси снега и пузырьков воздуха они белесоватого цвета. Морские льды, опресненные и уплотненные сжатиями, с течением времени приобретают синеватые оттенки.

Таким образом, речные и морские льды создаются из воды, а глетчерные - из снега.

В соответствии с работами последнего времени глетчерные льды разделяются на три подкласса: ледники, ледяные покровы и шельфовые льды.

Ледниками называются ледяные потоки, создавшиеся внутри материка и больших островов и затем спустившиеся, подобно рекам, по своим руслам к береговой черте /§ 7/.

Покровными льдами называются льды, почти полностью или даже полностью, покрывающие отдельные острова. Такие образования называют островами - ледяными шапками /§ 8/.

Шельфовыми льдами /§ 9/ называются льды, также в основном создавшиеся из снега, но не на материке или на отдельных островах, а над самим морем. Шельфовые льды особенно развиты в Антарктиде.

Глетчерные и шельфовые льды нарастают /при выпадении снега и изморози/ и тают сверху. Сплощенные льды морского происхождения нарастают снизу, а тают также сверху. В результате посторонние предметы, попавшие на поверхность глетчерного и шельфового льдов, постепенно опускаются книзу, а посторонние предметы, так или ина-

че включившиеся в морской лед, постепенно поднимаются к поверхности.

Снег, выпавший на поверхность глетчерного или шельфового льдов, увеличивает их толщину. Напротив, снег, выпавший на морские льды, вследствие его малой теплопроводности, задерживает их нарастание. Многочисленные наблюдения на морях Советской Арктики показали, что на участках, очищенных от снега, толщина льда при прочих равных условиях приблизительно в полтора раза превосходит толщину льда, с поверхности которого снег не считаялся.

В первом приближении мы можем считать, что в природе встречаются льды: чистые, пористые и соленые.

Чистый лед лишен каких бы то ни было примесей и состоит только из спаянных кристалликов льда.

Пористый лед состоит из чистого льда, в который хаотически-равномерно вкраплены пузырьки воздуха /воздушные ячейки/.

Соленый лед состоит из чистого льда, в котором также хаотически-равномерно вкраплены ячейки с рассолом /солевые ячейки/, обуславливающие соленость льда.

Обычно, наряду с солевыми ячейками, в соленом льду вкраплены и воздушные ячейки. Такой лед можно назвать пористо-соленым.

Пористость льда определяется отношением объемов воздушных ячеек к общему объему льда, выраженное в процентах.^I

Соленостью льда называется соленость воды, полученной при растапливании данного куска соленого льда. Соленость льда, также как и соленость воды, определяется весом растворенных в воде твердых веществ в граммах, содержащихся в 1 000 граммах воды, т.е. отношением, выраженным в промиллях веса солей к весу воды.

Основной характеристикой льдов любого происхождения является

^I Н.В.Зубов. Льды Арктики. Гидрометеорология, 1945, стр. 127-130.

температура, определяющая их механические свойства. Так, один и тот же лед, в зависимости от температуры, может быть хрупким, упругим и пластичным. При температуре, близкой к температуре замерзания, лед представляет собой камнеобразную смесь кристалликов льда и воды. Далее при кратковременной нагрузке и низких температурах лед ведет себя как упругое тело, а при длительной нагрузке и той же температуре как пластичное.

Замечательно, что центральная часть Арктики заполнена многолетними льдами морского происхождения; обломки глетчерного льда встречаются лишь как исключение.

В Антарктике, как правило, многолетние льды морского происхождения не встречаются; в течение лета они либо растаивают на месте, либо выносятся в открытый океан. Наиболее характерными для Антарктики являются обломки льдов глетчерного происхождения.

§ 2. ИЗОСТАТИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ

Самое замечательное свойство льда это то, что его плотность приблизительно на 9% меньше плотности воды, из которой он образовался и в которой он плавает. Пористость уменьшает плотность льда; соленость, наоборот, ее понижает. И пористость и соленость понижают прочность льда.

Предположим, что однородное ледяное образование любой формы плавает в воде. Согласно закону Архимеда, имеем:

$$(V_h + V_z) \delta_l = V_z \delta_w,$$

где δ_l и δ_w — соответственно плотности воды и льда,

V_h и V_z — соответственно объемы надводной и подводной части ледяного образования.

Если ледяное образование прямоугольной формы, верхняя и нижняя поверхность горизонтальны, а боковые грани вертикальны, то эта формула упрощается, а именно:

$$(h + z) \delta_l = z \delta_w,$$

где h — надводное возвышение,

z — подводная осадка,

или $\delta_w z = \delta_l i$,

где $i = h + z$ — общая толщина льда.

Если в любом вертикальном столбике, вырезанном из рассматриваемого ледяного образования, последняя формула удовлетворяется, — иными словами сила Архимеда, направленная вверх, и сила тяжести, направленная вертикально вниз, равны одна другой, — то такое ледяное образование изостатически уравновешено.

На рис. 1 представлено вертикальное сечение ледяного образования изостатически уравновешенного /хотя его поверхность волниста/, на рис. 2 - изостатически неуравновешенного. На обоих рисунках сплошная линия mn - уровень моря, штриховая линия MN - изостатическая линия.

Вертикальные стрелки на рис. 2 показывают, в каком направлении действуют разности сил тяжести и Архимеда, или иначе изостатические силы. Очевидно, что там, где изостатическая линия расположена выше уровня моря, изостатические силы направлены вниз; там, где изостатическая линия ниже уровня моря, изостатические силы направлены вверх. Во льду любой формы /и даже с любым распределением плотностей/ мы можем рассчитать положение не только изостатической линии, но и изостатической поверхности.

В каждом плавающем ледяном образовании, как и в каждом плавающем теле, существуют два особых центра: T - центр тяжести и B - центр величины /рис. 3/. В однородном теле центр тяжести расположен в центре объема, а центр величины - в центре погруженной в воду части тела.

При равновесии плавающего тела центры тяжести и величины находятся на одной и той же вертикали, причем для случая льда центр величины всегда расположен ниже центра тяжести.

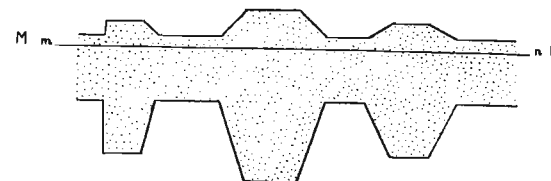


Рис. 1. Схема изостатически уравновешенного ледяного поля

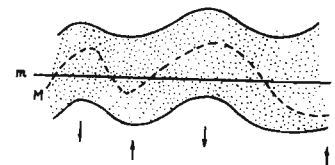


Рис. 2. Схема изостатически неуравновешенного ледяного поля

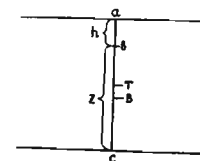


Рис. 3. h - высота надводной части уравновешенного ледяного поля, z - подводная осадка, T - центр тяжести, B - центр величины

§ 3. СОСУЩЕСТВОВАНИЕ ВОДЫ И ЛЬДА

Сосуществование воды и льда может иметь место только при условии, что температуры соприкасающихся слоев воды и льда одинаковы.

Так, положим в сосуд, изолированный от внешних тепловых воздействий и наполненный чистой водой, температура которой равна 0° , кусок чистого льда, температура которого также равна 0° . В таком случае вода и лед будут находиться и в динамическом и в термическом равновесии; массы воды и льда и их температуры с течением времени меняться не будут.

Предположим теперь, что в такой же изолированный сосуд налито 1 000 г чистой воды, температура которой равна плюс $1^{\circ},0$, и одновременно положен кусок чистого льда, вес которого равен 100г, а температура равна минус 20° .

В предположении, что теплоемкость чистой воды равна 1,0г-кал, а теплоемкость чистого льда равна 0,5 г-кал, для охлаждения 1 000 г воды до 0° необходимо отнять от нее 1 000 г-кал, а для того, чтобы нагреть кусок льда весом 100 г и температурой минус 20° до 0° , надо затратить тепла $100 \times 20 \times 0,5 = 1\ 000$ г-кал.

Таким образом, в данном случае количество тепла, отданного водой, и количество тепла, поглощенного льдом, равны друг другу. В описанном случае термическое равновесие не существует /температуры воды и льда в результате соприкосновения непрерывно меняются до тех пор, пока они не сравняются и не наступит термическое равновесие/, а динамическое равновесие существует, несмотря на не-

прерывный теплообмен /массы воды и льда остаются неизменными/.

Понятие о сосуществовании воды и льда распространяется и на морские воды разной солености и на рассол солевых ячеек.

Так, температура начала льдообразования в соленых водах определяется приближенной формулой:

$$\tau = -0,054 S_{\tau}$$

где τ - температура рассола,

S_{τ} - соленость рассола при той же температуре.

Если

$S_{\tau} = 0$	10	100	200	260 $^{\circ}/_{\infty}$
то $\tau = 0^{\circ},0$	-0 $^{\circ},5$	-6 $^{\circ},4$	-15 $^{\circ},8$	-23 $^{\circ},0$

Приведенные формула и таблица определяют условия сосуществования воды и льда, обусловленные их температурой.

Например, если температура солевой ячейки и окружающего льда равна минус 10° , то соленость рассола в этой ячейке должна быть равна 144 $^{\circ}/_{\infty}$, а если - минус 20° , то соленость рассола должна быть равна 287 $^{\circ}/_{\infty}$. Таким образом, при каждом повышении температуры со стенок ячейки стаетает вполне определенное количество чистой воды и объем ячейки увеличивается. При каждом понижении температуры из рассола ячейки на ее стенках осаждается определенное количество изморози, благодаря чему объем ячейки уменьшается.

При этом надо подчеркнуть, что при выделении в солевых ячейках добавочных слоев льда, благодаря тому, что объем образовавшегося льда больше объема воды, из которой этот лед образовался, внутри солевой ячейки создаются большие напряжения, стремящиеся разорвать ячейку.

§ 4. ВОЗДУШНЫЕ И СОЛЕВЫЕ ЯЧЕЙКИ

Как показывают наблюдения, с течением времени и воздушные и солевые ячейки мигрируют внутри льда и из льда и лед любого происхождения постепенно становится более монолитным, в результате чего физико-химические характеристики льда изменяются: в частности, плотность и прочность льдов повышаются.

Причины, заставляющие пузырьки воздуха и ячейки с рассолом мигрировать внутри льда вплоть до миграции из его пределов, могут быть либо динамические, либо термические.

Динамические миграции обуславливаются: градиентами давления, как горизонтальными, так и вертикальными, создающимися сжатиями льдов, изменениями их температуры /термические расширения и сжатия/, созданием внутри солевых ячеек, а также внутри ледяных карманов /§ II/ добавочных слоев льда и, наконец, силой Архимеда /всплывание пузырьков воздуха во льду/ и силой тяжести /погружение более плотных капель рассола/.

Термические миграции воздушных ячеек, как уже говорилось, создаются градиентами температуры. Для пояснения предположим, что внутри льда любого происхождения находится вытянутый по вертикали пузырек воздуха. Предположим дальше, что у верхнего края пузырька температура льда равна T_1 , а у нижней T_2 , причем, как это обычно бывает в зимнее время, температура T_1 ниже температуры T_2 /рис. 4/.

Естественно, что воздушная ячейка должна быть насыщена водяными парами. Но эта насыщенность зависит от температуры воздуха.

Так, плотность водяного пара над льдом при температуре минус 20° равна 0,85 грамм на m^3 , а при минус 10° - 2,14. Из этого следует, что при условии существования градиентов температуры в воздушной ячейке не может быть равновесия. Сравнительно теплый воздух поднимается от нижней части ячейки кверху и в верхней части ячейки отлагается в виде изморози. В нижнюю часть ячейки спускается более холодный насыщенный парами воздух, создавший в нижней части испарение. Одновременно с этим в ячейке происходит выделение тепла конденсации и кристаллизации в ее верхней и поглощение тепла испарения и теплоты плавления в ее нижней части.

В результате этих сложных процессов воздушные ячейки должны перемещаться во льду по направлению к более высоким температурам.

Термические миграции солевых ячеек в морском льду также создаются градиентами температуры. Предположим, попрежнему, что в верхней части вытянутой по вертикали солевой ячейке /рис. 4/ температура равна T_1 , в нижней T_2 , причем температура T_1 ниже температуры T_2 .

Мы видели /§ 3/, что каждой отрицательной температуре соответствует вполне определенная соленость рассола.

Так, при температуре минус 20° соленость рассола должна быть равна 236‰, а при температуре минус 10° соленость рассола должна быть только 143‰. Отсюда следует, что в солевой ячейке при наличии градиентов температуры также не может быть равновесия. Более тяжелый рассол в верхней части ячейки будет опускаться в нижнюю часть и здесь опрес-



Рис. 4. Схема миграции воздушных и солевых ячеек

няться, растопляя для этого лед в нижней части ячейки, а менее

сохенный, поэтому и менее плотный рассол нижней части, - подниматься в верхнюю часть ячейки и здесь оседать выделением на стенках ячейки добавочных слоев льда. Таким образом, ячейки с рассолом должны перемещаться по направлению от более холодных частей льда к более теплым, т.е. в том же направлении, что и воздушные пузырьки. Разница лишь в том, что благодаря своей малой плотности воздушные пузырьки при любых температурах стремятся подняться кверху, а ячейки с рассолом, благодаря большой плотности рассола, также при любых температурах стремятся опуститься вниз.

Термические миграции солевых ячеек по вертикали, создаваемые градиентами температуры, были впервые объяснены и подтверждены в лаборатории Уитманом.^I

§ 5. ПРЕДЕЛЬНАЯ ТОЛЩИНА МНОГОЛЕТНИХ МОРСКИХ ЛЬДОВ

Зависимость толщины льда спокойного /без торосообразования и при условии, что поверхность льда не покрывается снегом/ нарастания от отрицательных температур воздуха впервые была обоснована Стефаном /1891/^I.

Предположим, что какая-нибудь защищенная от ветров бухта покрылась хотя бы очень тонким припаем. При продолжающихся отрицательных температурах воздуха элементарное количество тепла, отдаваемое атмосфере единицей поверхности льда, равно:

$$\frac{K\theta}{l} dT,$$

где l - толщина льда,

K - коэффициент теплопроводности,

θ - разность температур нижней и верхней поверхности льда,

T - время.

Это элементарное количество тепла при равновесии возмещается теплотой кристаллизации, выделяемой при образовании у нижней поверхности льда добавочного слоя льда толщиной di .

Таким образом: $\frac{K\theta}{l} dT = \lambda \delta_i di$,

где λ - теплота кристаллизации,

δ_i - плотность льда.

Предполагая, что в течение промежутка времени T разность температур нижней и верхней поверхности льда остается неизменной

^IН.Н.З у б о в. Льды Арктики. 1945, стр. II2-II4.

^IН.Н.З у б о в. Льды Арктики. 1945, стр.154-155.

и интегрируя последнюю формулу, получаем:

$$i^2 = \frac{2K}{\lambda \delta_i} R,$$

где R - сумма градусо-дней мороза, или, иначе, сумма отрицательных среднесуточных температур воздуха, накопившихся с начала образования сплошного ледяного покрова.

Если в этой формуле принять $K = 0,005$ г-кал сек⁻¹град⁻¹см⁻¹, $\delta_i = 0,9$ г см⁻³, $\lambda = 80$ г-кал г⁻¹, то получим:

$$i^2 = 12R,$$

где i - толщина образовавшегося льда в сантиметрах,

R - число градусо-дней мороза, или, иначе, сумма отрицательных среднесуточных температур воздуха.

Обычно на практике пользуются не формулой Стефана, а эмпирическими формулами, в частности, формулой автора настоящей работы, полученной при анализе многих наблюдений в Советской Арктике, а именно:

$$i^2 + 50i = R.$$

Из этой формулы путем несложных преобразований получаем следующую:

$$\Delta i = -(25 + i_0) + \sqrt{(25 + i_0)^2 + 8\Delta R}.$$

где i_0 - начальная толщина льда,

Δi - приращение толщины льда,

ΔR - приращение числа градусо-дней мороза.

Вайпрехт, систематизируя наблюдения над ростом морского льда, произведенные им во время зимовки у Земли Франца-Иосифа /1873-1874/, ввел понятие о пределной толщине многолетних льдов нарастания, называя так толщину льда, при которой за зиму на нижней поверхности ледяного покрова нарастает столько льда, сколько в течение лета его стает сверху.¹ Пределную толщину многолетних

¹В результате уточнений автор пришел к следующей формулировке: пределной толщиной многолетних льдов является такая, при которой зимний режим идет только на уничтожение изменений толщины и строения льда, вносимых летним режимом. "Льды Арктики", 1945, стр. 173.

морских льдов можно вычислить по следующей приближенной формуле автора:

$$i_{\text{пред}} = \frac{4R}{i_m},$$

где i_m - стаявание льда за лето в сантиметрах,

R - число градусо-дней мороза за зиму.

У северных берегов Гренландии и Земли Элсмira число градусо-дней мороза приблизительно равно 8 000. Предположим, что в результате летнего стаявания толщина льда уменьшается на 40 см. Тогда за первую зиму /8 000 градусо-дней мороза/ толщина льда, рассчитанная по эмпирической формуле автора, достигнет 230 см. За лето она уменьшится до 190 см. Во вторую зиму /вторые 8 000 градусо-дней мороза/ толщина льда увеличится с 190 до 330 см, а за лето вновь уменьшится до 290 см и т.д. Если продолжить такие расчеты, то окажется, что, когда лед достигнет толщины 800 см, наступит равновесие: за зиму будет нарастать 40 см льда, т.е. столько же, сколько за лето стает.

Надо напомнить, что в районе к северу от Гренландии и Земли Элсмira наблюдаются максимальное в Арктическом бассейне число градусо-дней мороза¹ и минимальное летнее стаявание, так как сюда почти не доходит влияние теплых атлантических вод, стекающих в Арктический бассейн.

Если предположить, что при том же числе градусо-дней мороза, равном 8 000, в некотором районе величина летнего стаявания всего только 10 см, то предельная толщина морских льдов спокойного нарастания увеличится приблизительно до 32 м.

Эти расчеты, как уже отмечалось, основаны на эмпирической формуле автора, выведенной из наблюдений на морях Советской Арктики. Поскольку гидрометеорологические условия у северных берегов Гренландии существенно отличаются от условий в морях Совет-

¹На Земле Гриннела /80°20' с.ш., 74° в.д./ средняя годовая температура воздуха минус 20°С, 4.

ской Арктики, то вычисленные предельные величины многолетнего припая надо рассматривать, как весьма приближенные. Но все они доказывают, что многолетний припай чисто морского происхождения при известных условиях может достигать 20-30 м, но все же он значительно тоньше, чем глетчерный припай, созданный выпадением снега, тем более, что приведенные цифры, повидимому, являются наибольшими для толщины льдов морского происхождения.

Как мы увидим дальше /§ 9/, у берегов Земли Элсмira припай достигает толщины приблизительно 100 м, а у берегов Антарктиды даже нескольких сотен метров, что обусловливается тем, что у этих берегов выпадение снега за год достигает 800 - 1 000 мм/в переводе на воду/.

К сказанному следует прибавить, что из понятия о предельной толщине многолетних морских льдов вытекает, что если, например, ледяное поле толщиной 4 м случайно окажется в районе, где предельная толщина морских льдов равна 5 м, то постепенно она будет нарастать до этой величины. Если, наоборот, это ледяное поле попадет в район с предельной толщиной, равной 3 м, то его толщина постепенно соответственно уменьшится.

Наиболее яркое доказательство правильности понятия о предельной толщине многолетних морских льдов получено сравнительно недавно.

31 марта 1950 г. на ледяном поле в районе к северу от острова Врангеля /76°02' с.ш., 166°30' з.д./ была организована вторая советская дрейфующая станция, получившая название "Северный полюс-2".

В апреле 1951 г., когда станция находилась на 81°45' с.ш., 162°20' з.д., весь личный состав станции был доставлен на Большую Землю.

