



Морской лёд

И.А. Репина

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН

Рекомендованная литература

Основная:

Деев М.Г., Морские льды, М., Изд. МГУ, 2002. 133 стр.



Дополнительная:

Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е. Морской лед, Л., Гидрометеиздат, 1975. 318 стр.

Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе . – СПб, Гидрометеиздат, 1996. 121 стр.

Зубов Н.Н. Льды Арктики. Изд-во Главсевморпути, 1944, 360 стр.

Буйницкий В.Х. Морские льды и айсберги Антарктики, Л., Изд. Ленинградского университета, 1973, 255 с.

Распространенность льда на поверхности Земли

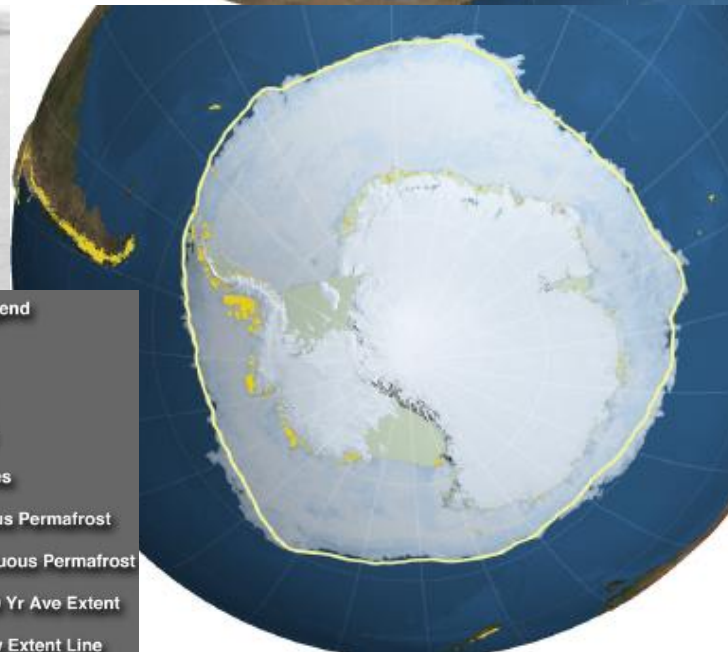
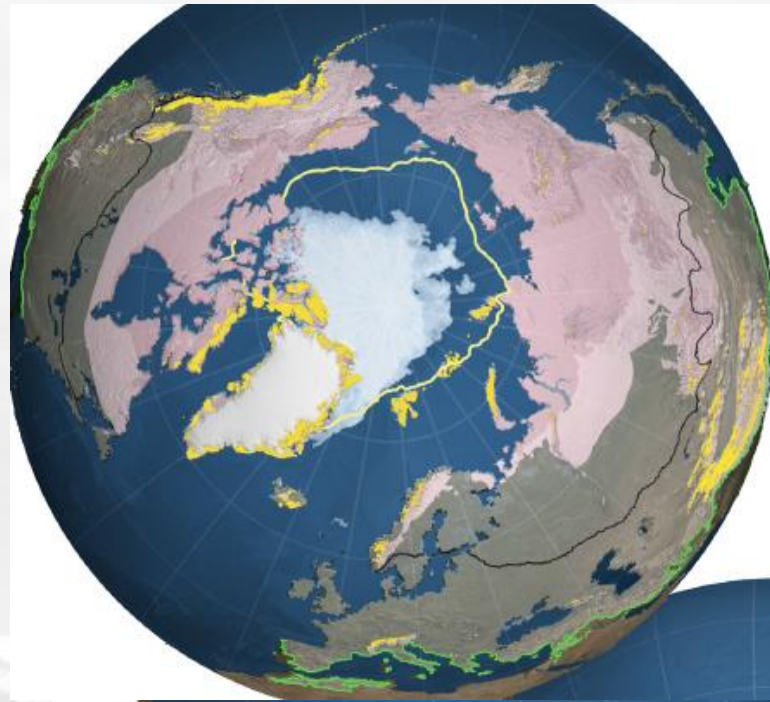
Криосфера - (от др.-греч. κρύος — холод и σφαῖρα — шар) — одна из географических оболочек Земли, характеризующаяся наличием или возможностью существования льда.