В 1954 г. на 75°40' с.ш., 176°05' з.д., т.е. приблизительно

но в точке, в которой в 1950 г. станция СП-2 начала свой дрейф, было обнаружено и опознано ледяное поле этой станции. Оказалось, что толщина ледяного поля за четыре года почти не изменилась. Таким образом, понятие о предельной толщине морских льдов вполне оправдалось. Любопытно далее, что некоторые предметы /вмерзшие в лед части палаток и другие, защищавшие лед от солнечной радиации/ оказались как бы на столбах высотой 1,5-2 м над общей поверхностью льдов.

Этим еще раз подтвердилось правило: сплоченные морские льды тают главным образом сверху, а нарастают снизу. Вместе с тем определилось, что летнее стаявание в районе дрейфа ледяного поля станции СП-2 приблизительно равно 50-70 см.

§ 6. КРИТИЧЕСКАЯ ТОЛЩИНА ГЛЕТЧЕРНЫХ ЛЬДОВ, ЛЕЖАЩИХ НА ГРУНТЕ

Как это доказано многими наблюдениями, температура верхней поверхности льдов любого происхождения и любой толщины приблизительно равна температуре воздуха /если последняя отрицательна/, отклоняясь от последней только на 1-3°. При положительных температурах воздуха температура верхней поверхности льда не поднимается выше температуры замораживания. Температура нижней поверхности опять-таки льдов любого происхождения и любой толщины, но находящихся на плаву, приблизительно равна температуре замораживания воды, в которой лед плавает. Что касается льдов, лежащих на грунте, то температура их нижней поверхности может быть различной.

Так как температура воздуха испытывает периодические /в основном сезонные/ колебания в некоторых случаях значительной величины, то, следовательно, и температура верхней поверхности льда также периодически изменяется.

Для суждения о распространении вглубь льда периодических изменений температуры его поверхности можно с известными допущениями воспользоваться законами Фурье, выведенными для распространения правильных периодических колебаний температуры в однородных твердых телах. Из одного из этих законов следует, что при увеличении расстояния от поверхности тела, периодически изменяющего свою температуру в арифметической прогрессии, амплитуды колебаний температуры уменьшаются в геометрической прогрессии, что определяется формулой:

$$A_z = A_0 e^{-mz},$$

где A_0 - амплитуда колебаний температуры у поверхности тела

A_z - амплитуда колебаний температуры на горизонте, отстоящем на глубину z от поверхности тела,

m - постоянный коэффициент, включающий в себя период колебаний.

Этот закон, выведенный строго математически, многократно проверялся соответствующими наблюдениями.

На рис. 5 показаны "таутохроны", представляющие, по Рике, вертикальное распределение температуры в однородном грунте для января, апреля, июля, октября по непосредственным наблюдениям.

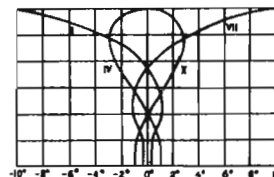


Рис. 5. Вертикальное распределение температуры в однородном грунте в различные сезоны

Малыгрен, проводивший весьма полные и тщательные измерения температуры морских льдов, справедливо отмечал незаконность применения формул Фурье, выведенных для распределения тепла в однородной среде неограниченной толщины, к морскому льду, неоднородному и сравнительно тонкому. Однако,

глетчерные и шельфовые льды более однородны, чем морские, и если толщина ровных морских льдов редко превышает 3-4 м, то толщина глетчерных льдов в отдельных районах Арктики и в Антарктике достигает до тысячи и более метров и поэтому формулы Фурье для этих льдов более приемлемы.

Из приведенной формулы Фурье, как уже говорилось, следует, что с увеличением глубины рассматриваемых горизонтов в арифметической прогрессии, амплитуды колебаний температуры уменьшаются в геометрической прогрессии. Поэтому уже на сравнительно небольших глубинах от поверхности льдов амплитуды периодических колебаний температуры оказываются уже неощутимыми для обычных термометров.

Так, Франк Дебенхам утверждает, что в шельфовом леднике Росса

сезонные колебания температуры заметны лишь до глубины 15 м. На этой глубине температура в течение года держится приблизительно около минус 22°, т.е. приблизительно около средней годовой температуры поверхности льда¹.

На рис. 6 схематически показаны:

АС=D - деятельный слой льдов, в котором сезонные колебания температуры наблюдаются,

СВ - слой, в котором градиенты с течением времени почти не меняются,

ЕФВ - вертикальное распределение температуры в зимнее время,

АФВ - вертикальное распределение температуры в летнее время.

Следует отметить, что, во-первых, кривая ЕВ, согласно формуле

Фурье, является логарифмической и, во-вторых, что между точками F и B температуры с течением времени не меняются и, следовательно, здесь вполне применимы выводы Стефана /§ 5/.

На нижней поверхности льда на плаву температура равна температуре замерзания воды, в которой лед плавает.

Рассмотрим теперь температурные условия на нижней поверхности льдов также любого происхождения, но лежащих на грунте.

Мы видели, что поток холода, направленный сверху вниз от поверхности льда на

плаву, уравнивается теплом кристаллизации, освобождающимся при образовании у нижней поверхности льда, новых слоев льда. Единственным источником тепла, могущим уравновесить поток

¹ Frank Debenham. The Ice Islands of the Arctic, A Hypothesis, The Geogr. Review, October, 1954.

холода, направленный сверху вниз, при условии, что лед на грунте, является поток внутреннего тепла Земли, направленный снизу вверх.

При таких условиях элементарное количество тепла, отдаваемое атмосфере единице поверхности льда за единицу времени так же, как и в задаче Стефана, будет равно:

$$\frac{K\theta}{i},$$

где K - коэффициент теплопроводности льда,

θ - разность температур на нижней поверхности деятельного слоя льда и на нижней поверхности льда,

i - толщина льда.

Это количество тепла должно быть уравновешено внутренним теплом Земли q, доходящим в единицу времени к единице поверхности раздела лед-грунт. Отсюда получаем:

$$i_{\text{крит}} = D + \frac{K\theta}{q},$$

где D - толщина деятельного слоя льда,

$\frac{K\theta}{q}$ - толщина льда под его деятельным слоем, т.е. толщина льда, в которой температуры постоянны.

Величину $i_{\text{крит}}$ можно назвать критической толщиной льдов, лежащих на грунте.

При этом надо подчеркнуть, что последняя формула имеет смысл только при условии, что температура на нижней поверхности льда равна температуре замерзания /рис. 7а/. Если толщина льда меньше критической /рис. 7б/, то на поверхности раздела лед-грунт температура при установившемся процессе будет несколько ниже температуры замерзания. Нулевая изотерма температуры спустится на некоторую глубину вниз от поверхности раздела, создавая в грунте явления мерзлоты.

Если же толщина льда окажется более критической, то изотер-

¹ Н.Н.Суболев. Некоторые особенности природных льдов большой толщины. - Вестн. Моск. Ун-та, 1955, стр. 3-14.

ма температуры замерзания теоретически должна оказаться где-то над поверхностью грунта /рис. 7с/.

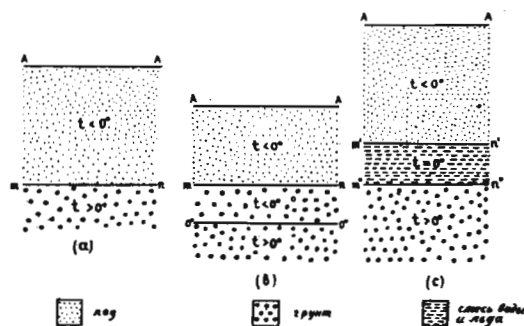


Рис. 7. Распределение температуры во льдах, лежащих на грунте, шп - поверхность раздела лед-грунт, ш'п' - поверхность раздела лед-смесь воды и льда, ш''п'' - поверхность раздела грунт-смесь воды и льда

В таком случае, между нижней поверхностью льда и грунтом должна образоваться за счет внутреннего тепла Земли смесь воды и льда, в которой должны наблюдаться сложные явления сосуществования воды и льда и плотностного перемешивания.

§ 7. ЛЕДНИКИ

На высоких горных массивах умеренных и низких широт, и в особенности, в полярных районах, где летнее стаивание плюс испарение меньше выпадения снега /плюс изморозь на снежном покрове/, в отдельных углублениях местности происходит накопление снега. Кроме того, в эти же углубления сносится ветром и влиянием собственной тяжести снег, выпавший на соседние более возвышенные участки.

Понятно, что скоплению большого количества снега, как правило, благоприятствуют: высокая географическая широта, большая высота над уровнем моря, морской климат, определяемый частотой и интенсивностью ветров с моря, несущих с собой влагу и обильное выпадение атмосферных осадков в твердом виде, и экспозиция образовавшегося снежного покрова солнечной радиации.

В эти бесспорные положения надо внести некоторые пояснения.

Большая высота над уровнем моря благоприятствует скоплению снега только в том случае, если она превосходит высоту нижней снежной линии, определяемой условием, что выше ее выпадение снега и образование изморози превосходит летнее таяние и испарение снега, а ниже ее таяние и испарение превосходит выпадение снега и образование изморози.

В очень высоких горных районах, кроме нижней снежной линии, наблюдается и верхняя снежная линия, обусловленная тем, что воздушные массы на пути к вершинам высокогорной местности охлаждаются и обезвоживаются и вследствие этого не создают накопления снега.

Зона между верхней и нижней снежными линиями, называемая зоной вечных снегов, в зависимости от местных условий, может быть уже и шире и, как правило, понижается по мере повышения географической широты.

Влияние ветров, несущих с моря влагу, и экспозиции снежного покрова солнечной радиации хорошо доказывается тем, что на южной стороне Исландии, овеиваемой теплыми и влажными юго-западными ветрами, снежная линия располагается на высоте 600-800 м, в то время как на северной, более сухой, стороне снежная линия поднимается на высоту 1 100 - 1 300 м над уровнем моря, т.е. расположена на 300-500 м выше.

Постепенно с нарастанием высоты снежного покрова нижние слои снега подвергаются значительным изменениям. Во-первых, они под давлением вышележащих слоев уплотняются и, во-вторых, под влиянием того же давления, понижающего температуру плавления, медленно перерождаются.

Первая фаза перерождения снега это фирновый лед, представляющий конгломерат отдельных зерен льда белого цвета размерами с горошину. Следующая стадия - это пузырчатый лед, образующийся из смерзшихся зерен фирна и включающий в себя большое количество пузырьков воздуха.

С течением времени пузырьки воздуха частью под давлением вышележащих слоев выдавливаются через трещины, частью мигрируют по направлению к слоям льда с более высокой температурой /в зимнее время книзу/ и получается последняя стадия - голубой глетчерный лед, состоящий из неправильных округлых, различных размеров /вплоть до голубинового яйца/ и весом до 700 г кристаллов, каждый с особой оптической ориентировкой.

Кроме зернистой структуры, глетчерный лед характерен своей слоистостью или лентчатостью: на краях отвесных стен ледников

можно наблюдать, что масса льда состоит из более или менее изогнутых и чередующихся белых и голубых полос.

Для объяснения этого явления существуют два мнения. Некоторые считают, что эти полосы связаны с сезонностью выпадения осадков, доказывая, что в ледниках северного полушария отдельные слои отделяются один от другого летними налетами пыли. Другие считают, что слоистость глетчерного льда образуется в результате скольжения отдельных слоев льда друг по другу, сопровождаемого таянием и последующим образованием голубого льда, в то время как скользящая часть, состоящая из фирнового льда, остается белой. Третьи считают, что в образовании слоистости льда участвуют оба фактора.

Отмеченные особенности позволяют считать глетчерный лед льдом давления, в противоположность льду, образовавшемуся из воды и являющемуся льдом термическим.

После того, как рассматриваемое углубление местности окажется полностью заполненным снегом и льдом, глетчерный лед начинает вытекать в соответствии с рельефом местности из района своего скопления по одному или нескольким руслам, совершенно подобно тому, как одна или несколько рек могут вытекать из одного и того же озера. Эта способность льда истекать вниз по долинам или иначе - текучесть льда - представляет собой самое замечательное явление в режиме ледников. Считается, что скорость сползания ледников при одинаковом угле падения приблизительно в 10 000 раз медленнее скорости течения воды.

Во время своего сползания вниз ледник, подобно реке, обходит отдельные возвышенности местности, иногда разделяется на рукава и иногда соединяется опять. При каждом повороте и сужении русла в массе льда возникают добавочные натяжения и давления, вызываю-

ние явления режелации.^I

Важным отличием ледника от реки является поперечная форма их русел. Поперечное сечение русла, вырабатываемого рекой, напоминает латинскую букву V, поперечное сечение русла вырабатываемого ледником, напоминает латинскую букву U.

Характерной чертой ледников является их морены, состоящие из окатанных и неокатанных камней, оторванных движущимся ледником от боковых стенок русел /продольные боковые морены/ и от дна /поперечные конечные морены/. При слиянии двух ледников появляются продольные срединные морены.

В низких и умеренных широтах бассейны снега и льда, питающие ледники, обычно занимают высокие долины, расположенные между хребтами и отдельными вершинами. Ледники, вытекающие из этих бассейнов, постепенно спускаясь на меньшие высоты, иногда далеко за нижнюю снежную линию, подвергаются все большему и большему разрушению и таянию и в конце концов дают начало горным рекам.

По мере увеличения географической широты, нижняя снежная линия спускается все ниже и ниже, а концы ледников, спускаясь еще ниже, доходят до уровня моря и потому представляют особый интерес для океанографии. Действительно, ледники здесь определяют береговую черту, видоизменяют рельеф дна прилегающего моря и являются непрерывными поставщиками больших масс глетчерного льда в море - айсбергов.

Как уже указывалось, несколько причин определяют существование ледников. Главными из них являются высокие географические

^I Режелация заключается в том, что при каждом повышении давления лед слегка оплавляется и как только давление прекращается, смерзается. Благодаря этому ледники, например, протекая по своему руслу и испытывая на поворотах то повышение, то понижение давления, не теряют своей целостности.

широты, большие высоты над уровнем моря и обильное выпадение снега, определяемое распределением суши и моря, ветров и морских течений, а также рельефом местности.

В Антарктике и в некоторых районах Арктики все эти факторы сочетаются, и в результате создаются огромные ледяные щиты, покрывающие почти целиком отдельные острова и архипелаги. Главным отличием Антарктики от Арктики является то, что в центре Антарктики расположен громадный высокий материк /средняя высота около 2 000 м, а наибольшая до 7 000 м, наибольшая толщина ледяного покрова около 2 500 м/, занимающий почти полностью все пространство между южной полярной кругом и южным полюсом, а в середине Арктики расположен огромный и глубокий /глубина до 5 449 м/ Арктический бассейн. Этим определяется то, что в Арктике главной массой льдов являются морские льды, а в Антарктике - глетчерные.

Главное оледенение Арктики - Гренландия /на которой сосредоточено 90% глетчерного льда северного полушария/ - занимает площадь около 1,9 млн. кв. км, при общей площади острова 2,1 млн. кв. км. Таким образом, в Гренландии материковый лед /наибольшая толщина которого свыше 2 000 м/ за небольшим исключением кончается на суше и отсюда уже к морю по долинам и вершинам фьордов истекает более или менее мощные ледники. В то же время морские льды северного полушария в момент своего развития занимают площадь около 12 млн. кв. км.

Кроме Гренландии, в северном полушарии материковый лед, спускающийся в море, расположен на берегах Баффина моря. Меньшие изолированные оледенения встречаются в американском секторе Арктики - на островах Принс - Патрик и Мелвилл. В европейском секторе Арктики оледенения, спускающиеся ледниками к уровню моря, расположены на островах Шпицбергена, на островах Баюм и Виктория /между Шпицбергом и Землей Франца-Иосифа/, на островах Земли

Франца-Иосифа /приблизительно 97% поверхности этого архипелага оледенено/, на Северном острове Новой Земли, на островах Ушакова и Шмидта /между Землей Франца-Иосифа и Северной Землей/ и на Северной Земле. Единственным местом оледенения, расположенным к востоку от Северной Земли, является о. Беннета, с которого спускаются небольшие ледяные язычки.

При рассмотрении оледенения северного полушария обращает на себя внимание то обстоятельство, что наиболее северные части суши, а именно Земля Гранта /Гренландия/ и Земля Элсмира, почти свободны от оледенения. Также почти лишен оледенения Лабрадор, имеющий очень низкую летнюю температуру /около 7° / и к тому же расположенный на пути летних циклонов. Почти лишен ледников все северное побережье Шпицбергена. Из этих примеров следует, что для образования глетчеров недостаточно только высокой географической широты и низких температур лета. Недостаточны и высоты над уровнем моря, а также и большие горизонтальные размеры. Так, например, очень небольшой /длина около 7 км/ о. Виктория почти полностью погребен под ледяным покровом, в то время как более значительные по высоте и по горизонтальным размерам, и к тому же расположенные севернее, острова у северных берегов Шпицбергена ледяного покрова лишены. Несомненно, наибольшее значение при прочих равных условиях имеет количество выпадающего снега и оседающей изморози. Именно последним объясняется то, что снежная линия на южной стороне Исландии проходит на 300-500 м ниже, чем на северной.

Все же надо отметить, что вопрос о том, почему мы встречаем иногда на двух рядом расположенных островах - на одном - почти полное оледенение, а на другом - почти полное отсутствие ледяного покрова - пока не разрешен. Разгадка этого вопроса, вероятно, лежит во внутреннем рельефе острова, способствующем или препятствующем накоплению льда.

§ 8. ОСТРОВА-ЛЕДЯНЫЕ ШАПКИ

Среди оледенений Арктики, создающих айсберги, большой интерес представляют сравнительно небольшие острова, почти сплошь или даже полностью покрытые льдом, - так называемые острова - ледяные шапки. Эти острова представляются с моря отвесной стеной льда, переходящей на большей или меньшей высоте в плавно поднимающийся к центру острова своеобразный ледяной купол. По своей форме, если смотреть с моря, такой остров напоминает каравай хлеба.

К первому типу таких островов принадлежат острова Белый и Виктория, расположенные между Шпицбергом и Землей Франца-Иосифа. У этих островов только небольшие и низкие косы: у о. Белого две косы на северо-восточной и юго-западной его оконечностях, а у о. Виктория только одна коса на его северо-западной оконечности выступают из-под отвесной ледяной стены.

Ко второму типу островов - ледяных шапок, сплошь погребенных под ледяным покровом, принадлежат острова Бриса, Райнера и Ева-Лив в архипелаге Земли Франца-Иосифа, а также острова Ушакова и Шмидта.

Особенно велика высота отвесной стены у островов Белого и Виктория, у которых в некоторых местах, несмотря на небольшие размеры /особенно последнего острова - длина 7 км, ширина 3 км и высота 150 м/, она достигает 12-15 м. При ближайшем рассмотрении отвесной ледяной стены можно увидеть, во-первых, что она несколько наклонена к морю и, во-вторых, что она неоднородна и со-

стоит из волнистых пластов различной толщины и структуры. Каждый из таких пластов характеризует климатические условия. Чем меньше осаждался на нем снега и заморозы в зимнее время и чем больше летнее таяние и испарение, тем тоньше пласт льда, образовавшийся в течение данного года.

Главными отличиями ледяного покрова островов - ледяных шапок от обычных ледников, стесненных в своем истечении берегами, являются: во-первых, почти полное отсутствие трещин и неровностей на их поверхности, во-вторых, приблизительно одинаковый /около 2-3°/ склон этой поверхности. Это явление можно приписать выравнивающему /сносу снега в трещины и углубления/ и уплотняющему снег влиянию ветра.

Следует отметить, что около островов Белого, Виктория и Ушакова мы наблюдали небольшие айсберги, повидимому, стоявшие на мели, разного возраста, о чем можно было судить по степени их разрушенности и оплавления. В сущности о.Ушакова и был открыт нами в 1935 г. в результате обнаружения нескольких стоящих на мели айсбергов. У островов Бриса, Ева-Лив и Шмидта айсбергов мы не видели.

Вопрос о том, являются ли вообще современные оледенения, и в особенности острова-ледяные шапки, реликтовыми, сохранившимися от последней ледниковой эпохи, или они находятся в данное время в равновесии, представляется весьма интересным и еще не решенным, тем более, что за последние десятилетия почти повсеместно в Арктике, а также и в Антарктике наблюдается постепенное отступление ледников.

Однако, в частности для Гренландии, Брукс не считает оледенение реликтовым. Он указывает, что на западной стороне Гренландии снежная линия проходит приблизительно в 90 км от берега и разделяет ледяной купол на две части: накапливающую и расходую-

щую. Накапливающая часть получает ежегодно 360 см осадков. Толщина расходующей части уменьшается от 2 м на крае до 0 м у снежной линии, а в среднем на 95 см. Из этих 95 см в 90-километровой полосе около 75% приходится на таяние и испарение и около 20% на образование айсбергов.

Подобного рода расчеты для островов-ледяных шапок были бы весьма интересны, так как они помогли бы выяснить значение изменений в режиме таких островов, что пока еще недостаточно оценивается.

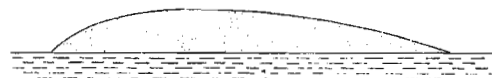


Рис. 8. Остров Ушакова /вид с моря/

Крайне желательно также производство вокруг таких островов тщательных измерений глубин, что помогло бы выяснить, покоится ли ледяная шапка на грунте /или даже на острове/ или же частично находится на плаву. Обнаруженные нами в 1935 г. у о.Ушакова айсберги как будто свидетельствуют о том, что во всяком случае часть его ледяной шапки висит над морем.

§ 9. ШЕЛЬФОВЫЕ ЛЬДЫ

Шельфовыми льдами называют многолетний припай, встречающийся в Арктике у северных берегов Канадского архипелага и, главным образом, у некоторых побережий Антарктиды.

Наиболее ярким примером шельфового ледника является Великий ледяной барьер, или иначе шельфовый ледник Росса. Северная граница этого ледника тянется почти по параллели, образуя берег в виде ледяной стены, поднимающейся от нескольких до 60 м над уровнем моря /в среднем 12-24 м/ при среднем углублении под поверхностью моря около 150-250 м. По своей северной окраине шельфовый ледник Росса протягивается почти на 950 км, а в глубь материка - приблизительно на 830 км, занимая около 550 000 кв.км.

Некоторые выводы Барда¹, экспедиции которого работали на шельфовом леднике Росса в 1929, 1934, 1940 и 1947 гг., представляют большой интерес:

1. Шельфовый ледник Росса движется на север со скоростью около 1,2 м в сутки; у "Маленькой Америки" /так назывались поселки экспедиций Барда/, расположенной на западном крае ледника Росса, шельф с 1941 по 1947 г. продвинулся на север на 2,5 км.

2. От шельфа Росса могут отрываться ледяные поля площадью до 800 кв.миль, а в прилегающих водах встречаются айсберги длиной более 200 миль.

¹ Byrd R.E. Our Navy explores Antarctica, The National Geographic magazine, v.XC11, N 4, 1947, Oct., p.429-522.

3. У "Маленькой Америки" ежегодно накапливается около 90 см снега в год. Высота радиомачт, поставленных в "Маленькой Америке" в 1929 г., была 18,3 м, в 1934 г. над снегом виднелось лишь 9,1 м мачт, а в 1947 г. - только 5,5 м.

4. По застругам на фирне было определено, что от моря Росса и до самого южного подлеса преобладают юго-восточные ветры.

5. В шельфовый ледник Росса впадает ледник Бердмор, один из самых мощных ледников мира. Этот ледник начинается около 85° ю.ш. на плато высотой около 2 100 м и протягивается на расстояние около 100 миль коридором шириной около 14 миль. В ледник Бердмор вливается около дюжины маленьких ледников.

О происхождении и существовании ледника Росса мнения отдельных исследователей расходятся.

Хотя, повидимому, ледник Росса существует несколько сотен /а, может быть, и несколько тысяч/ лет, все же к нему можно применить то, что наблюдается, например, в бухтах и фиордах восточного берега Новой Земли.

В этих бухтах, защищенных берегами от взламывания и торосения образующегося льда сильными ветрами и морскими течениями, ежегодно образуется сравнительно мощный и ровный припай, иногда называемый специальным термином бухтовый лед. Граница между припаем и пловучими льдами даже в зимнее время проходит приблизительно по линиям между входными мысами в эти бухты и фиорды. Ледник Росса также заполняет огромную бухту, но многолетним льдом огромной толщины.

Для того, чтобы уяснить происхождение ледника Росса, предположим, что он образован так же, как и морской лед, спокойного нарастания, при условии, что на его поверхность выпадает незначительное количество снега и осаждается лишь малое количество изморози. Для таких морских льдов, как мы видели /§ 5/, сущест-

вует предельная толщина, определяемая тем, что в соответствии с климатическими условиями в рассматриваемом районе за зиму снизу нарастает столько же льда, сколько в летнее время его стает сверху.

Предельная толщина морских льдов спокойного нарастания даже в самых суровых районах земного шара не превосходит 20-30 м. Так как толщина ледника Росса достигает нескольких сотен метров, то, следовательно, надо принять, что лед этого ледника создается не из морской воды, а из снега, при условии, что выпадение снега и осадки изморози на поверхности ледника в зимнее время превышают испарение и летнее стаяние. При таком предположении и при условии, что образовавшийся ледник остается неподвижным, его толщина, как мы видели /§ 6/, может быть очень большой и в отдельных случаях доходит до наибольших глубин материковой отмели. Таков же и ледник Ласситера /море Уэдделла/.

Таким образом, создание ледника Росса мы можем представить так. В начальный момент во всей огромной бухте, которую в настоящее время занимает этот ледник, создавался припай морского происхождения. Осевшая на поверхность ледника изморозь и выпавший за зиму снег, благодаря его малой теплопроводности, защищают ниже лежащий лед от охлаждения и потому замедляют дальнейшее нарастание морского льда.

Последующее увеличение толщины шельфового ледника проходит по той же закономерности как и нарастание глетчерного льда. Снег, в какой-то момент выпавший на поверхность ледника, постепенно погребается под выпадающими новыми слоями снега, и под их тяжестью уплотняется, совершенно также как и в областях питания обычных ледников.

В некоторых районах Арктики также встречаются шельфовые льды, в частности, многолетний припай большой толщины у северных бере-

гов Земли Элсмира, обследованный американскими и канадскими исследователями. Этот припай тянется вдоль северных берегов Земли Элсмира приблизительно по параллели на 90 км при ширине его около 18 км. Отличительной чертой этого припая является волнистость его верхней поверхности. Фотографии районов к востоку и западу от мыса Колумбия /83°05' с.ш., 71°40' з.д./ показали, что вали на поверхности этого припая вытянуты приблизительно параллельно береговой черте. Расстояние между гребнями этих валов колеблется от 300 до 1 000 м.

Вопрос о происхождении этого волнистого припая также нельзя еще считать решенным. Одни считают, что это остаток древнего оледенения, так как в настоящее время ледники в северной части Земли Элсмира до уровня моря не доходят и продолжают отступать. Глетчерное происхождение припая как будто доказывается нахождением на нем валунов, камней и гравия, а также слоистостью и большой толщиной льда.

Другие полагают, что это - многолетний припай морского происхождения. Уже отмечалось, что толщина многолетнего морского припая при известных условиях может достигать 20-30 м. Валы и камни также при некоторых местных условиях могут оказаться и на припая морского происхождения. Действительно, известны случаи образования льда около камней и разного рода твердых предметов на дне моря. Такой донный лед наблюдался у скалистых берегов Гренландии, Лабрадора и Шпицбергена. Известен, например, случай выноса на поверхность моря ящика с инструментами. Оказалось, что этот ящик принадлежал судну, погибшему много лет тому назад в Гудзоновом проливе, в нескольких сотнях миль к северу от места находки.¹

¹ Н.Н.Зубов. Морские воды и льды. Гидрометеиздат, 1938, стр. 263.

Сложность свойственна и многолетним льдам морского происхождения и объясняется сезонностью явлений, т.е. тем же, что и сложность глетчерного льда.

Наконец, некоторые утверждают, что припай Земли Эдмунда - это конгломерат обломков глетчерного и морского льда, нагроможденных друг на друга и спаянных с течением длительного времени в единое целое.

Особое внимание привлекает волнистость припая у Земли Эдмунда. Происхождение такой волнистости можно объяснить многими причинами. Сторонники глетчерного происхождения полагают, что поверхность ледника, спустившегося к морю, встречая на своем пути какие-то препятствия, сморщивалась и сминалась в складки, перпендикулярные оси ледника. Такое предположение влечет за собой допущение, что в прошлом на северной стороне Земли Эдмунда существовал ледник, ширина фронта которого была не менее 90 км.

Поверхность многолетнего морского припая также может образовать складки в результате давления льдов открытого моря, надвигающихся к берегу перпендикулярно береговой черте. Район к северу от Земли Эдмунда, где встречается волнистый припай, особенно подвержен давлению многолетних арктических льдов. Действительно, еще Пири на пути от Земли Гранта /82°40' с.ш., 73°00' з.д./ на север приблизительно на 84°30' с.ш. наблюдал "великое разводе", преграждавшее ему путь к полюсу. Это же разводе наблюдали впоследствии американские и советские летчики. Образуется это разводе при отжимных /южных/ ветрах. После того как отжимной ветер сменяется нажимным /северным/, огромные массы льда, набрав скорость, надвигаются на припай и сминают его в складки.

Волнистость припая может создаваться и в результате больших колебаний температуры льдов. Температура нижней поверхности льда любого происхождения, но находящегося на плаву, как уже отмеча-

лось, всегда близка к температуре замерзания, а у верхней поверхности она колеблется в течение года от 0 до минус 40-50°. Если допустить, что припай в нескольких местах лежит на грунте, так что он неподвижен, то колебания температуры могут создавать в припайном льду либо трещины, либо складки, опять таки параллельные береговой черте.

Мы увидим дальше /§ 16/, что вдали от искажающего влияния берегов и мелководий льды движутся по климатическим изобарам, т.е. по изобарам, показанным на декадных, месячных и годовых картах распределения атмосферного давления, причем область повышенного давления атмосферы в северном полушарии находится справа от направления дрейфа, а область пониженного давления - слева. Изобары у северных берегов Земли Эдмунда на месячных, сезонных и годовых картах давления направлены с севера на юг, так что господствующие ветры и зимой и летом являются для льдов нажимными. Эти нажимные ветры, повидимому, создают волнистость припая у северных берегов Земли Эдмунда и обычно препятствуют отрыву и отходу от Земли Эдмунда обломков этого припая.

Как увидим дальше /§ 9/, толщина этого припая измеряется многими десятками метров, а такая большая толщина сравнительно ровных льдов, как мы уже указывали, может создаваться только при условии, что количество выпадающего снега и оседающей изморози превышает таяние и испарение льда. Характерно, что у северных берегов Земли Эдмунда в настоящее время нет ледников, спускающихся в море, и потому этот припай, так же как припайный бухтовый лед, образующий шельфовый ледник Росса и другие создающиеся на прибрежных отмелях, надо считать шельфовыми льдами, создающимися из отлагающихся на их поверхности снега и изморози.

Кроме замечательных шельфовых ледников, в некоторых районах Антарктиды обращает внимание выступавшие на большое расстояние в

море длинные и узкие ледяные языки. Одним из наиболее замечательных из них является ледяной язык Нинияса /67°20' в.ш., 148°00' в.д./, длина которого около 145 м и ширина 40 км. Такой ледник не может быть на плаву, так как при штормовой погоде или просто при значительных стонно-нагонных или сейсмических колебаниях уровня моря этот ледяной язык давно бы распался на отдельные айсберги. Остается предположить, что этот ледяной язык лежит на грунте /возможно на подводной банке соответствующих размеров/ или может быть даже на соответствующей вытянутой цепочке небольших островов. Длительное существование такого языка обуславливается тем, что в прибрежных районах Антарктиды выпадение снега и изморози значительно превышает летнее стаявание и испарение. Равновесие поддерживается тем, что от языка время от времени откалываются куски льда.

У той же Земли Адели расположен другой такой же ледяной язык Мерца /67°20' в.ш., 145°00' в.д./, выступающий от берега на 100 км. К этому надо добавить, что Земля Адели является, видимо, наиболее снежным районом Антарктиды. В переводе на воду здесь выпадает около 1 600 мм снега в год.

§ 10. ЛЕДЯНЫЕ ОСТРОВА

В 1946-1950 гг. в центральной части Северного Ледовитого океана советскими, канадскими и американскими летчиками были обнаружены весьма своеобразные по форме и размерам ледяные образования, названные ледяными островами. Такие острова резко отличаются от многолетних ледяных полей центральных районов Арктики и от айсбергов, рождаемых ледниками, спускающимися в Арктический бассейн.

Форма /в плане/ ледяных островов близка к овальной. Горизонтальные и вертикальные размеры их весьма велики: площадь их достигает сотен квадратных километров, возвышение над уровнем моря 10-15 м и подводная осадка 100 м /а, может быть, и больше/. Когда американские летчики впервые увидели ледяной остров Т-1, он показавшись им низменным арктическим островом с характерным для таких островов микрорельефом поверхности. Поэтому этот остров и был принят за настоящий.

Вскоре, однако, выяснилось, что этот "остров" меняет свои координаты. При более близком рассмотрении оказалось, что верхняя поверхность всех трех открытых в центральной части Арктического бассейна ледяных островов волниста. Ледяные валы, так же как на волнистом припаяе у Земли Элсмира /§ 9/, тянутся параллельными рядами на расстоянии от 300 до 1 000 м друг от друга почти по всей длине островов. Как показали наблюдения, ледяные острова, получившие в литературе названия Т-1, Т-2 и Т-3, в течение нескольких лет почти не изменяли своей формы и своих разме-

ров, что доказывает их большую мощность и прочность.

Толщина арктических ледяных полей /исключая вкрапленные торосы/ обычно не превышает 3-5 м, а горизонтальные размеры и в летнее время, особенно, в зимнее время могут быть очень велики /десятки километров/. Наибольший из измеренных восточно-гренландских айсбергов был высотой около 70 м, при длине около 1 км. Таким образом, отношение вертикальных размеров к горизонтальным у ледяных полей весьма мало, а у айсбергов - сравнительно велико. Ледяные острова в этом отношении занимают промежуточное положение.

В 1951 г. воздушные силы США и Канады провели специальные поиски ледяных островов в секторе между 30 и 180° в.д., а весной 1952 г. устроили на ледяном острове Т-3 геофизическую станцию.¹

В то же время при специальных полетах у северных берегов Земли Эдмунда, а также в проливах Канадского арктического архипелага было обнаружено много ледяных островов значительно меньших размеров.

Естественно, что сразу после открытия ледяных островов возник вопрос о том, где именно и когда образовались эти громадные острова. Сначала сложилось представление, что ледяные острова - это обломки ледников, спускающихся к морю, т.е. айсберги. Эта гипотеза как будто подтверждалась нахождением на поверхности ледников крупных валунов и других моренных отложений. Однако, на берегах Арктического бассейна в настоящее время нет ледников, которые могли бы рождать айсберги такой большой площади.

Действительно, в Арктический бассейн айсберги могут попадать только от Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, Северного острова Новой Земли и Северной Земли, а также от северо-западных берегов

Гренландии, так как только на этих островах имеются ледники, спускающиеся к уровню моря.

Фронты ледников на Шпицбергене, Земле Франца-Иосифа, Новой Земле и Северной Земле весьма невелики, невелики и прилегающие глубины. Поэтому длина айсбергов, рожденных в восточных долготах Арктики, измеряется лишь несколькими десятками, в редких случаях сотнями метров.

В американском секторе Арктики возможными "поставщиками" айсбергов для Арктического бассейна являются ледники, расположенные в фиордах северо-западного берега Гренландии. Фронты ледников и прилегающие глубины моря здесь более значительны, чем в восточном полушарии. Все же длина северо-гренландских айсбергов не может превышать нескольких километров.

Таким образом, представляется, что обнаруженные в Арктическом бассейне ледяные острова, наименьшая ширина которых измеряется многими километрами, не являются айсбергами, рожденными современными ледниками.

В 1950 г. американские летчики при хорошей погоде сфотографировали припай у северных берегов Земли Эдмунда. Оказалось, что поверхность многолетнего припайного льда, простиравшегося вдоль северного побережья Земли Эдмунда по меньшей мере в длину на 90 км и в ширину на 18 км, также волниста и весьма похожа на поверхность ледяных островов Т-1, Т-2 и Т-3, особенно на поверхности ледяного острова Т-3, как более молодого.¹ Поверхность ледяных островов, отделившихся раньше, более ровная. С высоты 30 м летчики увидели, что на ледяном острове Т-1 вершины ледяных валов только на 60-90 см возвышались над ложбинами, а на острове

¹ Эта станция была снята весной 1954 г., так как она в своем дрейфе приблизилась к станциям, расположенным на материке.

¹ Составление путей дрейфа ледяных островов позволило американским исследователям предположить, что Т-3 отделился от припая и начал свой дрейф в 1946 г.

Т-2 еще меньше. Можно предположить, что с течением времени поверхность ледяных островов выравнивается. Этому способствуют таяние гребней валов летом и замерзание вод, стекающих в ложбины, в зимнее время.

Одним из доказательств того, что ледяные острова являются обломками припая у северных берегов Земли Элсмira, были фотографии ледяного острова, снятые еще в 1947 г. у мыса Колумбия /83°07' с.ш., 70°10' з.д./. Одновременно был сфотографирован участок волнистого припая у мыса Нерс /83°05' с.ш., 71°40' з.д./. Очертания ледяного острова в точности совпадали с очертаниями выщербины в припае, от которого этот остров оторвался.

Однако, вопрос о том, каково происхождение волнистого припая у Земли Элсмira, нельзя еще считать решенным /см. § 9/.

Мы не знаем также, в результате каких процессов разламываются многолетний припай, образуя ледяные острова. Вероятно, для этого необходимо особое сочетание сизигийных /во время новолуния или полнолуния/ приливов, барических и сейсмических волн и стокно-нагонных явлений. Советские полярники неоднократно наблюдали, как многолетние ледяные поля без всякой видимой причины раскалывались, причем разломы проходили по прямой линии, через ровные участки, и через торосы, как будто толщина льда не имела значения.

Отколовшись от припая, ледяные острова постепенно втягиваются в океанические круговороты и обнаруживаются иногда весьма далеко от места их зарождения. Известно, что все три ледяные острова оторвались от припая Земли Элсмira, описали по часовой стрелке огромные петли и к 1952 г. вернулись в район, из которого они начали свой дрейф /рис. 9/.

Судя по имеющимся сведениям, в центральных районах Арктики в настоящее время как будто не осталось ни одного более или

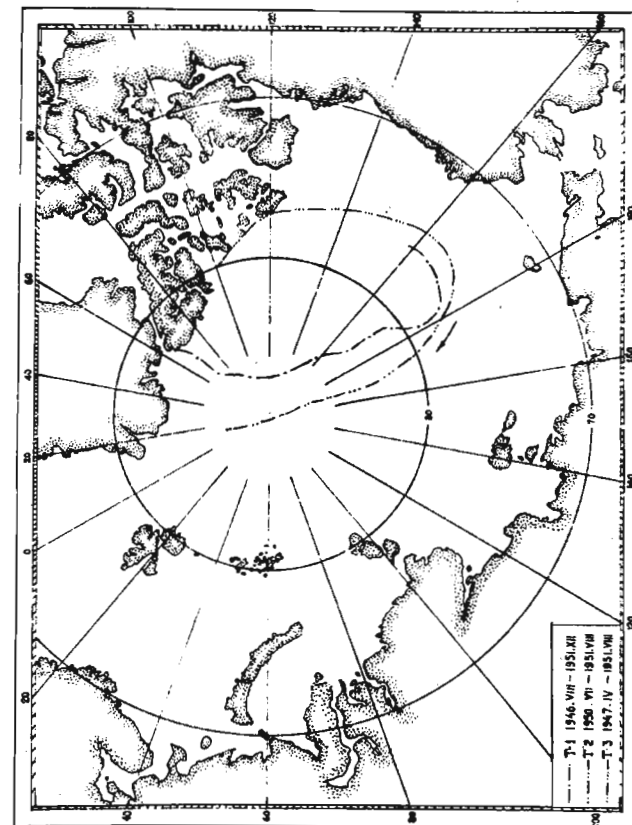


Рис. 9. Дрейфы арктических ледяных островов

мнее крупного ледяного острова. Возобновятся ли в ближайшее время дрейфы уже завершивших свои орбиты ледяных островов, оторвутся ли от волнистого припая Земли Элсмira новые ледяные острова - на эти вопросы ответить пока нельзя.