Криосфера расположена в пределах теплового взаимодействия атмосферы, гидросферы и литосферы. Криосфера простирается от верхних слоев земной коры до нижних слоёв ионосферы.

Криосфере свойственны многочисленные криогенные образования:

- системы ледяных облаков,
- снежный покров,
- ледяной покров водоёмов,
- наледи,
- ледники гор,
- ледниковые покровы,
- сезонномёрзлые почвы,
- горные породы с подземными льдами.

Конжеляционный (водородный) лед: тип льда, формирующегося при замерзании жидкой или капельно-жидкой воды. (*Гляциологический словарь*).



Legend

- Sea Ice
- Glaciers
- Ice Sheet
- Ice Shelves
- Continuous Permafrost
- Discontinuous Permafrost
- Sea Ice 30 Yr Ave Extent
- 50% Snow Extent Line
- Max Snow Extent Line

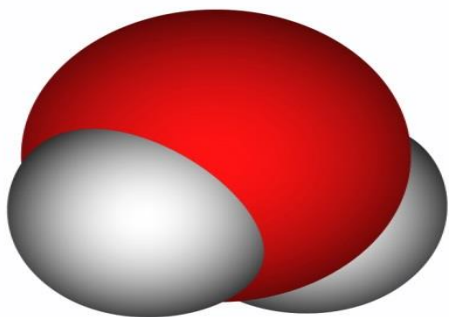
Роль льда в климатической системе Земли

Снег и лед (криосфера) очень важны для формирования климата. Покрывая земную поверхность, они сильно увеличивают отражательную способность Земли. В результате до 90% приходящей от Солнца тепловой энергии этим зеркалом отражается обратно в космос. Усвояемость солнечной энергии участками Земли, которые покрыты снегом и льдами, значительно ниже, чем обнаженных.

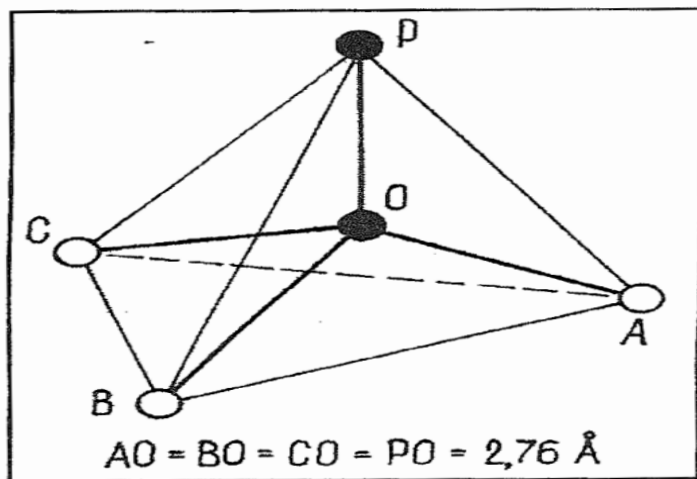
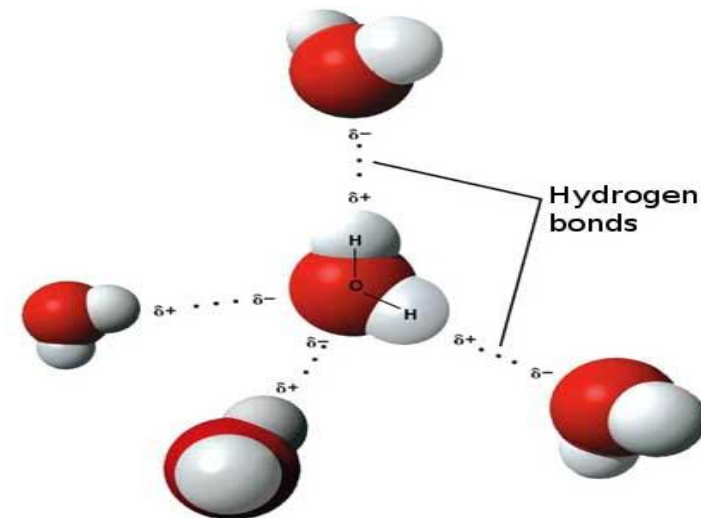
Вид льда	Масса		Площадь		Средний возраст
	т	%	млн км ²	доля	
Ледники и ледниковые покровы	$\sim 3 \cdot 10^{16}$	98,2	16	11% суши	10 000
Подземный лед	$5 \cdot 10^{14}$	1,6	32	21,5% суши	30–75
Морской лед	$4 \cdot 10^{13}$	0,1	26	7% океана	1,05
Снежный покров	$1 \cdot 10^{13}$	0,03	72	14% планеты	0,35–0,52
Айсберги	$8 \cdot 10^{12}$	0,03	63	17% океана	~3
Атмосферный лед	$2 \cdot 10^{12}$	0,01	510	100% планеты	$4 \cdot 10^{-3}$