Одновременно возникает вопрос о том, не наблюдались ли подобные ледяные острова и раньше?

Прежде всего надо отметить, что широкое обследование Центральной Арктики стало возможным только после начала использования для этой цели авиации. Во время дрейфа судов, таких как "Занетта", "Фрам", "Г.Седов" и других, начинавшихся и кончавшихся во льдах материковой отмели, возможность увидеть какой-нибудь ледяной остров исключалась. Во время пеших путешествий по льдам, таких как Парри, Нансена, Каньи, Пири и других, возможность встретить такой остров уже была. Особенно легко было увидеть ледяные острова в районе Земли Элсмira, т.е. в районе, где такие острова как раз и создаются. Так, описание льдов, очень похожих на ледяные острова, встречается в дневниках Пири. Стуркертон дрейфовал на ледяном поле в море Бофорта в течение лета 1918 г. Ширина этого поля была около 7 миль, длина "по меньшей мере" 15 миль, а высота 15-20 м.¹

Дунбар перечисляет также некоторые сравнительно небольшие ледяные образования, отмеченные в морях Советской Арктики, и даже высказывает мнение, что такие легендарные острова, как Земля Санникова, были в сущности ледяными островами, продрейфовавшими к северу от Новосибирских островов. Но углубляться в этот интересный вопрос не входит в тему настоящей работы.

¹ Интересная историческая справка о ледяных островах содержится в статье И.Дунбар в сборнике: Koenig L.S., K.R.Greenaway, M.Dunbar and Battersley-Smith "Arctic Ice Islands", vol.5, 1952, p.67-103.

§ II. ВОДЯНЫЕ КАРМАНЫ

Первое подробное исследование вертикального строения морских льдов принадлежит С.О.Макарову, который во время плавания на ледоколе "Ермак" у северных берегов Шпицбергена выполнил несколько бурений встреченных им ледяных полей и торосов. При этом, как отмечает Макаров, неизменно оказывалось, что лед состоит из нескольких слоев льда, отделенных друг от друга прослойками воды высотой до нескольких десятков сантиметров.

Надо отметить, что Макаров производил свои исследования в самый разгар арктического лета, когда на ледяных полях и торосистых льдинах много прудов талой воды. Кроме того, Макаров производил исследования льдов сравнительно малой толщины.

В марте 1952 г. на ледяном острове Т-3 /§ 10/, находившемся в это время около 88° с.ш., американские исследователи организовали геофизическую станцию и подробно исследовали этот остров.

Оказалось, что размеры острова около 7,3 x 16,7 км², периметр около 57 км. По сейсмическим измерениям средняя толщина острова была около 60 м, а наибольшая высота над уровнем моря - 12 м. Высота гребней ледяных валов, являвшихся характерной особенностью всех трех ледяных островов, обнаруженных в Центральной Арктике, доходила до 4,6 м вблизи края острова и до 0,6-1,5 м - в центре острова.

В одной из двух скважин, сделанных в подошвах ледяных валов, под 2,4 м льда оказался слой воды той же толщины, а в другой под 0,9 м-слоем воды толщиной 1,2 м. Вода эта была пригодна

для варки пищи и бытовых нужд. Понятно, что такие водяные слои со всех сторон окружены льдом и потому они получили название водяных карманов.

Кроме того, на острове было обнаружено много ледяных воздушных высотой до 0,9 м и диаметром 3 м. Предполагают, что эти воздушники образовались при вымерзании водяных карманов.

Водяные карманы на ледяном острове Т-3 интересны уже потому, что они обнаружены до начала летнего таяния. Как отмечается в предварительном отчете о научной работе, на ледяном острове Т-3 в первой скважине имелось "два четких минеральных слоя в восьмифутовом слое /2,4 м - Н.З./ льда. Это, возможно, указывает на то, что карман воды сформировался три года тому назад /в 1949г. - Н.З./, примерно тогда, когда остров находился на южном участке своего дрейфа".^I Из этого следует, что американские исследователи считают существование многолетних водяных карманов во льду вполне возможным.

Попутно надо отметить, что, если минеральные прослойки во льду считать признаками сезонности таяния, то из приведенных цифр следует, что ледяной остров Т-3 нарастал сверху ежегодно на 80 см. Наибольшая скважина во льду острова Т-3 была глубиной 10 м, причем в ней было обнаружено 13 минеральных прослоек, что подтверждает предыдущие расчеты.

Опубликованных сведений о водяных карманах на острове Т-3 недостаточно для более глубоких подсчетов. Действительно, в этих сведениях нет данных о горизонтальных размерах водяных карманов, о наибольших и наименьших толщинах льда над водяными карманами и о наибольшей толщине самих карманов.

^I A.P.Gary, R.D.Cotell, T.F.Sexton. Preliminary Report on Scientific work on "Fletcher's Ice Island," T-3, "Arctic", Dec., 1952.

Несмотря на недостаточность сведений, представляется не бесполезным высказать некоторые соображения, во-первых, об образовании водяных карманов и, во-вторых, о возможности их многолетнего существования.

В подавляющем большинстве случаев водяной карман образуется из прудов талой воды, создавшихся в летнее время на поверхности льдов.

Размеры таких прудов иногда настолько велики, что морские суда пополняют из них запасы пресной воды. Так, пароход "Совет" в 1932 г. и ледокол "Красин" в 1935 г. наблюдали в Чукотском море многолетние льды высотой над водой 4-5 м и осадкой до 10-12 м. Глубина пресных прудов на этих льдах доходила до 6 м.

Понятно, что с началом зимы любое озеро талой воды начинает замерзать /наиболее интенсивно сверху/ и постепенно превращается в водяной карман. Такие же пруды и водяные карманы из талой воды образуются и на ледниках и на айсбергах.

30 августа во время экспедиции на ледокольном пароходе "Садко" в водоеме на голубом льду, прикрытом сверху коркой льда толщиной 10 см, мы наблюдали температуру воды плюс 0°,25. Наивысшая отмеченная нами температура воды в одном из таких карманов была плюс 1°,2.

В этом явлении нет ничего удивительного, если вспомнить некоторые радиационные свойства льда, подчеркнутые Н.Н.Капитаном, а именно:

1. Лед хорошо пропускает для лучистой энергии в пределах длин волн от 0,35 до 3,0 микронов, т.е. для коротковолновой части спектра.

2. Лед совершенно непрозрачен для длинноволновых лучей и в этом отношении сходен со стеклом: даже очень тонкий слой льда

создает парниковый эффект, аналогичный такому же эффекту стекла.¹

Здесь надо отметить одну очень важную особенность водяных карманов. Дело в том, что в течение лета озера талой воды нередко при случающихся понижениях температуры, и в особенности при значительном увеличении излучения в атмосферу, покрываются сверху ледяной коркой так, что некоторый объем воды оказывается со всех сторон окруженным льдом. В то же время температура воды такого водяного кармана может оказаться положительной. Так, 5 сентября 1934 г. во время плавания на "Персее" в бухте Трауренберг-бей /79°58' с.ш., 16°48' в.д./ мы наблюдали образование тонкой корки льда при следующих условиях: высота солнца 17°, давление атмосферы 1030 мб, относительная влажность воздуха 65%, небо совершенно безоблачно, штиль, температура воздуха /на высоте 6 м/ плюс 2°, 6, температура воды у дна /глубина 64 м/ плюс 4°, 18.²

Эти наблюдения подтвердили давно известную возможность образования льда при положительных температурах воздуха и при очень ясной и сухой погоде.

Если такой карман за зиму не успеет промерзнуть насквозь, то он переживает лето и переходит в класс многолетних.

В морских льдах водяные карманы могут образоваться, кроме того в пустотах, создающихся при наджигании льдин одна на другую. В такие пустоты в летнее время стекает наледная талая вода. Во время последующей зимы карман талой воды окончательно формируется: некоторый объем воды оказывается окруженным льдом со всех сторон.

¹Н.Н.Зубов. Морские воды и льды. Гидрометеоздат, 1938, стр. 295, 296.

²Н.Н.Зубов. Льды Арктики. Главсевморпуть, 1915, стр. 71.

Наконец, водяной карман может создаться и зимой в результате торошения льдов. При очень низких температурах, когда льдообразование происходит быстро, некоторый объем морской воды также может оказаться изолированным.

Все же, как уже отмечалось, главной основой для создания водяных карманов являются образующиеся ежегодно в летнее время на поверхности льдов любого происхождения пруды и озера талой воды.

Для того, чтобы представить себе процессы, протекающие в водяных карманах, сделаем следующие упрощающие предположения:

1. Водяные карманы создаются исключительно из талой воды, что осуществляется в подавляющем большинстве случаев.
2. Вода в водяных карманах и лед, окружающий ледяные карманы, пресные, что для многолетних льдов, как это известно из наблюдений, является обычным.
3. Горизонтальные размеры водяных карманов настолько больше вертикальных, что теплообменом в горизонтальной плоскости можно пренебречь и считаться только с теплообменом в вертикальной плоскости. Такое предположение также вполне приемлемо. Так, на ледяном поле станции "Северный полюс - I" размеры наибольшего озера были: длина 400 м, ширина 200 м и глубина 2,4 м.
4. В рассматриваемом районе выпадает так мало снега, что он не оказывает заметного влияния на режим льдов.

На рис. 10 показано вертикальное сечение озера с талой водой к началу замерзания. Предположим, что в рассматриваемом районе сумма градусо-дней мороза, накапливающихся за зиму, равна 6 000. В таком случае по эмпирической формуле автора /§ 5/ на поверхности озера талой воды за первую зиму образуется 196 см льда. Понятно, что, если наибольшая глубина озера талой воды ef /рис. 10/ меньше 196 см, то водяной карман, образовавшийся в на-

чаде зимы, постепенно уменьшаясь, к концу зимы выморозится совершенно. Если глубина cd окажется меньше 196 см, то во время первой зимы начальный ледяной карман распадается на два. Наконец, если глубина cd больше 196 см, то водяной карман останется единым.

Надо обратить внимание, во-первых, на то, что температура воды в кармане, а также ледяных стенок кармана должна быть равна 0° , так как этого требуют условия сосуществования пресной воды с пресным льдом /§ 3/, и, во-вторых, на то, что так как вода, замерзая, увеличивает свой объем, то в каждом водяном кармане при понижении температуры развиваются очень большие давления, подобно тому, что это наблюдается в солевых ичайках /§ 4/.

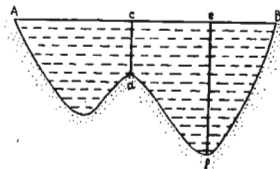


Рис. 10. Образование многолетнего водяного кармана

Так как мы пренебрегли влиянием снега на режим льда,

то для дальнейших соображений мы можем воспользоваться понятием о предельной толщине многолетних льдов, которая, как мы видели /§ 5/, определяется приближенной формулой: $\gamma_{пред} = \frac{4R}{i_m}$, где R - число градусо-дней мороза за зиму, характерное для данного района,

i_m - величина летнего стаяния, выраженная в сантиметрах и также характерная для данного района.

Предположив попрежнему, что $R = 6000$ градусо-дней мороза и что $i_m = 50$ см, по последней формуле получим приблизительно, что $\gamma_{пред} = 480$ см.

Из этих рассуждений вытекает, что при $R = 6000$ и $i_m = 50$ см, если глубина озера талой воды больше 480 см, то образовавшийся водяной карман теоретически никогда не может вымерзнуть.

Предположим теперь, что в рассматриваемом районе количество выпадающего снега за зиму превышает его испарение за год и стайвание за летнее время. В таком случае, как мы видели, если лед совершенно неподвижен, то его мощность может увеличиваться до очень большой величины - для льдов, лежащих на грунте, до его критической толщины /§ 6/.

Предположим далее, что на поверхности льда, образовавшегося из снега, в течение лета создается озеро талой воды достаточно больших размеров и глубин.

С наступлением заморозков и началом выпадения атмосферных осадков в твердом виде слой льда и снега над водяным карманом будет постепенно увеличиваться и, как мы видели на примере ледяного острова Т-3, водяной карман как бы погружается в толщу льда приблизительно на 80 см в год.

В следующем году на поверхности льда образуется новое озеро талой воды. Это озеро может образоваться и в другом месте, а может быть, и над прежним водяным карманом. В последнем, наиболее интересном случае слои воды и льда на вертикальном разрезе будут чередоваться, как это показано на рис. II, на котором слои i_1, i_2, i_3 - слои льда, а слои W_1, W_2, W_3 - слои воды.

Разберемся в температурных условиях на таком разрезе при условии, что горизонтальным теплообменом можно пренебречь.

Прежде всего надо подчеркнуть, что так как в слоях W_1, W_2, W_3 вода пресная, то их температура не может быть ниже 0° . Это влечет за собой то, что при сосуществовании воды и льда /§ 3/ температура расположенных между слоями воды слоев льда i_2, i_3 также

должна быть равна 0° .

Но температура на верхней поверхности слоя i_1 всегда приблизительно равна отрицательной температуре воздуха, а при положительных температурах воздуха - всегда около 0° . Температура на нижней поверхности слоя i_1 также всегда равна 0° . Из этого следует, что сезонные колебания температуры создаются только в первом сверху слое льда. Далее при отрицательных температурах воздуха в первом сверху слое воды у нижней поверхности первого сверху слоя льда для уравнивания потока холода, направленного сверху вниз, на-

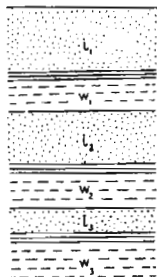


Рис. II. Расположение многолетних водяных карманов во льдах большой толщины

станут соответствующие слои льда.

Таким образом мы получаем:

1. При установившемся равновесии наложенных друг на друга слоев воды и льда температура всех слоев воды и находящихся между ними слоев льда постоянна и равна 0° .
2. Температура нижней поверхности верхнего слоя льда постоянна и также равна 0° .
3. Температура на поверхности и внутри первого слоя льда испытывает сезонные и другие колебания температуры.
4. Толщина всех слоев воды и льда, за исключением первых двух сверху, с течением времени не меняется.
5. Толщина первого слоя льда с течением времени, особенно зимой, увеличивается сверху в районах с большим выпадением снега и в районах с малым количеством выпадающего снега снизу за счет теплопроводности и нарастания слоев льда из воды первого

сверху слоя.

6. Толщина первого сверху водяного слоя уменьшается при увеличении толщины первого сверху слоя льда за счет теплопроводности льда.

Таким образом, наличие в мощном льду многолетних карманов воды и даже нескольких многолетних, расположенных один под другим водяных карманов, представляется вполне возможным.

Надо подчеркнуть явления, имеющие место только в самом верхнем водяном кармане, а именно: уменьшение его толщины при образовании на нижней поверхности верхнего слоя льда добавочных слоев льда. Так как объем льда на 9% больше объема воды, из которой этот лед образовался, то естественно, что при таком нарастании льда в первом сверху водяном кармане могут развиваться очень большие давления. В результате на поверхности льда над водяным карманом могут образоваться вспучивания, подобные отмеченным на ледяном острове Т-3. Такие же вспучивания отмечены советскими полярниками на ледяных полях.

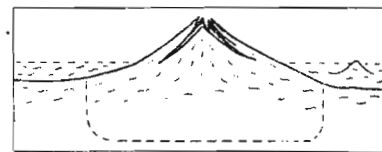


Рис. 12. Схема вспучивания водяного кармана и его разрыва по Лобенхэму

В отдельных случаях такие вспучивания завершаются их разрывом и своеобразным "извержением" воды из водяных карманов.

На рис. 12 показана схема образования вспучивания и его разрыва по Дебенхаму.^I

В 1947 г. экспедиция Барда на шельфовом леднике к западу от Земли Грейма /Антарктида/ обнаружила "ледяные вулканы" круглой формы радиусом около 2 км. Считают, что эти вулканы образованы взрывами газов.

§ 12. ОБРАЗОВАНИЕ АЙСБЕРГОВ

Э.Дригальский считает, что выступающий в море край ледника может разрушаться тремя способами.

При первом приблизительно поперек оси ледника образуется сквозная трещина. Отколовшийся монолит льда после нескольких колебаний принимает положение равновесия, соответствующее его форме, и становится айсбергом, переносимым с места на место морскими течениями и ветрами. Таким образом, создаются наиболее крупные айсберги.

Второй способ характерен для сравнительно низких широт в летнее время, в частности, для Баффина моря. Если летнее разрушение конца ледника сверху сильнее, чем разрушение его в воде, то язык ледника в конце концов превращается в подводный таран, простиравшийся на значительное расстояние от ледника 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, а также и для некоторых островов - ледяных напок /§ 8/.

Каждый ледник, спускающийся в море, можно характеризовать его продуктивностью, т.е. количеством производимых в год айсбер-

^I Frank Debenham. The Ice Islands of the Arctic, A Hypothesis, The Geogr. Review, Oct., 1954.

гов, а также величиной и формой последних.

Продуктивность ледника определяется, в первую очередь, скоростью его движения, которая всегда больше по оси ледника, чем по краям, и в верхней части больше, чем в нижней.

Скорость некоторых ледников очень велика. Так, например, по Смит, ледник Караяк на западном берегу Гренландии /70° с.ш., 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 в 20 раз большей скорости быстрейших альпийских ледников. С такой же скоростью движется расположенный несколько южнее ледник Якобсхавн, не прекращающий своей деятельности даже зимой.

Ледник Якобсхавн, занимающий по фронту 7 км, с высотой фронта над уровнем моря около 80 м, повидимому, дает наиболее причудливые по форме айсберги северного полушария. Его особенностью, как вообще быстрых ледников, является то, что рожденные им айсберги выше фронта ледника. Так, например, в этом районе Дригальский видел айсберг, возвышавшийся над уровнем моря на 140 м.

В августе 1928 г. Смит в фьорде Якобсхавн насчитал от 4 000 до 6 000 айсбергов. Замечательно, что через неопределенные промежутки времени, приблизительно десять раз в году, цепочка айсбергов /повидимому, прорывав образовавшуюся где-то ледяную плотину/ начинает двигаться к выходу из фьорда сначала медленно, а потом со скоростью 10-15 км в час. Все это сопровождается сильным шумом, слышимым за несколько миль, в продолжении нескольких дней.

Ледники, занимающие по фронту значительные расстояния, но движущиеся очень медленно, могут не производить айсбергов совсем или производить их очень мало, разрушаясь главным образом отпадом от стенки кусков льда. Так, около Фредериксхавна /Гренландия/ фронт ледника занимает 30 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 длине фронта является ледник, спускающийся на восток с Северо-Восточной Земли /Шпицберген/, - от мыса Ли-Смит до мыса Мон - и представляющий, по Норденшельду, непрерывную ледяную стенку, недоступную с моря на протяжении около 100 км. Но продуктивность этого ледника настолько мала, что, например, в 1930 г. мы на "Книповиче" и близлежащих районах не видели ни одного айсберга.

Форма айсбергов также определяется скоростью движения родивших их ледников. Столообразные айсберги характерны для сравнительно медленно движущихся ледников, в частности, для ледников Антарктиды; пирамидальные /и другие причудливые формы/ айсберги, присущи быстро движущимся ледникам.

Продуктивность ледников зависит также и от местных условий. Так, ледник Петермана /81° с.ш., 62° з.д./, самый длинный в северном полушарии, всего несколько метров высоты над водой, простирается на плаву в море по крайней мере на 40 км. Такой язык, пробивающий себе путь среди многолетнего восторженного припая, обламывается раз в 15-20 лет.

В заключение надо отметить сезонность движений ледников и айсбергов. В зимнее время скорость сползания ледников уменьшается, а ледяные языки и уже отколовшиеся айсберги сковываются припаем. Здесь уместно подчеркнуть еще раз различие в ледовых условиях в антарктических водах и в Центральной Арктике. В антарктических водах мы почти не встречаем многолетних морских льдов: все они выносятся к северу от Антарктиды и здесь в течение антарктического лета растаивают. Вся Центральная Арктика заполнена многолетними морскими льдами, а в некоторых северных фьордах Гренландии

и некоторых островов Канадского архипелага и Северной Земли - и многолетним припаем морского происхождения.

Насколько мне известно, попытки ввести "число" в процесс сползания ледников в море и образования айсбергов до сих пор еще не предпринимались. Возможно, что это надо объяснить разнообразием местных условий, в первую очередь, продольного и поперечного рельефа русла ледника, рельефа, прилегающего к концу ледника дна моря, а также сложным режимом самого ледника, обусловленным сезонностью метеорологических процессов. Это обстоятельство оправдывает приводимый ниже разбор одного из простейших случаев.

Будем называть ледником поток льда, спускающийся по своему руслу вплоть до береговой черты, а ледяным языком - продолжение ледника за береговую черту. Ледяной язык может быть на плаву /как бы висеть над дном моря/ или на грунте /лежать на своем подводном русле/.

Сделаем следующие простейшие предположения:

1. Поперечное сечение ледника и ледяного языка представляет прямоугольник, не изменяющийся по своей форме и размерам.
2. Угол склона русла ледника, а также углы наклона верхней и нижней поверхности ледника и ледяного языка одинаковы.
3. Движение ледника и ледяного языка происходит по прямой линии.

На рис. 13 представлено продольное сечение ледника и ледяного языка; на этом рисунке:

- mn - уровень моря,
- AP - верхняя поверхность ледника,
- BR - нижняя поверхность ледника,

MN - изостатическая линия /§ 2/¹,

- a - точка пересечения уровня моря с нижней поверхностью ледника,
- o - точка пересечения изостатической линии с уровнем моря,
- c - точка пересечения верхней поверхности ледяного языка с уровнем моря.

Расстояния между точками a, o и c определяются следующими формулами:

$$ao = z \cotg \alpha,$$

$$ac = (h + z) \cotg \alpha,$$

- h - толщина льда над изостатической линией,
- z - толщина льда под изостатической линией,
- α - угол склона ледника.

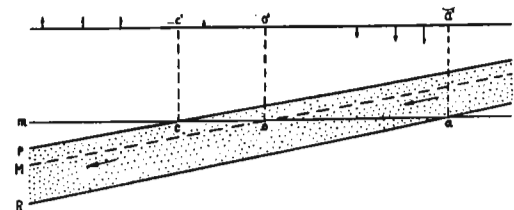


Рис.13. Схема ледника, сползающего в море

В качестве численного примера предположим здесь и в дальнейшем, что $h + z$ - толщина ледника - равна 100 м, и что отношение плотностей воды и льда равно 0,8. В таком случае из формул § 2 следует: $h = 20$ м и $z = 80$ м. При таких значениях h и z получим величины расстояний ao и ac , выраженные в метрах:

$\alpha = 1^\circ$	2°	5°
$ao = 4583$	2291	914
$ac = 5729$	2864	1148

¹ В рассматриваемом случае изостатическая линия проведена так, как она располагалась бы в теле ледника и его ледяного языка, если бы они находились на свободном плаву.

Сползание ледника по его руслу вплоть до достижения береговой черты создается исключительно силой тяжести.

Разложим эту силу на две /рис. 14/:

$$\vec{OP} = \vec{OG} \cos \alpha,$$

$$\vec{OM} = \vec{OG} \sin \alpha.$$

При установившемся движении сила \vec{OP} уравнивается сопротивлением горных пород русла ледника, а сила \vec{OM} - трением между ледником и его руслом.^I

Рассматривая рис. 13, мы видим, что справа от линии oo' воображаемая изостатическая линия расположена выше, а влево от этой линии - ниже уровня моря.

На рис. 13 сверху схематически показаны силы, действующие на ледник и на его язык. Справа от линии oa' действует только сила тяжести. Слева от этой линии, кроме силы тяжести, действует и сила Архимеда, возрастающая по мере приближения к линии oo' .

На последней линии сила Архимеда равна силе тяжести. Следовательно, изостатическая сила, т.е. равнодействующая сил тяжести и Архимеда, равна нулю.

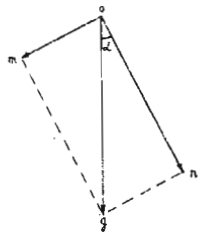


Рис. 14. OG - сила тяжести,
 OM - движущая сила
ледников

^IПопутно надо отметить, что продуктивность ледника измеряется массой айсбергов, отколовшихся за некоторый промежуток времени от ледяного языка. Эта продуктивность тем больше, чем больше угол склона и чем больше толщина и ширина ледника.

Слева от линии oo' сила Архимеда больше сил тяжести и изостатические силы направлены вверх.

Дальнейшее рассмотрение движений сползающего в море ледника показывает, что многое зависит от прибрежного рельефа дна. Этот рельеф может быть весьма разнообразным, но для общих соображений достаточно ограничиться рассмотрением двух наиболее характерных случаев.

В первом случае /случай глубокого моря/ глубина моря у самой береговой черты столь велика, что конец ледника сразу после сползания в море превращается в ледяной язык на плаву и глубины не оказывают влияние на его движения.

Во втором случае /случай мелкого моря/ продольный склон дна является как бы подводным продолжением русла ледника, иными словами, его уклон равен α ; ледник, спустившийся за береговую черту, становится ледяным языком на грунте.

В первом случае /рис. 13/ как только конец ледника, сползающего по своему руслу в море, минует линию oa' , на ледяной язык действуют уже две силы: тяжести и Архимеда, причем сила тяжести превышает силу Архимеда. Равнодействующая этих двух сил, или иначе изостатическая сила, направлена вниз, работая таким образом на срез.

По мере продвижения ледяного языка в море /на рисунке влево/ сила Архимеда постепенно возрастает и так как сила тяжести по величине не меняется, то в точке o , являющейся точкой пересечения изостатической линии с уровнем моря, сила Архимеда сравнивается с силой тяжести. При дальнейшем продвижении ледяного языка влево от линии oo' сила Архимеда превышает силу тяжести. Таким образом, по обе стороны линии oo' создается пара сил, стремящаяся повернуть ледяной язык по часовой стрелке.

Предположим, что в результате действия каких-то факторов ле-

дьяной язык /длина которого в данном случае безразлична/ отломится как раз на стыке с ледником, т.е. по линии aa' .

Понятно, что образовавшийся айсберг под влиянием изостатических сил займет горизонтальное положение, причем уровень моря /в данном случае ватерлиния айсберга/ совпадает с изостатической линией. На рис. 15а видно, что, например, если считать, что

$h = 20$ м и $z = 80$ м, то край ледника окажется выше края отколовшегося от него айсберга на величину подводной осадки айсберга, т.е. на 80 м.

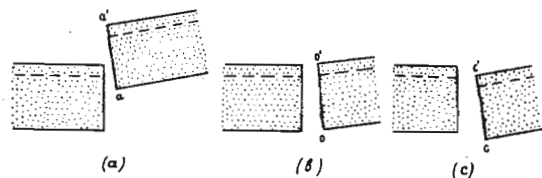


Рис.15. Схемы образования айсбергов

Если облом айсберга произойдет где-то около точки o , у которой осуществляется изостатическое равновесие, то /рис.15в/ после того, как равновесие установится, край айсберга окажется на той же высоте, что и край ледяного языка.

Наконец, если отлом айсберга произойдет в любой точке слева от точки c , то край айсберга после установления равновесия всегда будет возвышаться над уровнем моря на 20 м /рис.15г/. Разница лишь в том, что в последнем случае между надводной частью ледяного языка и отколовшимся айсбергом протянется подводный таран.

Предположим теперь, что ледник сползает в мелкое море, в котором угол продольного склона дна равен углу склона подводно-

го русла ледника.

Разница между случаями глубокого и мелкого моря состоит в том, что в глубоком море ледник сразу после того, как сползает за береговую черту, превращается в ледяной язык на плаву, а в мелком море ледник после пересечения береговой черты продолжает ползти по своему подводному руслу, превращаясь в ледяной язык на грунте.

Движение ледника по своему подводному руслу и в случае глубокого и в случае мелкого моря, как мы видели, создается продольной составляющей силы тяжести. В мелком море на сползающий по подводному руслу ледяной язык начинает действовать сила Архимеда. В точке пересечения уровня моря с изостатической линией, так же как в случае глубокого моря, силы тяжести и Архимеда сравниваются. При дальнейшем продвижении ледяного языка по своему подводному руслу сила Архимеда становится больше силы тяжести и на ледяной язык, выдвинувшийся за точку o , начинает действовать изостатическая сила, направленная вверх.

Таким образом, в случае глубокого моря на ледяной язык действует пара сил, стремящаяся повернуть ледяной язык по часовой стрелке. В случае мелкого моря также создаются разнонаправленные изостатические силы, но между точками a и o изостатические силы лишь прижимают ледяной язык к его руслу. Влево от линии oo' в случае мелкого моря явления протекают так же, как и в случае глубокого моря.

Прежде, чем перейти к дальнейшему изложению, надо подчеркнуть практическое следствие предшествовавших рассуждений, а именно: при плавании у ледяных языков надо помнить, что наиболее опасными являются ледяные языки, плавно спускающиеся к уровню моря. Такие языки наиболее подготовлены к отлому от них айсбергов /притом айсбергов всплывающих/ и около этих языков можно

встретить подводные тараны.

До сих пор мы предполагали, что глетчерный лед является телом однородным, не сгибающимся и не изменяющим форму и размеры своего поперечного сечения. В связи с этим мы рассматривали действие только двух сил: тяжести и Архимеда. Однако, природный лед неоднороден по своей пористости и, в особенности, по температуре.

Пористость снега и фирнового льда велика и потому их плотность и прочность значительно меньше плотности и прочности глетчерного льда.

Далее в деятельном слое ледника /§ 6/ наблюдаются резкие периодические и непериодические колебания температуры. Эти колебания создают то сжатия, то ослабления, в результате которых деятельный слой ледника пронизывается сетью термических трещин, уменьшающих его прочность.

Мы видели также, что, если толщина льда меньше критической, то в грунте под льдом создается слой мерзлого грунта /§ 6/, а если больше, то между льдом и грунтом образуется слой льда, насквозь пропитанного водой. Понятно, что в первом случае ледник как бы сплавается с грунтом и сползание ледника по своему руслу замедляется. Во втором случае ледник как бы скользит по своему руслу, смоченному водой. Кроме того, в первом случае температура на поверхности раздела лед-грунт ниже, а во втором случае выше температуры замерзания.

В результате всех этих явлений слой ледника около нижней поверхности деятельного слоя обладает наибольшей прочностью. Здесь термические напряжения в связи с постоянством температуры не име-

ют места. Ниже этого слоя температура также постоянна, однако, она выше температуры на нижней поверхности деятельного слоя, поэтому и прочность льда меньше.

Кроме термических напряжений, создаваемых градиентами температуры, в теле движущегося ледника наблюдаются динамические напряжения, создаваемые градиентами скорости.

Предположим поперечному, что русло ледника прямолинейно и не меняет своего поперечного сечения.

Естественно, что вследствие трения скорость ледника в его центральной части больше, чем у стенок русла и что верхние слои ледника движутся быстрее, чем придонные /рис. 16 и 17/. В результате такого распределения скоростей у дна и у стенок русла создаются динамические напряжения, так или иначе ослабляющие прочность ледника.

Следует отметить, что распределение скоростей, показанное на рис. 16 и 17, наблюдается лишь в самом теле ледника.

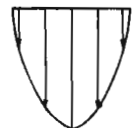


Рис. 16. Эпюра скоростей в леднике /в плане/

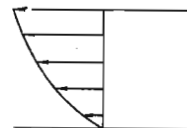


Рис. 17. Эпюра скоростей по оси ледника /по вертикали/

Как только нижняя поверхность ледника пересечет береговую черту, сейчас же прекратится трение ледника о боковые стенки русла, а как только ледяной язык оторвется от грунта и станет ледяным языком на плаву, то прекратится и трение нижней поверхности этого языка о грунт. Отсюда вытекает, что в ледяном языке, оторвавшемся от грунта, нет причин для создания в его теле градиентов скорости, а следовательно, и динамических напряжений. Язык на плаву стремится двигаться как единое целое.

На рис. 18 стрелками показано распределение скоростей в леднике и в ледяном языке. Верхние слои ледника и вся толща ледяного языка движутся с одной и той же скоростью. Нижние слои ледника движутся со скоростью, значительно меньшей. В результате в районе

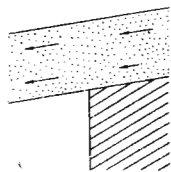


Рис. 18. Распределение скоростей в леднике и в ледяном языке

образования ледяного языка на плаву создаются условия, наиболее благоприятные для образования на нижней поверхности ледяного языка динамических трещин, перпендикулярных оси ледника.

Эти трещины в дальнейшем приобретают особое значение. Действительно, мы видели, что по мере сползания ледяного языка в море изостатическая сила, направленная вверх, начинает работать на изгиб ледяного языка и, в свою очередь, создает на нижней поверхности ледяного языка трещины, также направленные перпендикулярно оси ледника. Таким образом, и градиенты скорости и изостатические силы работают в одном и том же направлении.¹

Понятно, что в зависимости от строения, прочности, мощности и наклона ледника, а также и других условий, динамические трещины могут быть и шире и глубже. В результате одна и та же изостатическая сила в одних случаях может оказаться достаточной лишь для

¹ Каково бы ни было происхождение трещин на нижней поверхности ледника, в этих трещинах создаются весьма любопытные явления. Дело в том, что при погружении этих трещин в воду или при образовании новых трещин на нижней поверхности ледяных языков в них проникает вода. Если температура льда в этих трещинах достаточно низка, то вода в них замерзает и как бы запаивает эти трещины. С другой стороны, вода при преобразовании в лед увеличивает свой объем, и следовательно, увеличивает размеры трещин. Таким образом, создаются противоречия. Однако, рассмотрение этих противоречий не входит в задачу настоящей работы.

изгиба ледяного языка до совпадения его изостатической линии с уровнем моря. В других случаях эта же результирующая может оказаться достаточной даже для отрыва более или менее значительной части ледяного языка от его основного массива, т.е. для образования айсберга.

В дополнение к перечисленным факторам, определяющим режим ледяных языков, надо отметить еще периодические и непериодические колебания уровня моря. Первые, главным образом приливо-отливные, как бы расшатывают ледяные языки у самых их оснований. Вторые, главным образом стонно-нагонные и сейсмические, иногда значительно бо́льшие по размаху, в некоторых случаях создают массовый откол айсбергов в рассматриваемом районе океана.

В результате совокупного действия периодических колебаний уровня и изостатических сил наиболее вероятным продольным профилем ледника и его языка представляется следующий: верхняя поверхность ледника наклонена, что обеспечивает сползание

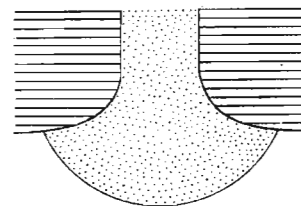


Рис. 19. Образование ледяной дельты

ледника, а верхняя поверхность ледяного языка горизонтальна. Такое выравнивание ледяного языка должно быть особенно характерно для летнего времени, когда, благодаря повышению температуры, способность льда к сопротивлению всякого рода напряжениям уменьшается.

Надо обратить внимание на еще одно явление, обусловленное текучестью льда. Предположим, что в плане русло ледника после пересечения ледником береговой черты расширяется, как это показано на рис. 19. В таком случае ледник после прохода береговой черты в силу текучести льда расплывается и в результате создается

своеобразная ледяная дельта. Образованию таких дельт может способствовать рельеф дна - например, прибрежные мелководья и острова, расположенные на пути спускающегося в море ледника. Можно предположить, что шельфовые ледники Шеклтона и Западный, расположенные рядом по ту и другую стороны меридиана 90° в.д., как раз и являются шельфовыми ледниками дельтового типа.

Понятно, что для таких ледников характерны радиальные трещины, протягивавшиеся от устья ледника как от центра.

Подытоживая некоторые предшествующие рассуждения, получаем:

1. Главную роль в подготовке айсберга к отлому играют различного рода термические и динамические трещины, а также изостатические силы, направленные вверх и работающие на изгиб. Равнодействующая этих сил тем больше, чем больше толщина и длина ледяного языка.

2. Динамические трещины, создаваемые градиентами скорости в самой толще ледника, располагаются преимущественно перпендикулярно оси ледника и приблизительно на стыке ледника и его языка, т.е. приблизительно около береговой черты.

3. Динамические трещины, создаваемые периодическими и непериодическими колебаниями уровня, располагаются также у береговой черты и также преимущественно перпендикулярно оси ледника.

4. Непериодические колебания уровня моря, особенно сейсмические, могут быть очень большими и сопровождаться катастрофическими отломами айсбергов, обуславливающими так называемые их извержения /§ 17/.

§ 13. ОСТОЙЧИВОСТЬ АЙСБЕРГОВ

Равновесие ледяного тела в зависимости от его формы может быть безразличным, неустойчивым и устойчивым.

Какой бы формы ни было однородное по плотности плавающее ледяное тело, для его равновесия должны быть соблюдены следующие условия /§ 2/:

1. Отношение осевого погруженной в воду части к объему всего плавающего ледяного тела равно отношению плотности льда к плотности воды.

2. Центр тяжести и центр величины находятся на одной и той же вертикали.

Для многих тел существуют несколько положений равновесия. Из них наиболее устойчивым является такое, при котором сечение данного однородного тела по ватерлинии является наибольшим.

Примером безразличного служит равновесие плавающего шара. При наклоне шара в любом направлении и на любой угол центр величины смещается в теле таким образом, что этот центр всегда располагается на той же вертикали, что и центр тяжести. В то же время площадь сечения шара по ватерлинии при любых положениях шара остается одинаковой.

Другим характерным примером является равновесие плавающего цилиндра. Если ось цилиндра достаточно длинна и притом параллельна поверхности моря, то цилиндр в направлении оси находится в устойчивом, а в направлении, перпендикулярном оси, - в безразличном рав-

новесии.

При наклоне тела, находящегося в устойчивом равновесии, центр величины смещается в направлении наклона и таким образом создается пара сил, стремящаяся вернуть наклоненное тело в положение равновесия.

Как уже говорилось, для многих форм плавающего однородного тела существует несколько положений равновесия. При наклоне тела до некоторого угла, вследствие перемещения центра величины, создается восстанавливающая пара сил тяжести и Архимеда и тело стремится вернуться в прежнее положение; при наклоне на угол несколько больший, создается опрокидывающая пара и тело поворачивается до нового положения равновесия. Чем больше возможный угол наклона, тем больше остойчивость тела. Эта остойчивость называется остойчивостью формы.

Как мы видели, остойчивость формы у шара равна нулю. Влияние формы на равновесие плавающих тел весьма сложно. Поэтому рассмотрим весьма приближенно условия равновесия некоторых простых по форме тел.

Столовые айсберги, столь характерные для антарктических вод, по своей форме весьма приближаются к форме параллелепипеда, причем горизонтальные размеры значительно превосходят вертикальные. Так, в 1927 г. китобойное судно "Одд-1" в 50 милях к северо-востоку от Блинх Шетландских островов видело айсберг длиной около 170 км /ширина айсберга не была определена/, возвышавшийся над уровнем моря на 30-40 м.

Если мы примем, как наиболее обычное, что отношение высоты столбовидного айсберга над уровнем моря к его общей толщине равно 1:5, то получим, что толщина этого айсберга была приблизительно 150-200 м.

Если предположить далее, что ширина айсберга была около 30-

40 км, то мы получаем, что для этого айсберга отношение толщины к длине равно 1:1000 и отношение толщины к ширине около 1:200.