Треть всего баланса внешнего теплооборота Земли расходуется на фазовые превращения льда. Теплота кристаллизации, которая высвобождается при формировании атмосферного льда, и теплота таяния, которая поглощается при падении льда к поверхности Земли и его переносе в более низкие широты, — это мощнейшие факторы перераспределения тепла на Земле. Стоит добавить, что затраты тепла на ежегодное таяние накопленного за год снега и льда достигают приблизительно 0,2% всего потока солнечной радиации, поглощаемой Землей, а затраты тепла океаном на таяние айсбергов и разрушение ледяных берегов соизмеримы с «тепловым стоком» рек в океан.

Структура молекулы воды



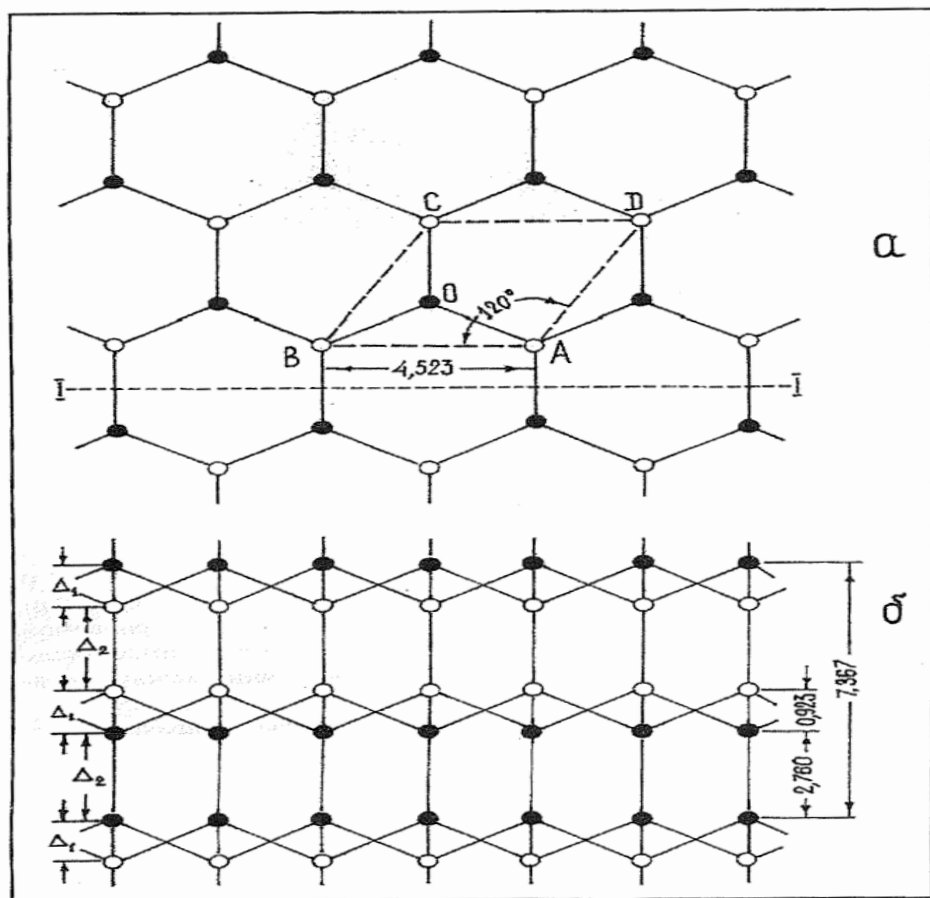
Существование молекул воды в виде электрических диполей определяет многие характерные свойства воды, такие как высокая растворяющая способность и др.