Как отмечает В.Л.Лебедев, преобладающие размеры антарктических столбовидных айсбергов значительно меньше: высота 12-40 м, а длина 100-400 м. Ширина айсбергов не указывается, но по всем вероятностям их поверхности почти квадратны. Остойчивость таких айсбергов очень велика.

Айсберги, у которых остойчивость мала, могут образоваться в следующих случаях.

1. От ледника, спускающегося в море, или от шельфового ледника, может оторваться айсберг, ширина которого меньше толщины родившего его ледника, и айсберг сразу после отлома повертывается на сравнительно большой угол, чтобы занять более остойчивое положение.

2. Такое явление может быть и при отломе малых айсбергов от очень большого айсберга или при распадении большого айсберга на ряд малых, среди которых могут оказаться айсберги с малой остойчивостью /§ 14/.

3. Остойчивый в начальный момент айсберг в результате действия морских течений и ветров может продрейфовать в районы, резко отличающиеся от района, в котором данный айсберг образовался. Например, гренландские айсберги заносятся в район Гольфстрима.

Как указывает Смит, летом в Лабрадорском течении вода холодная, а воздух теплый, поэтому в первую очередь тает надводная часть айсберга. Весной вода в Гольфстриме значительно теплее воздуха, вследствие чего скорее разрушается и тает подводная часть. В летнее время в Гольфстриме и вода и воздух теплые и айсберги разрушаются особенно быстро. Ручьи текут по айсбергу непрерывными потоками, от айсберга то и дело откалываются куски и глыбы льда, 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 объему, но также и тем, что малый айсберг плавает в более поверхностных, т.е. в более подвижных и летом более теплых слоях. У берегов Антарктиды и в высоких широтах Северного Ледовитого океана лето короткое и температуры воздуха редко положительные. Поэтому здесь часто встречаются многолетние айсберги.

4. Айсберги, дрейфующие в открытом от льдов районе, подвергаются не только тепловому, но и динамическому воздействию морских волн. Так, волны, ударяя в айсберг около его ватерлинии, образуют на наветренной части айсберга волноприбойную выемку, ниже которой выступает подводный таран, и выше которой нависает карниз. Последний по мере своего увеличения под действием собственного веса обламывается. В результате наветренная часть айсберга приподнимается и таким образом столбовидный айсберг превращается в наклоненный.

На рис. 20 схематически показано поперечное сечение айсберга столбовидной формы, размеры которого в начальный момент таковы: толщина 100 м, высота над уровнем моря 20 м, ширина 250 м. Длина айсберга не играет роли, но она значительно больше ширины. Айсберг изостатически уравновешен: изостатическая линия § 2/ совпадает с уровнем моря.

Предположим /рис. 21/, что в этом айсберге волной разбит левый /на рисунке/ верхний угол площади поперечного сечения около $30 \times 50 \text{ м}^2$. Изостатическая линия под разбитым углом айсберга пройдет приблизительно на 14 м ниже нижней границы облома. Однако, если изостатическая линия проходит ниже уровня моря, это означает, что изостатические силы направлены вверх. Эти силы заставляют айсберг для равновесия наклоняться в положение равновесия, показанное на рис. 21. В результате приближенных подсчетов оказывает-

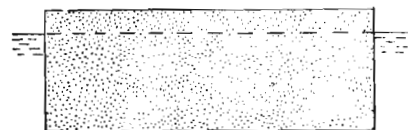


Рис.20. Плавание изостатически уравновешенного ледяного поля: уровень моря совпадает с изостатической линией

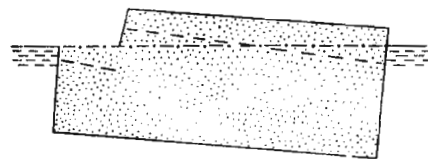


Рис.21. Наклон того же айсберга в результате разрыва его верхней /левой/ части

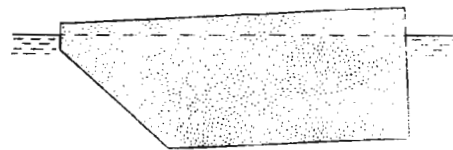


Рис.22. Наклон того же айсберга в результате разрыва его нижней /левой/ части

ся, что для нового положения равновесия айсберг должен наклониться на угол около $4^{\circ},5$, а высота айсберга должна увеличиться приблизительно на 30 м. Из рис. 21 вытекает, что у возвышающегося конца айсберга всегда имеется соответствующий разрушенной части подводный таран. Если предположить, что после разрушения карниза разрушается и подводный таран, то айсберг опять займет горизонтальное положение.

Рассмотрим теперь другой случай, а именно: разрушение теми или иными процессами не надводной, а подводной части того же айсберга, как это показано на рис. 22.

Из этого рисунка следует, что над размытым /левым нижним/ углом айсберга изостатическая линия должна оказаться выше уровня моря и следовательно, изостатические силы, направленные сверху вниз, должны наклонить айсберг, как это и показано схематически на рис. 22. Никакого подводного тарана в рассматриваемом случае не создается.

Сопоставляя рис. 21 и рис. 22, мы видим, что при размытии левого верхнего края айсберг наклоняется по часовой стрелке, а при размытии левого нижнего края айсберг, наоборот, наклоняется против часовой стрелки.

Из рассмотренных примеров видно, что по самому виду надводной части айсберга мы можем отчасти судить о форме его подводной части. При этом мы должны помнить, что отношение наибольшей высоты айсберга к наибольшей осадке может быть каким угодно, но отношение подводного объема айсберга ко всему его объему всегда должно быть равно отношению плотности льда к плотности воды, в которой он плавает.

Классификация арктических айсбергов по внешнему виду их надводной части /в основу которой мною положена классификация Смита/ такова:

Столообразные формы /прямоугольные, кубические, с более или менее отвесными боковыми стенками/ характерны для молодых айсбергов, рожденных в суровых климатических условиях медленно движущимися ледниками.

Пирамидальные формы характерны для молодых айсбергов, рожденных 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, перевернувшихся или всплывших после разрушения их надводной части.

Причудливо изрезанные формы характерны для молодых айсбергов, рожденных быстро движущимися ледниками.

Колонообразные и гротообразные формы характерны для айсбергов, надводная часть которых сильно разрушена морем и атмосферой. Обычно такие формы отличаются сильно развитыми подводными таранами.

Крылообразные и рогообразные формы характерны для айсбергов в последней степени разрушения их надводной части.

Понятно, что встречающиеся айсберги не всегда можно отнести к одной из перечисленных форм.

Один признак, однако, остается 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 айсбергов является признаком их относительного возраста.

Но еще больше сказывается на осадке льдов в воде неправильность их формы. Поэтому при плоской и широкой подводной части айсберг и его 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 Смитту, отношение углубления айсбергов к их возвышению над уровнем моря в среднем равно величинам, показанным ниже.

Эти результаты основаны на многочисленных непосредственных измерениях высот и углублений айсбергов, выполненных Международным ледовым дозором, а также и на наблюдениях многих экспедиций.

Отношение осадки к высоте надводной части

айсбергов различной формы:

Столбообразные айсберги	5
Округлые "	4
Пирамидальные "	3
Колоннообразные "	2
Крылообразные "	1

В некоторых отдельных случаях надводная форма айсберга позволяет судить о форме его подводной части.

Например, у Земли Франца-Иосифа нередко наблюдались айсберги с почти правильной кубической формой их надводной части. Такие кубические айсберги могут существовать только при следующих условиях:

1. Кубическая надводная часть айсберга покоится на широком подводном основании.

2. Кубический айсберг стоит на мели, а свою форму он получил уже после того, как приткнулся к мели, в результате отлома кусков льда и образующихся карнизов от его боковых стенок.

§ 14. КЛАССИФИКАЦИЯ АНТАРКТИЧЕСКИХ АЙСБЕРГОВ ПО ЛЕБЕДЕВУ

Классификация арктических айсбергов уже приводилась в § 13. Однако эта классификация была основана исключительно на форме айсбергов. Антарктические айсберги разнообразнее и по форме и по происхождению и по их группировкам. В 1955 г. В.Д.Лебедевым была предложена классификация антарктических айсбергов, основанная на личных наблюдениях, произведенных во время двукратных плаваний в антарктических водах на китобойных судах флотилии "Слава" /1953-1954 и 1954-1956 гг./. При составлении этой классификации были использованы также наблюдения иностранных антарктических экспедиций, также и материалы лоций. Ниже классификация и примечания Лебедева приводятся полностью.

1. Виды айсбергов по строению.

1. Слоистые, или шельфовые, айсберги шельфового строения и обычно шельфового происхождения, белого цвета с хорошо выраженной слоистостью.

2. Монолитные /голубые/ или глетчерные айсберги-глетчерного строения и обычно глетчерного происхождения, с голубоватыми оттенками, иногда со следами обломков материковых пород, песка или ила; следы слоистости льда плохо заметны или не видны совсем.¹

3. Черно-белые, или моренные айсберги, глетчерная струк-

¹Первичный голубой цвет таких айсбергов при выветривании и разрушении поверхностного слоя льда может изменяться до белого, однако это происходит не всегда. В Антарктике приходится иногда наблюдать темно-голубые и синие айсберги, находящиеся в последней стадии разрушения.

тура которых нарушена сравнительно крупными включениями моренного материала. Находящиеся на поверхности темные и резко очерченные пятна этого материала /обычно площадью в несколько квадратных метров/ иногда издали принимаются моряками за выброшенные на лед лодки, тюленей и пр. Происхождение этих айсбергов глетчерное, но связанное с особыми, зависящими от местности, условиями формирования языков материкового льда.

4. Темнозеленые, или составные айсберги, монолитная глетчерная структура которых нарушается наличием в глубине льда инородных включений /не выходящих на поверхность/. Эти включения придают айсбергам характерный темнозеленый цвет покрытого мхом утеса. Условия происхождения таких айсбергов, так же как и моренных, связаны с особенностями местности и формирования потоков глетчерного льда.¹

5. Снежные, или фирновые айсберги, образованные смерающимися многометровыми снежными наносами на морской лед белого цвета, быстро разрушаются.

II. Виды айсбергов по форме.

A. Первичные формы.

1. Поля - айсберги с горизонтальной плоской поверхностью и резким преобладанием длины над высотой надводной части /высота измеряется в метрах или нескольких десятках метров, а длина - в километрах и даже в десятках километров/ обычно шельфового происхождения. Разделение полей-айсбергов и столовых айсбергов можно основывать на разнице их в длине, так как высоты тех и других не отличаются. Вводя название полей-айсбергов, мы предварительно принимаем, что их длина не менее 1 км.

¹ Некоторые авторы указывают на то, что моренные и темнозеленые айсберги могут происходить только от береговых ледников моря Уэдделла. Нам представляется такое суждение слишком категорическим.

2. Столовые айсберги с горизонтальной плоской поверхностью и приблизительно вертикальными боковыми стенками шельфового, глетчерного или снежного происхождения, длиной до 1 км.

3. Холмистые айсберги неправильной формы с холмистой поверхностью /а в отдельных случаях пирамидальной формы/; обычно глетчерного происхождения: глетчерные, моренные и темнозеленые айсберги.¹ Слабо выраженная холмистая поверхность иногда бывает и у айсбергов шельфового происхождения. Частный случай холмистых айсбергов - пирамидальная форма - наблюдается у айсбергов Антарктики /повидимому, за исключением мало распространенных моренных и темнозеленых айсбергов/ сравнительно редко.² Обычно пирамидальная форма антарктических айсбергов создается уже в результате их разрушения. Отделять пирамидальные айсберги от разрушенных /горобразных/ следует только тогда, когда наблюдатели смогут достоверно констатировать, что перед ними не вторичная, разрушенная форма, а айсберг пирамидальный со времени своего откола от ледника.³

B. Вторичные формы.

1. Наклонные, или наклонившиеся столовые айсберги,

с плоской покатой поверхностью, образованные в результате разрушения и наклона столовых айсбергов, - глетчерного или шельфового происхождения, обычно имеют выступающие из воды тараны. Наклонные

¹ В литературе по Антарктике отмечается, что моренные айсберги имеют пирамидальную форму. Повидимому, это так бывает, но не всегда. Например, в марте 1955г. у 62° ю.ш., 18° з.д. автору пришлось наблюдать моренный айсберг столовой формы, причем широкие полосы моренного материала шли по айсбергу вертикально /от поверхности до воды/, а у 62° ю.ш., 15° з.д. - наклонившийся столовый айсберг, на юго-восточной стороне которого, от воды до высоты 10 м, выступало пятно моренного материала.

² В классификации айсбергов северных широт /Зубова-Смита/ холмистые айсберги отсутствуют, а пирамидальные составляют отдельные классы первичных айсбергов. Н.Н.З у 60 в. Лбы Арктики, 1948, стр. 98.

³ В 9-ом рейсе флотилии "Слава" в Антарктику /1954-1955/ было отмечено более 1200 айсбергов, среди которых ни одного айсберга пирамидальной формы не удалось выделить.

айсберги - самая характерная форма разрушающихся айсбергов в Антарктике. Они неустойчивы и при дальнейшем разрушении могут переворачиваться и принимать окатанную /оплавленную/ форму. Даже незначительный на глаз наклон столового айсберга сильно изменяет его высоту, поэтому наклонные айсберги нужно отделять от столовых при всяком заметном на глаз наклоне плоской поверхности айсберга.

Кроме того, волнение вырабатывает у столовых айсбергов подводные выступающие в море террасы, которые расположены на глубине нескольких метров. При незначительном наклоне айсберга внешний край такой террасы поднимается к поверхности, а при дальнейшем наклоне выступает над водой. Поэтому подход судна к мало наклонившемуся айсбергу бывает более опасен /когда подводной террасы не видно/, чем к айсбергу сильно наклонившемуся. Террасы всегда находятся у приподнятой стороны наклоненных айсбергов. Видимо выработанная со стороны преобладающего направления волнения подводная терраса нарушает равновесие айсберга и, стремясь всплыть, поднимает его край. При дальнейшем наклоне столовый айсберг принимает горообразную форму.

Границей для разделения наклонившихся столовых и горообразных столовых айсбергов можно условно принять отношение длины к возвышению надводной части айсберга, приблизительно равное двум.

2. Окатанные /или оплавленные/ айсберги, поверхность которых сглажена и округлена ветром и водой. Эта форма характерна для многолетних айсбергов высоких широт, где процессы таяния проходят слабо, и для перевернувшихся в воде айсбергов в остальных районах Антарктики.

3. Разрушенные айсберги горообразные, гротообразные, аркообразные, колоннообразные, рогообразные, крылообразные и неопределенной формы - глетчерного и шельфового происхождения. Наблюдения в северном полушарии показали, что по степени разрушенности

айсбергов приблизительно удастся судить об их осадке и скорости дрейфа, при этом разрушенные айсберги можно делить на:

а/ горообразные, скорость дрейфа и осадка которых будет примерно соответствовать пирамидальным айсбергам северного полушария - отношение осадки к высоте надводной части айсберга - 3;

б/ гротообразные и колоннообразные - отношение осадки к высоте - 2;

в/ аркообразные, крылообразные и рогообразные - отношение осадки к высоте - 1.¹

III. Виды группировок айсбергов:

1. Скопления айсбергов, созданные действием течений и ветра, состоят из разнообразных по форме, высоте и происхождению айсбергов, наблюдаются они в поясе пака и в зонах схождения течений, где при благоприятных условиях может происходить интенсивное разрушение айсбергов. Скопления айсбергов могут быть вытянутыми в виде верениц.

2. Города айсбергов, или ледяные города, состоят из айсбергов равной высоты, одинаковой формы, строения и происхождения. Город айсбергов является результатом рождения сотен новых айсбергов при расколе одного дрейфующего поля - айсберга /рис. 23/.²

¹Н.Н.Зубов. Леды Арктики, 1945, стр.101.

²В первой стадии образования ледяных городов наблюдаются удивительно одинаковые формы и высоты айсбергов, которые в это время похожи на близнецов. В дальнейшем при неравномерном разрушении такое единообразие нарушается, но признаки одинакового строения айсбергов остаются.

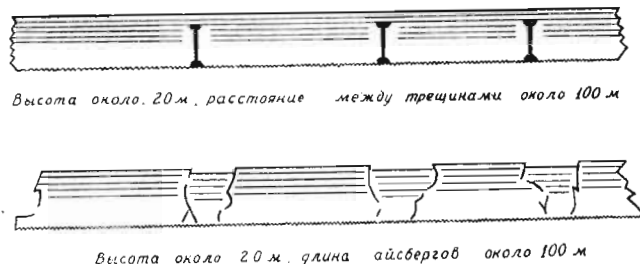


Рис. 33. Схема распада поля-айсберга на столовые айсберги по зарисовкам В.Л. Лебедева в Антарктиде /ноябрь 1954г. у К.Сандвичевых островов/

§ 15. ВЕТРОВОЙ ДРЕЙФ МОРСКИХ ЛЬДОВ И АЙСБЕРГОВ

Всех наблюдателей поражает, насколько быстро отзываются морские льды, как сплоченные, так и разрозненные, на всякое изменение направления и скорости ветра. Достаточно, например, нескольких часов свежего ветра для того, чтобы ледовая обстановка — распределение пловучих льдов в данном районе — изменилась до неузнаваемости. Понятно, что изменения этой обстановки определяются географическими условиями — очертаниями берегов, рельефом дна, системой постоянных и приливно-отливных течений и т.д.

При всей сложности ветрового движения льдов можно выделить три характерных случая:

1. Ветровой дрейф сплоченных льдов.
2. Ветровой дрейф одиночной льдины.
3. Ветровой дрейф разрозненных льдов.

Первые систематические наблюдения ветрового дрейфа сплоченных льдов были проведены Нансеном во время дрейфа на судне "Фрам" в центральной части Арктического бассейна /1893-1896/.

В результате своих исследований Нансен пришел к выводам, которые можно сформулировать следующим образом:

1. Вдали от искажающего влияния берегов и мелководий скорость ветрового дрейфа льдов приблизительно в 50 раз меньше скорости ветра, вызвавшего этот дрейф, или иначе: ветровой коэффициент, т.е. отношение скорости ветрового дрейфа к скорости ветра равно 0,02.

2. Направление ветрового дрейфа льдов в северном полушарии отклоняется в среднем на 30° вправо от направления ветра, вызвавшего дрейф. Последнее явление Нансен совершенно справедливо приписал влиянию отклоняющей силы вращения Земли.

В дальнейшем правила Нансена неоднократно проверялись в разных районах Арктики и в разных условиях и вполне оправдывались. В то же время эти правила в результате новых наблюдений и исследований и дополнялись. Наиболее существенное дополнение было сделано П.А.Гордиенко, который на основе специальных наблюдений в Чукотском море показал, что ветровой коэффициент существенно зависит от сплоченности и торосистости льдов /1938-1940/.

Следующие цифры показывают по Гордиенко значения ветрового коэффициента при различных значениях: n - сплоченности льда в баллах и m - торосистости льда также в баллах:

$m \backslash n$	1	5	9
1	0,009	0,005	0,0025
5	0,045	0,029	0,0130
9	0,081	0,052	0,0245

Из приведенных цифр видно, что наибольшее влияние на скорость ветрового дрейфа льдов оказывает его торосистость.

Для того, чтобы разобраться в этом влиянии, предположим, что на поверхности ледяного поля возвышается двухмерный торос треугольной формы /рис. 24/. Предположим далее, что частицы воздуха движутся горизонтально и параллельно поверхности ледяного поля и перпендикулярно оси тороса.

Пусть потенциальное¹ давление ветра в точке тороса изобра-

¹ Потенциальным давлением ветра условно назовем такое, которое может проявиться лишь при условии, что на пути ветра встретится то или иное препятствие. Давление ветра на единицу площади, перпендикулярной ветру, приблизительно пропорционально квадрату скорости ветра.

жается вектором P . Разложим этот вектор на два: $P_{ск}$ - направ-

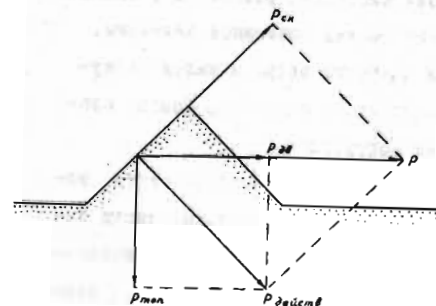


Рис.24. Давление ветра на торосы

ленный параллельно боковой поверхности тороса, скользящий по этой поверхности и потому в первом приближении не производящий никакой работы, и $P_{действ}$, направленный перпендикулярно этой поверхности. Последний вектор также разложим на два вектора: $P_{гор}$ - горизонтальный, параллельный ветру и создающий ветровой дрейф тороса и $P_{тол}$ - вертикальный, перпендикулярный ветру и топящий данный торос.

Из рис. 22 следует:

$$P_{ск} = P \cos \alpha$$

$$P_{действ} = P \sin \alpha$$

$$P_{гор} = P \sin^2 \alpha$$

$$P_{тол} = P \frac{\sin^2 \alpha}{2}$$

По этим формулам вычислена таблица соотношений между скользящими, движущими и топящими векторами давления ветра в процентах:

Угол ската тороса	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°
Скользящий	100	97	87	71	50	26	0
Движущий	0	7	25	50	76	94	100
Топящий	0	25	43	50	43	25	0

Из приведенной таблицы следует, что при абсолютной гладкости

ледяного поля протекающий над полем ветер в силу принятых допущений не производит никакой работы. Если на своем пути ветер встречает торос или айсберг с вертикальными стенками, то вся энергия ветра тратится на ветровое движение тороса или айсберга. Наконец, при угле ската тороса или айсберга, равном 45° , топящее давление ветра достигает своей наибольшей возможной величины. Таким образом, при очень большой скорости ветра и малой пловучести тороса топящее давление ветра может оказаться больше пловучести тороса, и торос несколько погрузится.

Так как топящее давление ветра определяется углом ската наветренного склона тороса, то, следовательно, отдельные части ледяного поля с неровной верхней поверхностью подвергаются различному давлению. Этим вызываются силы, создающие вертикальные движения отдельных участков ледяного поля. Но ветер турбулентен, и вертикальные составляющие его скорости создают неравномерное давление даже на совершенно гладкие ледяные поля. В результате во льду возникают вертикальные колебания, подобные ветровым волнам на поверхности воды.

Наблюдатели неоднократно отмечали появление ветровой ряби на тонком льду. С.А.Бернштейн¹ указывает, что инструментальные наблюдения, произведенные в 1927 г. на Волге, с несомненностью установили ветровые колебания ледяного покрова. Так, при ветре скоростью 13 м/сек наблюдалось постоянное волнение льда с неправильными периодами от 20 до 180 сек. Размах колебаний при толщине льда около 80 см достигал 3 мм /рис. 25/. При тихой погоде колебания подобного рода не наблюдались.

Из изложенного следует, что ветер действует на льды двояко,

¹С.А.Бернштейн. Ледяная железнодорожная переправа. 18-й сборник. Стд.инж.исслед., 1929.

создавая при этом:

1. Ветровой дрейф льдов.
2. Вертикальные колебания ледяного покрова.

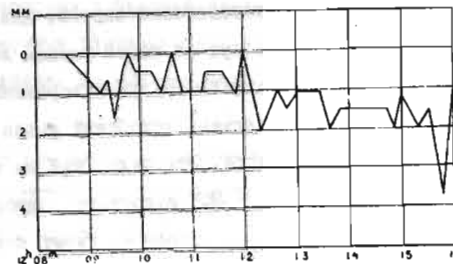


Рис.25. Ветровые колебания льда на р.Волге

Мы видели, что ветровой дрейф незначителен и в среднем составляет всего около 0,02 скорости создающего этот дрейф ветра.

Что касается вертикальных колебаний ледяных полей, создаваемых неравномерностью ветра и топящими векторами давления ветра, то теоретически они также больше у торосистых полей. Так как эти колебания в пределах одного и того же ледяного поля не одинаковы по периоду и амплитуде, то естественно, что при ветре достаточной силы они влекут за собой разламывание ледяных полей.

В 1934 г. во время работ на льдах Чукотского моря /после гибели парохода "Челюскин" /Факидов установил на искусственно выравненной площадке льда два взаимно перпендикулярных уровня и по ним заметил, что время от времени льды начинали колебаться. Анализируя свои наблюдения, Факидов пришел к следующим выводам:

1. Главный 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 иногда предупреждает о ветре.

Вертикальные колебания льда, создаваемые ветром, даже при гладкой поверхности льда иногда влекут за собой разлом ледяных полей на части, налезание льдин одна на другую и торошение.

Главную роль в создании вертикальных колебаний льдов несомненно играет топящая сила давления ветра. Эта сила, как мы видели, равна нулю при $\alpha = 0^\circ$ и при $\alpha = 90^\circ$ и достигает своего максимума при $\alpha = 45^\circ$. Следовательно, эта сила не имеет какого-либо значения, например, для столообразных айсбергов, у которых боковые стенки почти вертикальны и влияние ветра сказывается лишь в создании дрейфа.

Однако, давление ветра не только сообщает айсбергу движение в направлении ветра, но и, действуя на подводную часть айсберга вместе с сопротивлением воды, действующим на погруженную часть айсберга, стремится наклонить айсберг в направлении его дрейфа. Несомненно, что в случае малой остойчивости айсберга давление ветра достаточной силы может повернуть его в новое положение равновесия.

Ветровой дрейф одиночной льдины цилиндрической формы /как наиболее простой для выводов/ характеризуется так:

1. Угол отклонения ветрового дрейфа от направления ветра зависит от географической широты, достигая максимума на полюсах.
 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.^I

Скорость собственного ветрового движения льдины, понятно, зависит от "парусности" льдины, - иными словами, от отношения высот подводной и надводной ее частей. Непосредственные наблюдения собственно ветрового дрейфа айсбергов, произведенные Международным ледовым дозором у Ньюфаундленда, дали, по Смит, следующие скорости одиночных айсбергов в милях в сутки /в скобках даны в см/сек, последняя строка таблицы относится к ветровому дрейфу судна/

Скорость чисто ветрового дрейфа айсбергов

Отношение осадки айсберга к надводной высоте	С и л а в е т р а		Ветровой коэффициент
	4-6 баллов	6-7 баллов	
5	1,5 /3,2/	2,3/4,9/	0,004
4	1,8 /3,9/	2,8/6,0/	0,005
3	2,2 /4,7/	3,7/7,9/	0,006
2	3,7 /7,9/	5,7/12,2/	0,010
1	7,3 /15,5/	11,3/24,2/	0,020
0,7	11,0 /27,5/	17,0/36,4/	-

Из этой таблицы видно, что Смит считает скорость собственного ветрового дрейфа льдов приблизительно 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 м/сек, а скорость ветра силой 6-7 баллов, равной 12,5 м/сек, я вычислил, пользуясь данными Смита, ветровой коэффициент /см. последний столбец в приведенной таблице/.

Предположим теперь, что собственно ветровой дрейф происходит в ветровом течении. Понятно, что айсберг этим течением будет увлечен. И.Н.З у б о в. Лды Арктики. 1945, стр. 287.

каться со средней скоростью течения, соответствующей его осадке и подводным обводам.

Скорость ветрового течения, как это следует из теории Экмана, очень быстро уменьшается с глубиной и в высоких и умеренных широтах на глубине 50-100 м меняет свое направление на обратное, и становится практически равной нулю. Таким образом, чем глубже сидит данный айсберг, тем меньше скорость, сообщенная ему течением, и тем более он отклоняется вправо /в северном полушарии/.

Предположим теперь, что рассматриваемая льдина в горизонтальной плоскости овальной формы /рис. 26/ и что на эту льдину действуют только две силы: движущая сила ветра и гидродинамическое сопротивление. 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, чтобы силы давления ветра и сопротивления воды были направлены параллельно малой оси льдины.¹ По

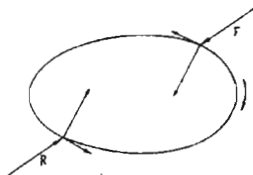


Рис. 26. Схема ветрового разворота льдины овальной формы

тем же причинам корабль с застопоренной машиной становится латом

¹Если эти силы будут параллельны большой оси ледника, то равновесие будет неустойчивым.

к ветру.

Предположим теперь, что в начальный момент мы при полном отсутствии ветра имеем хаотически 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 так, 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/ и двигающиеся быстрее, постепенно нагоняя большие, будут или про скакивать в соответствующие промежутки между большими льдинами, или же притыкаться к наветренным сторонам последних.

Постепенно отдельные свободные промежутки между льдинами заполняются приходящими с "на-ветра" льдинами, и в результате на рассматриваемом участке моря создается ряд полос льда, вытянутых в направлении, приблизительно перпендикулярном направлению ветра, и состоящих из сбитых вместе льдин разных размеров.

Естественно, что в таких полосах льдины располагаются по своей величине: наиболее крупные на подветренной стороне полосы, наиболее мелкие на наветренной /рис. 27/. Чем сильнее ветер, тем сильнее оказываются сбитыми отдельные полосы. С уменьшением ветра

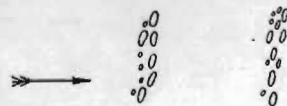


Рис. 27. Схема образования ветровых полос льда

и, в особенности, с его прекращением, начинается расползание полос, так как большие льдины продолжают еще двигаться по инерции, в то время как малые льдины уже остановились.

С каждой переменной ветра начинается перегруппировка льдин и построение новых соответственно вытянутых полос.¹

Расстояния между отдельными полосами льда могут 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 у надвигающихся таким образом полос находится берег или неподвижный лед, то отдельные полосы, постепенно надвигаясь на берег или на лед, производят сжатия и последующее образование торосов за счет 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. Поэтому при стихании ветра полосы не разойдутся, а останутся отдельными большими полями до тех пор, пока их не взламывает штормами достаточной силы. Чистые пространства воды между полосами зимой при штилях закрываются молодыми льдами, и таким образом в дальнейшем в больших ледяных полях полосы более крепкого /старого/ и более слабого /молодого/ льда чередуются друг с другом.

¹ Вытянутость разводов в направлении, приблизительно перпендикулярном направлению ветра, определялась, по-моему, самой возможностью блестящих плаваний во льдах под парусами, совершавшихся в былые времена. Это мной проверено во время огибания Земли Франца-Иосифа в 1932 г. на моторно-парусном боте "Книпович".

§ 16. ДРЕЙФ ЛЬДОВ ПО ИЗОБАРАМ

Наблюдения, произведенные на ледокольном пароходе "Г.Седов" /1937-1940/ во время его дрейфа в Арктическом бассейне, в отличие от метеорологических наблюдений прежних полярных исследователей, производились при наличии современной сети советских полярных станций и при современном уровне знаний об Арктике. Анализ дрейфа "Г.Седова" и сопоставление его с декадными, месячными, сезонными и годовыми картами распределения давления атмосферы, составленными в Бюро погоды, позволил мне еще в 1938 г. предложить новые правила дрейфа сплоченных ледяных полей вдали от искажающего влияния берегов и мелководий, а именно:

1. Дрейф льдов направлен по изобарам, причем так, что в северном полушарии область повышенного давления атмосферы находится справа, а область пониженного давления - слева от линии дрейфа.

2. Дрейф льдов происходит со скоростью, пропорциональной градиенту давления атмосферы, иначе говоря - скорость дрейфа обратно пропорциональна расстоянию между изобарами.

Первое из этих правил нетрудно вывести. В умеренных и в высоких широтах под влиянием трения о земную поверхность и отклоняющей силы вращения Земли ветер в северном полушарии направлен приблизительно на 60° вправо от градиента давления /или иначе на 30° влево от изобар/. Ветровой дрейф льдов, согласно второму правилу Нансена, отклоняется от направления ветра приблизительно на 30° вправо. В результате получается, что льды должны дрейфовать по изобарам.

На рис. 28 показаны для северного полушария в случае циклона: oq - градиент давления, ow - направление ветра и OD - направление дрейфа льдов, а на рис. 29 - те же величины для случая антициклона.

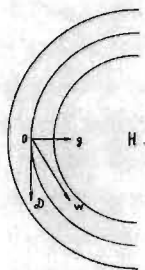


Рис. 28. Схема дрейфа льдов в циклоне северного полушария

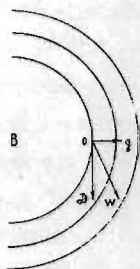


Рис. 29. Схема дрейфа льдов в антициклоне северного полушария

Второе правило было выведено следующим образом. При отсутствии постоянных течений и искажающего влияния глубин и суши льды движутся со скоростью, пропорциональной скорости ветра. Последняя, в свою очередь, пропорциональна градиенту давления атмосферы. Чем гуще на синоптической карте какого-либо района изобары, проведенные через те же промежутки давления, тем сильнее в данном районе ветер. Из этих соображений явилась возможность судить по синоптической карте не только о направлении дрейфа льдов, но и о его скорости.

На рис. 30, 31 и 32 показаны составленные А.Г.Дражкиным и Г.И.Матвейчуком карты распределения давления атмосферы за год

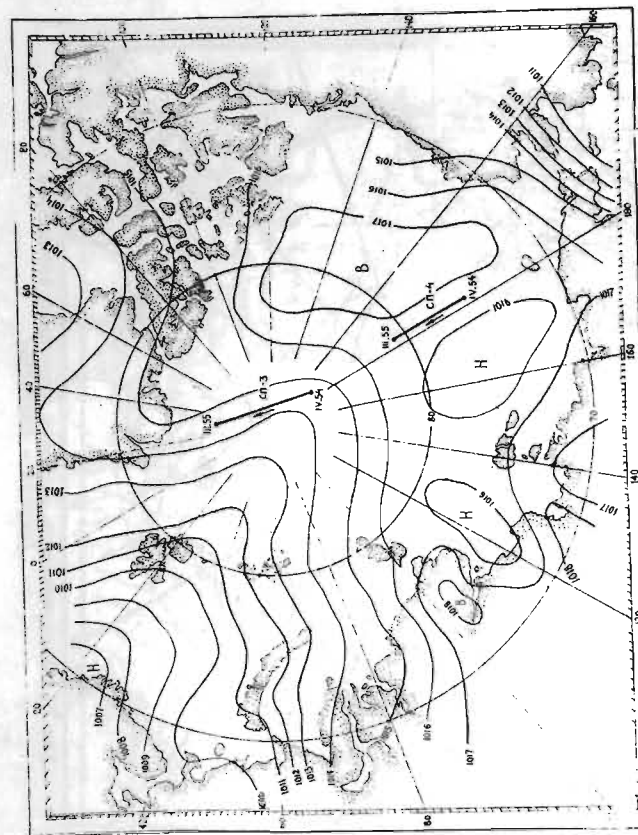


Рис. 30. Распределение давления атмосферы в Арктике за год /апрель 1954 г. - апрель 1955 г./

/за время дрейфа станции СП-4 с апреля 1954 г. по апрель 1955 г./, за лето/ май и сентябрь 1954 г./ и за зиму /октябрь 1954 г. - апрель 1955 г./. На этих картах показаны также осредненные дрейфы станций СП-4 и СП-5 за те же периоды. При рассмотрении этих карт прежде всего бросается в глаза удивительная верность правил дрейфа льдов по изобарам. Одновременно из рассмотрения сезонных карт вытекает также, что для суждения о том, куда именно будет направлен дрейф льдов, а, следовательно, и дрейф корабля или станции, дрейфующих вместе со льдами, мало знать положение корабля или станции в той или иной географической точке. Надо знать также и момент времени. Так, например, если бы "Г.Седов" к началу апреля 1939 г. оказался на той же широте /несколько севернее 86° с.ш./, но не на сотом меридиане восточной долготы, как это было в действительности, а приблизительно на долготе Берингова пролива, то его понесло бы не к проливу между Шпицбергом и Гренландией, а к северному побережью Америки.¹

Далее из тех же карт давления атмосферы видно, что и зимой и летом часть изобар упирается в северное побережье Гренландии и островов Канадского архипелага. Понятно, что льды не могут, подобно изобарам, пересекать береговую черту, поэтому у этих побережий вследствие напора на берег создаются мощные льды, о которых уже говорилось /§ 9/.

Несмотря на явные и доказанные преимущества изучения барического дрейфа льдов, некоторые исследователи до сих пор продолжают искать зависимости между скоростью и направлением ветра и скоростью и направлением дрейфа льдов. При этом случаи дрейфа льдов при отсутствии ветра обычно приписываются влиянию постоянных морских течений. Однако здесь упускается из виду, что ветер

¹ Н.Н.Зубов. В Центре Арктики. 1948, стр. 348. Блестящим подтверждением высказанного являются дрейфы станций СП-2 /1950-1951/ и СП-4 /1954-1955/.

есть следствие распределения атмосферного давления, а ветровой дрейф есть следствие ветра. Не проще ли поэтому искать зависимость дрейфа льдов от распределения атмосферного давления?

Вот некоторые доказательства удобства такого приема.

Предположим, как это сделал Н.К.Ханайченко, что в некотором районе расположились области повышенного и пониженного давления атмосферы /или иначе антициклоны и циклоны/ - как это обычно и бывает - в шахматном порядке.

На рис. 33 показана схема такого расположения: стрелками показаны направления дрейфа льдов по изобарам. Точки o' и o'' называются нейтральными или гиперболическими. Эти точки характеризуются полным отсутствием в них ветра. Линии АВ, СD и ЕF называются асимптотами. Величина стрелок вдоль асимптот показывает теоретическое распределение скоростей дрейфа льдов вдоль этих линий.

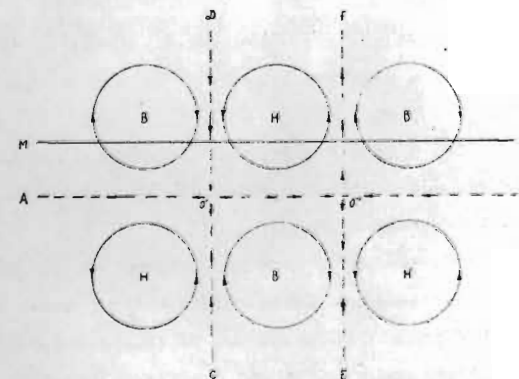


рис.33. Схема дрейфа льдов в барических системах

Естественно, что, если по направлению вдоль асимптот скорость дрейфа увеличивается, то при этом происходит сжатие льдов, если уменьшается - то разрежение. Так, например, по направлению от точки o'' к точкам m и n льды разрежаются. По направлению от точек p и q к точке o'' льды сжимаются.

На рис. 33 линия MN представляет береговую черту, причем кверху от этой линии расположено море. Из рисунка следует, что, несмотря на господствующее около точки o'' маловетрие, льды отжимаются от берега и разрежаются, а у точки o' , наоборот, прижимаются к берегу и сжимаются.

Расположение на рисунке барических систем и положений береговой черты приблизительно напоминают господствующие условия у северных берегов Восточной Сибири. Район около точки o' примерно соответствует условиям, наблюдающимся с ноября по март к северу от о. Айон. Так как в остальные месяцы в этом районе наблюдается или маловетрие или преобладание северо-западных ветров, то здесь и создается ледяной массив /Айонский/, как бы нависающий с севера над берегом и постоянно угрожающий плаванию между Восточно-Сибирским и Чукотским морями.

Плодотворные результаты дает применение правила о дрейфе льдов по изобарам и при изучении влияния на состояние льдов движущихся барических систем.

Предположим, что циклон с круговыми изобарами и постоянным градиентом давления пересекает под углом 45° прямоугольный канал с равномерно разбросанными льдинами.