Атомы в молекуле воды удерживаются **ковалентной связью**, характеризующейся обобществлением электронов. В жидкой фазе молекулы воды объединяются в цепочки из нескольких молекул, которые удерживаются **водородными (электростатическими) связями**.

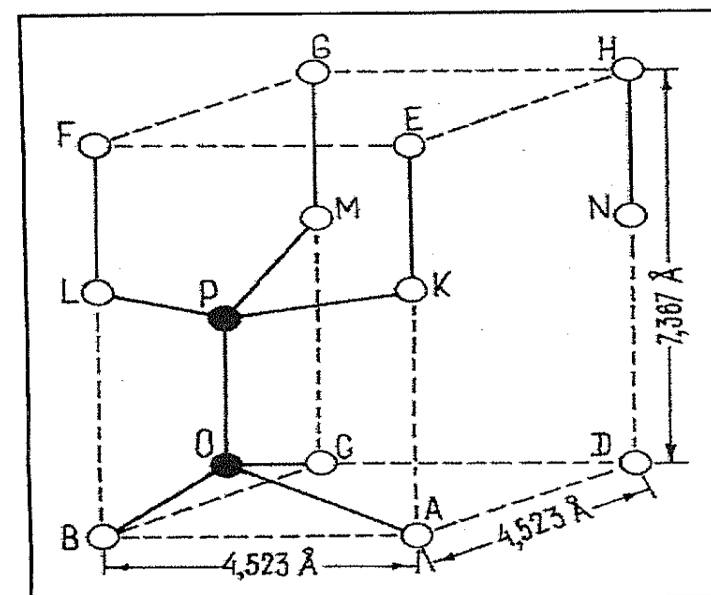
Каждая молекула в твердой фазе воды окружена четырьмя ближайшими, находящимися в вершинах тетраэдра. Т.е. **координационное число** для кристалла льда равно 4.

На рисунке (б) проиллюстрированы слои двух типов с разным характером водородных связей. Внутри слоя Δ_1 число Н-связей у каждого атома кислорода -3, а внутри слоя Δ_2 это число - 1. Следствием этого является анизотропность льда.



Кристаллическая решетка льда в проекции на базисную плоскость (а) и разрез кристалла по линии I – I (б)

Теоретический расчет плотности льда



Объем элементарной ячейки V_n есть произведение площади основания призмы (ромба со стороной $a = 4,523 \text{ \AA}$) на высоту $h = 7,367 \text{ \AA}$. Произведя соответствующие вычисления, получим, что объем элементарной ячейки составляет $130,521 \text{ \AA}^3$. Пространство такого объема занимают четыре молекулы воды. Соответственно, на одну молекулу в структуре льда приходится объем четверо меньший и равный $32,630 \text{ \AA}^3$ или $32,63 \cdot 10^{-24} \text{ см}^3$.

Тогда объем одной грамм-молекулы воды $V_{\text{г-мол.}}$ находится умножением найденной величины на число Авогадро:

$$V_{\text{г-мол.}} = 32,63 \cdot 10^{-24} \text{ см}^3 \cdot 6,022045 \cdot 10^{23} = 19,6499 \text{ см}^3.$$

Масса одной грамм-молекулы воды равна $18,0148 \text{ г}$, следовательно, плотность льда ρ , при температуре 0°C составляет $0,916788 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ или $916,788 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$.

Напомним, что значение плотности льда, полученное эмпирически, составляет $0,9168 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ или $916,8 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$. Можно убедиться, что результаты теоретических расчетов и эмпирических измерений совпадают почти полностью.

Фазовые превращения воды

Фазовый переход - изменение агрегатного состояния вещества: из жидкого в твердое (вода-лед); из твердого в жидкое (лед-вода); из жидкого в газообразное (вода-пар); из твердого в газообразное (данный процесс называется сублимацией), например "сухой лед" превращается в углекислый газ.