На рис. 34 показаны: путь циклона, границы его влияния, области сжатия и разрежения, а также направление вращения льдин. Понятно, что, видоизменяя расположение берегов и направления относительно них путей циклонов, можно приблизить задачу к существующим в природе условиям. С известным допущением даже такой схе-

матический случай, как показанный на рис. 34, можно применить, например, к Карскому морю. Так, если путь центра циклона проходит

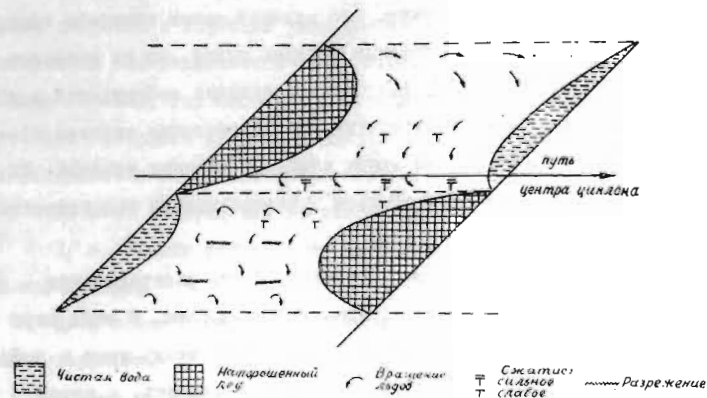


Рис. 34. Схема расположения областей торошения, разводов и вращения льдов при прохождении циклонов над прямолинейным каналом

с запада на восток где-то в районе мыса Желания, то в результате создается Новоземельская полынья; если же путь циклона проходит приблизительно по параллели Игорского шара, то образуется полынья, вытянутая вдоль полуострова Ямал.

При подобных расчетах надо помнить, что при одной и той же силе ветра, но при различном количестве льдов продвижение кромок к берегу или к припаю как вследствие уплотнения, так и вследствие торошения не происходит с одной и той же скоростью. Чтобы уплотнить льды от 5 до 6 баллов, например, требуется значительно меньше времени, чем для того, чтобы уплотнить льды от 8 до 9 баллов.

То же понятно относится к торошению.

В заключение надо напомнить, что наибольшие градиенты давления наблюдаются в малых по размерам и быстро движущихся циклонах. Ветер при этом, хотя и достигает большой скорости, но настолько быстро меняется по направлению, что влияние таких циклонов сказывается лишь в разломе и торошении ледяных полей, но не вызывает значительного дрейфа льдов. Аналогичное явление наблюдается и в открытом от льдов море. Быстро движущиеся барические системы неспособны создавать более или менее заметных морских течений. Их влияние сказывается главным образом в перемешивании поверхностных слоев океана.

В бюро погоды ежедневно составляются карты распределения атмосферного давления, и на них проводятся изобары. С этих карт нетрудно снять направление изобар и расстояния между ними в любой точке земной поверхности. Отсюда нетрудно рассчитать, с какой скоростью и в каком направлении движутся льды в любом районе Северного Ледовитого океана.

Но распределение давления атмосферы над Арктическим бассейном меняется не только от месяца к месяцу или 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.

Следовательно, ни о какой упрощенной схеме движения льдов по кратчайшим расстояниям не может быть 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 дрейфа /особенно ее изменчивость во времени/ обуславливает возникновение областей скатий и разрежений, застоя и повышенных скоростей дрейфа.

Мы видели, что правила дрейфа льдов по изобарам были выведены в результате анализа дрейфа сплошных морских льдов. Однако, эти правила с некоторыми оговорками могут быть использованы и при анализе дрейфа таких глубокосидящих ледяных образований как айсберги и ледяные острова.

Уже говорилось /§ 15/, что в морских течениях, созданных ветром, скорость с глубиной уменьшается и, кроме того, в северном полушарии она отклоняется с глубиной все более и более вправо. Таким образом, глубоко сидящие айсберги в установившемся ветровом течении северного полушария должны двигаться со скоростью меньшей и отклоняться вправо от ветра больше, чем окружающие ледяные поля.

Из этих рассуждений вытекает, что:

1/ в области антициклона айсберги должны несколько уклоняться к его центру;

2/ в области циклона айсберги должны несколько уклоняться к его периферии.

Многие полярные исследователи отмечали, что движение айсбергов напоминает движение среди морских льдов ледокола. Айсберг то раздвигает, то разламывает окружающие его морские льды, оставляя после своего прохода след, подобный следу, оставляемому ледоколом.

Такое впечатление, однако, во многих случаях может быть обманчивым. Так, уже отмечалось, что айсберги и ледяные острова дрейфуют медленнее, чем окружающие их морские льды.

Стуркерсон, дрейфовавший в море Бофорта с апреля по октябрь 1918 г. на ледяном острове /ширина которого была около 7 миль/, отмечал, что его ледяной остров по отношению к окружающим его морским льдам вел себя, как материк. Малые льдины дрейфовали около него то в одном, то в другом направлении в зависимости от направления ветра. Так всегда при западном ветре открывалась полныя у восточного берега ледяного острова. При восточных ветрах такого

же происхождения полынья открывалась у западного берега. Таким образом, Стуркерсон и его спутники почти всегда могли охотиться на тюленей в той или иной подветренной полынье.^I

Попутно следует напомнить о "ледяных шлейфах", создающихся из обломков льда, отпадающих от разрушающегося айсберга при дрейфе его в открытом от льдов море.

Понятно, что в большинстве случаев маленькие обломки, дрейфуя по ветру быстрее породившего их айсберга, обгоняют его и создают своеобразный "авангард". Отдельные льдины в этом авангарде располагаются по величине и находятся в непрерывном движении: малые обломки обгоняют более крупные.

Во время советской воздушной экспедиции 1948 г. было выяснено, что от Новосибирских островов по направлению к Земле Элсмira протягивается мощный подводный хребет, поднимающийся на 2,5 - 3 км над ложем Арктического бассейна и разделяющий этот бассейн на сектора: атлантический и тихоокеанский. Основной чертой атлантического сектора Арктического бассейна является вынос льдов в Гренландское море. Основной чертой тихоокеанского сектора является антициклонический круговорот льдов с центром приблизительно на 82° с.ш., 120° з.д.

На рис. 9 показаны дрейфы ледяных островов Т-1, Т-2 и Т-3 в 1946-1951 гг., которые впервые доказали /до этого существовали лишь более или менее обоснованные теоретические предположения/ существование антициклонического круговорота в тихоокеанском секторе Арктического бассейна.

Как уже отмечалось, распределение барических систем, определяющих дрейф льдов, не является стационарным. Наоборот, оно меняется от сезона к сезону и от года к году. В связи с этим отдель-

^I Koenig L.S., K.R.Greenaway, M.Dunbar and G.Hattersley-Smith. "Arctic Ice Islands". Arctic, vol.5, 1952, p.67-103.

ные ледяные поля могут перебрасываться из одного режима ветров и дрейфов в другой. Однако, чем глубже сидит айсберг или ледяной остров, тем больше его дрейф отличается от дрейфа льдов. Так, судя по известным дрейфам судов, дрейф льдов на периферии Арктического бассейна образует одну непрерывную линию от 100 з.д. до 0° д., охватывая все восточные долготы.

Ясно из предыдущего, что все ледяные образования большой толщины одновременно с движением к Гренландскому морю дрейфуют по направлению к Северному полюсу и все ледяные образования большой толщины, оказавшиеся в антициклоническом круговороте к северу от Канадского архипелага, понемногу уклоняются к центру этого круговорота и только в редких случаях из него выносятся.

§ 17. ИЗВЕРЖЕНИЯ АЙСБЕРГОВ

В апреле 1929 г. на 76° с.ш., 34° в.д. в Баренцовом море было обнаружено несколько айсбергов. В первой декаде мая эти айсберги оказались у берегов 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 мыса Черного, 3-го - $69^{\circ}22'$ с.ш., $35^{\circ}44'$ в.д., 4-го - в 20 милях на северо-запад от мыса Цып-Наволоок, 5-го - около Териберки. Высота айсбергов была до 12 м над уровнем моря. В дальнейшем эти айсберги, занесенные ветрами и течениями в Воронку Белого моря, удерживались под Канинским берегом в течение июня.

Такой исключительно редкий занос айсбергов надо объяснять северными ветрами, выбросившими айсберги в Нордкапское течение, которое и понесло их в дальнейшем на восток вдоль Мурманского побережья. Этот пример характеризует живучесть айсбергов, объясняемую их большой массой и монолитностью, позволившей им на своем пути пересечь теплое Нордкапское течение.

В 1939-1940 гг. в районах, прилегающих с юго-запада и с юго-востока к Северной Земле, наблюдалось такое же извержение айсбергов, как это было отмечено у берегов Мурмана в 1929 г.

А.Ф.Лактионов полагает, что айсберги, оказавшиеся в 1940 г. у восточного побережья о.Большевик/в 1939 г. их здесь не было/, вынесены из пролива Красной Армии, где их особенно много и где они, скопавшие нескрытыми припаем, могут накапливаться в течение нескольких лет, а затем при особо благоприятных условиях выносятся в море сразу в большом числе, подобно тому, как это имеет

место у некоторых ледников северо-западных берегов Гренландии. Одним из показателей таких благоприятных условий Лактионов считает положительные аномалии температур воздуха, наблюдавшиеся в 1938-1939 гг. на мысе Челюскин.

Штурман Падалка сообщил мне, что во время полета 27 марта 1943 г. на север по меридиану о.Рудольфа /Земля Франца-Иосифа/ между 84° и $84^{\circ}30'$ с.ш. были усмотрены сотни айсбергов, причем к западу от маршрута их количество уменьшалось. Замечательно, что во время неоднократных полетов при организации станции СП-I приблизительно по тому же маршруту ни одного айсберга замечено не было. Падалка предполагает, что эти айсберги были занесены с Северной Земли.

Еще более удивительно, что в 1946 г. у восточного берега о.Врангеля было обнаружено несколько приткнувшихся к мелям айсбергов, а в 1947 г. было обнаружено несколько айсбергов и у западного берега того же острова. Никто до этого времени у о.Врангеля айсбергов не видел. Произведенные подсчеты барического дрейфа показали, что эти айсберги были принесены от северо-западных ледников Гренландии. Возможно, что айсберги начали свой дрейф одновременно с ледяными островами, оторвавшимися от припая у северных берегов Земли Эдмунда /§ 10/.

Извержения айсбергов наблюдались и у берегов Ньюфаундленда. Там наибольшее число айсбергов, спустившихся южнее 48° с.ш., наблюдалось в 1890, 1909, 1912 и в особенности в 1929 г. В Антарктике отмечено большое увеличение числа айсбергов с 1892 по 1897 г.

В феврале 1912 г. экспедиция Фильхнера высадилась на восточном крае ледника Фильхнера в море Уэдделла/Антарктида/. На следующий день морской припай у ледника был взломан сильным ветром и крупной волной с северо-запада. Одновременно от края ледника откололись айсберги длиной до 30 км и высотой над уровнем моря

до 50 м. На одном из таких айсбергов и оказались высадившиеся члены экспедиции.

Берд¹ рассказывает, что однажды ночью лед, на котором расположился лагерь экспедиции, оторвался от края шельфового ледника Росса. Сильнейший антарктический шторм раскачивал оторвавшиеся айсберги и казалось, что "Маленькую Америку" унесет в море на образовавшемся в результате отрыва айсберге. Но внезапно сильно похолодало и айсберг быстро примерз к леднику.

Известно далее, что между 1947 и 1954 гг. от шельфового ледника Росса оторвался громадный айсберг, на котором были унесены в море все остатки четырех поселков "Маленькой Америки", основанных на восточном крае этого ледника.

И причины и характеристики извержений айсбергов в настоящее время почти не изучены, но все же можно отметить следующие характерные случаи:

1. В отдельных районах, например, в западной Гренландии, где имеются ледники, производящие айсберги, по тем или иным причинам начинается временное увеличение продуктивности ледников. Образовавшиеся многочисленные айсберги выходят в Баффиново море и затем увлекаются Лабрадорским течением на юг. В результате в области Ньюфаундленда отмечается извержение айсбергов.

2. В очень высоких широтах при одной и той же продуктивности ледников айсберги скрываются многолетним припаем и получают возможность двигаться только тогда, когда в результате соответствующих метеорологических и океанологических условий многолетний припай взламывается и накопившиеся айсберги начинают дрейфовать в районы их выноса вместе с окружающими их морскими льдами.

¹ Byrd R.E. Our Navy explores Antarctica. The National geographic Magazin, v.XC11, N 4, 1947, Oct., p. 429-522.

3. Иногда под влиянием неизвестных причин от шельфовых ледников отламываются огромные айсберги, как например, от шельфовых ледников Росса и Фильхнера в Антарктике, или от многолетнего припая у северных берегов Земли Элсмира /§ 10/. Эти айсберги, вынесенные ветрами и течениями в открытое море, иногда, как это подмечено В.А.Лебедевым /§ 14/, распадаются на значительно меньшие части. В результате также создаются своеобразные извержения айсбергов.

Надо еще раз подчеркнуть, что к настоящему времени интересный вопрос об извержениях айсбергов еще почти не разработан и требует дальнейших наблюдений и выводов.

§ 18. ПРИМЕНЕНИЕ ФОРМУЛ ТЕОРИИ УПРУГОСТИ К ОТЛОМУ АЙСБЕРГОВ

В.Л.Лебедевым, по моему предложению, были выполнены расчеты откола айсбергов при допущении, что лед реагирует на нагрузку при изгибе как упругое тело и что разрушение ледяного языка происходит под действием силы Архимеда.

Пренебрегая силами инерции, действием ветра, волнения и приливных явлений и допуская, что ледяной язык имеет прямоугольное сечение, однороден, лишен трещин и спускается в воду по ровному наклонному берегу, Лебедев использовал уравнения, позволяющие находить места отломов айсбергов и их длины. Когда разрушение ледяного языка происходит до погружения его мористого края под воду, расчет производился по формуле:

$$L^3 = \frac{2 \sigma i^2}{\delta_w \sin \alpha} \quad \dots /1/,$$

где L - длина отколовшегося айсберга в метрах, δ_w - плотность воды в тоннах на куб.метр, α - угол наклона ледяного языка, σ - временное сопротивление льда на изгиб в тоннах на кв.метр, i - толщина ледяного языка в метрах.

Согласно расчетам В.Л.Цурикова,¹ σ прямо пропорционально плотности льда δ_i или $\sigma = A \sigma_0 \delta_i$, где σ_0 - временное сопротивление на изгиб чистого, лишенного пузырьков воздуха льда,

A - коэффициент, зависящий от температуры, $A = \frac{1+0,000165 t}{0,9176}$. Таким образом, плотность льда учитывается в формуле /1/ через σ .

¹ В работе "К вопросу о влиянии плотности льда на его прочность" - Труды ГОИИ"а, 1947, вып.2 /14/.

Когда отлом айсбергов происходит после погружения края ледника под воду, появляется новое неизвестное - длина погружившейся под воду части ледника - ℓ . В этом случае длины айсбергов можно находить, решая систему уравнений:

$$L^2 (\delta_w - \delta_i) i \cos \alpha (1 + 2 \ell L^{-1}) = \sigma i^2 \quad \dots /2/.$$

$$2L (\delta_w - \delta_i) i \cos \alpha - \delta_w (L - \ell)^2 \sin \alpha = 0 \quad \dots /3/.$$

Уравнения /1/, /2/, /3/ вытекают из следующих положений:

1. Отлом айсберга происходит тогда, когда момент силы пловучести при выдвигении края ледяного языка в море достигает величины момента сопротивления языка на изгиб плюс тормозящий момент силы тяжести.

2. Отлом происходит по сечению, в котором поперечная сила равна нулю.

Для того, чтобы найти условия, при которых ледяной язык обламывается в момент начала погружения под воду, ℓ приравнивается нулю. Тогда из уравнений /2/ и /3/ эти условия определяются выражением:

$$\sigma = 4i (\delta_w - \delta_i)^3 \cos^3 \alpha [\delta_w^2 \sin^2 \alpha]^{-1} = k \quad \dots /4/.$$

Таким образом, если $\sigma > k$ отлом происходит после погружения языка под воду, если $\sigma < k$ - до погружения. Расчеты показали, что при плотности льда 0,9 тонн/м³ и разности плотностей воды и льда, равной 0,1 тонны/м³, это условие выполняется, если:

$$i > 500 \text{ м}, \quad \sigma < 200 \text{ тонн/м}^2, \quad \alpha < 5^\circ 40', \text{ или}$$

$$i > 100 \text{ м}, \quad \sigma < 200 \text{ тонн/м}^2, \quad \alpha < 2^\circ 50', \text{ или}$$

$$i > 100 \text{ м}, \quad \sigma < 100 \text{ тонн/м}^2, \quad \alpha < 4^\circ.$$

Следовательно, большинство ледяных языков должны создавать айсберги до своего погружения под поверхность моря. Максимальная длина таких айсбергов равна $2 (\delta_w - \delta_i) i \cos \alpha \delta_i^{-1}$ метров.

Линия раскола ледяных языков проходит мористее берега, однако, у языков с погруженным под воду краем раскол теоретически

может произойти и на берегу, при условии, что $\alpha > 45^\circ$,

$\sigma > 200 \text{ тонн/м}^2$, $i < 30 \text{ м}$. Отколовшиеся айсберги в любом ледяном языке должны иметь меньшую высоту, чем обломанный край языка.

В заключение приводятся примеры расчетов по формуле /I/. У ледяных языков, имеющих $\alpha = 2^\circ$, $\sigma = 200 \text{ тонн/м}^2$ и $i = 400 \text{ м}$, длина айсбергов равна 1200 м, у языков с $\alpha = 5^\circ$,

$\sigma = 200 \text{ тонн/м}^2$ и $i = 400 \text{ м}$, длина айсбергов равна - 900 м, у языков с $\alpha = 5^\circ$, $\sigma = 200 \text{ тонн/м}^2$, $i = 500 \text{ м}$, длина айсбергов равна 1000 м.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
§ 1. Классификация льдов, встречающихся в море	5
§ 2. Изостатические явления	9
§ 3. Сосуществование воды и льда	12
§ 4. Воздушные и солевые ячейки	14
§ 5. Предельная толщина многолетних морских льдов	17
§ 6. Критическая толщина глетчерных льдов, лежащих на грунте	22
§ 7. Ледники	27
§ 8. Острова - ледяные шапки	33
§ 9. Шельфовые льды	36
§ 10. Ледяные острова	43
§ 11. Водяные карманы	49
§ 12. Образование айсбергов	59
§ 13. Остойчивость айсбергов	73
§ 14. Классификация антарктических айсбергов по Лебедеву	81
§ 15. Ветровой дрейф морских льдов и айсбергов	87
§ 16. Дрейф льдов по изобарам	97
§ 17. Извержения айсбергов	110
§ 18. Применение формул теории упругости к отлому айсбергов	114

ИЗДАНИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ

/на правах рукописи/

ДЛЯ ЗАМЕТОК

- И.А.Гвоздецкий И. Физическая география Кавказа. Курс лекций. Предкавказье. Под редакцией проф. М.А. Глазовской. 1956, 120 стр.
- География в Московском университете за 200 лет. 1755-1955. Справочный материал. Под редакцией проф. К.Р. Маркова, проф. Ю.Г. Саушкина и доц. А.И. Соловьева, 1955, 112 стр.
- И.П. Герасимов и М.А. Глазовская. Курс почвоведения. Часть I. Основы почвоведения. 1956, 264 стр.
- Н.Н. Зубов. О льдах Арктики и Антарктики. Дополнения к книге "Льды Арктики". 1956, 117 стр.
- В.Л. Лебедев. Антарктика и ее проблемы. Под редакцией проф. Н.Н. Зубова. 1956, 80 стр.
- Н.И. Михайлов. Избранные лекции по физико-географическому районированию. 1955, 176 стр.
- Отечественные экономико-географы. Под редакцией чл.-корр. АН СССР Н.И. Баранского. 1955, 300 стр.
- Перспектив курс физическо географии за рубежом стран. Для географических факультетов государственных университетов. Под редакцией доцента А.М. Рясникова. 1955, 100 стр.
- К.Г. Саушкин. Введение в экономическую географию. Под редакцией Е.Д. Прозорова. Часть I, вып.1, 1955, 158 стр.
- К.Г. Саушкин. Введение в экономическую географию. Под редакцией Е.Д. Прозорова. Часть I, вып.2, 1955, 300 стр.