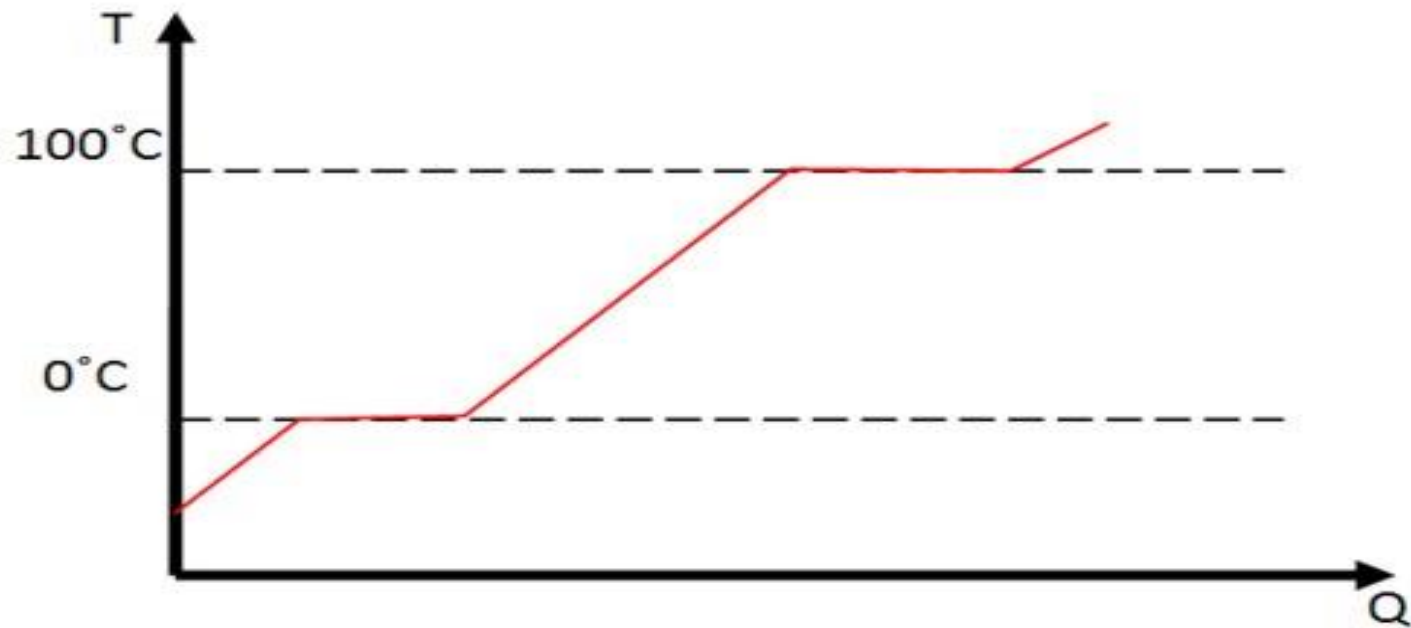


График фазовых переходов воды (Q (Дж) – энергия;
T(град С) - температура.

Скрытая (удельная) теплота фазового превращения (Дж/кг) - кол-во энергии, необходимое для изменения фазового состояния объекта массой 1 кг. Существуют три вида удельной теплоты фазового превращения:

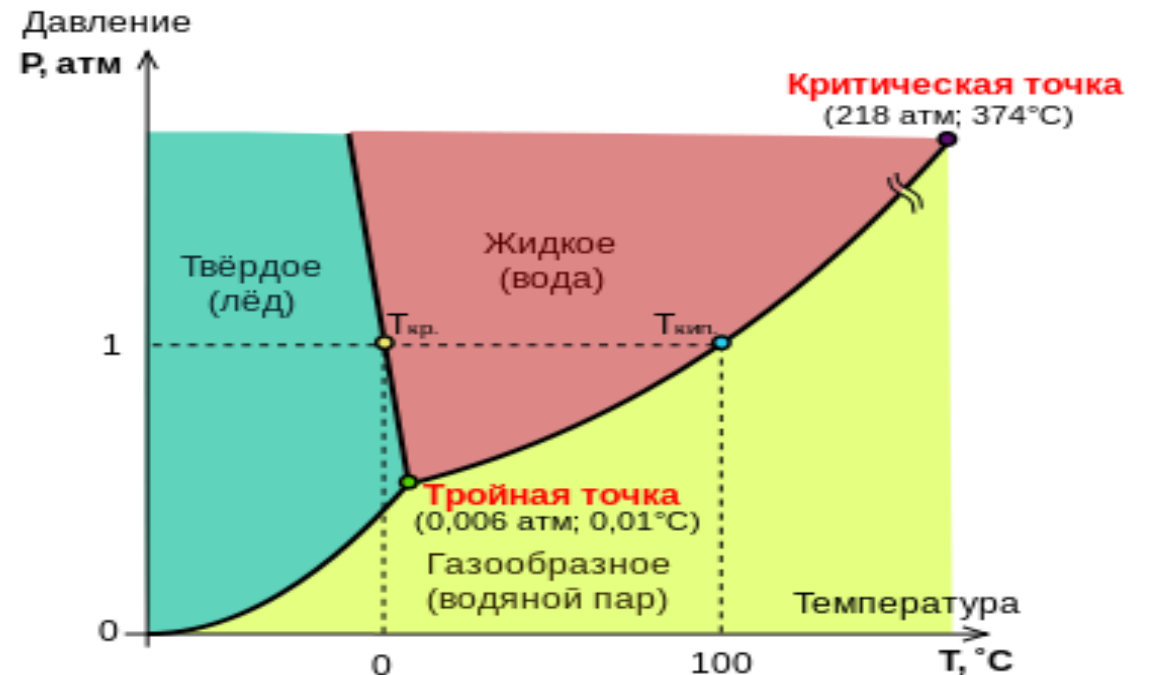
- L_p (теплота плавления)
- L_i (теплота испарения)
- L_c (теплота сублимации)

Для воды $L_p=3,35 \cdot 10^5$ Дж/кг и $L_i=2,26 \cdot 10^6$ Дж/кг

Фазовые превращения воды

Тройная точка воды — строго определённые значения температуры и давления, при которых вода может одновременно и равновесно существовать в виде трёх фаз — в твёрдом, жидком и газообразном состояниях. Тройная точка воды — температура 273,16 К (0,01 °С) и давление 611,657 Па[1]. Тройная точка воды характеризуется определённым набором параметров давления и температуры, поэтому может использоваться как «реперная» — то есть опорная, например, для калибровки приборов.

При кристаллизации воды образуются кристаллические ячейки, которые вследствие формы молекул воды, имеют форму шестигранника. Внутри такой ячейки пустота, сравнимая с размерами одной молекулы, поэтому объём увеличивается. Именно поэтому вода относится к аномальным жидкостям. у нормальных при отвердевании объём уменьшается. Плотность пресного льда $916,7 \text{ кг/м}^3$ при $0 \text{ }^\circ\text{C}$, а плотность воды соответственно $999,8 \text{ кг/м}^3$



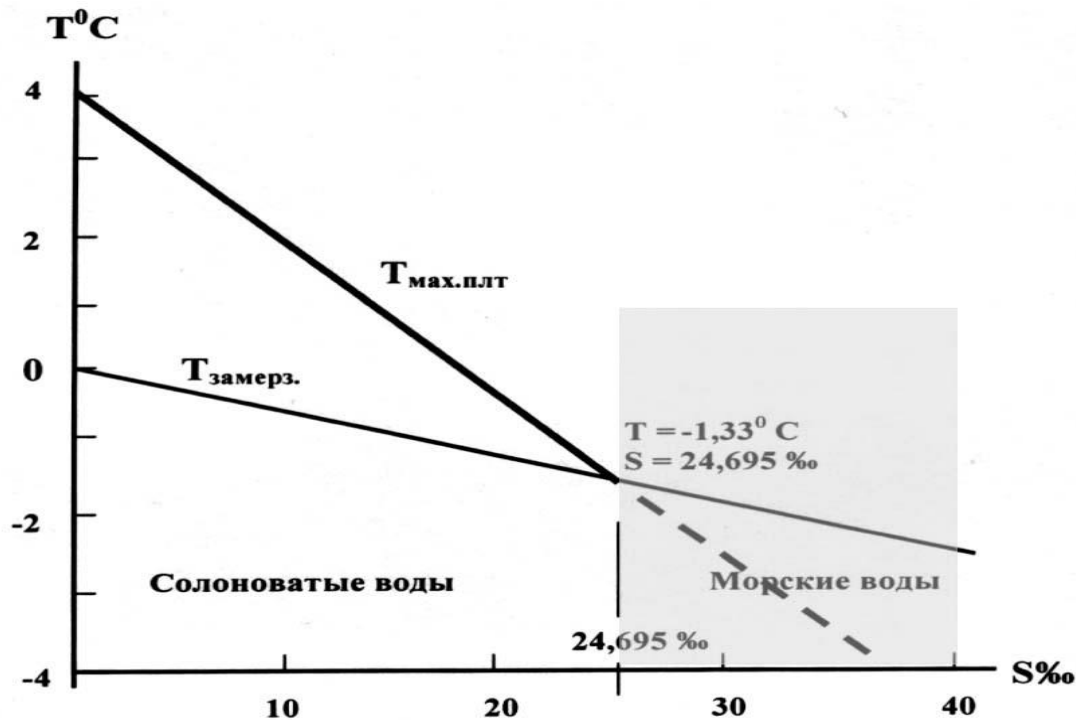
Необходимое условие для образования льда на поверхности любого водоема — охлаждение поверхностного слоя воды до температуры замерзания. Подобное охлаждение возможно всюду в областях с отрицательным радиационным балансом, то есть там, где поступление коротковолновой солнечной радиации меньше, чем встречное длинноволновое излучение земной поверхности. Приход радиационного баланса преобладает над расходом в экваториальном и тропических поясах, а расход — в полярных районах. Равенство приходящего и уходящего потоков тепла наблюдается около 40-х параллелей обоих полушарий. Следовательно, в областях, расположенных выше 40-х параллелей, в принципе возможно охлаждение воды до температуры замерзания, а значит, и образование льда.

При понижении температуры воды происходит эквивалентное увеличение ее плотности, которое вызывает конвективное перемешивание. Охлажденная и более плотная вода погружается, а на смену ей всплывает менее плотная и более теплая. В дальнейшем все будет зависеть от того, сколько тепла содержится в деятельном слое моря, охваченном конвекцией.

В общей гидрологии существует понятие температуры наибольшей плотности. Пресная вода имеет наибольшую плотность при температуре 4°C. Вода пресноводного водоема, охлажденная до этой отметки, погружается в придонные слои и постепенно заполняет всю котловину. Конвективное перемешивание прекращается, одновременно резко сокращается поток тепла из глубин к поверхности, где при продолжающемся охлаждении быстро создаются условия для начала льдообразования.

По мере увеличения солёности температура наибольшей плотности постепенно приближается к нулю и при достижении значения солёности 24,7% сравнивается с температурой замерзания, которая при этой солёности равна -1,3°C.

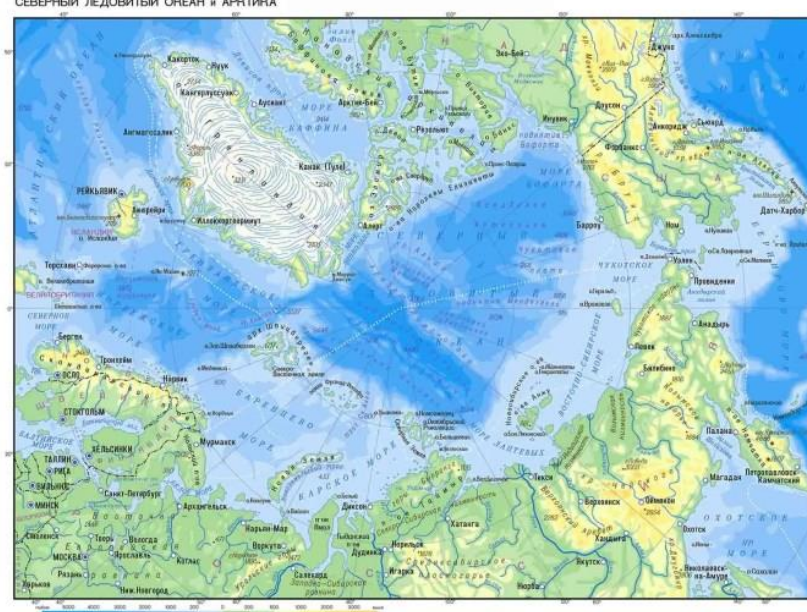
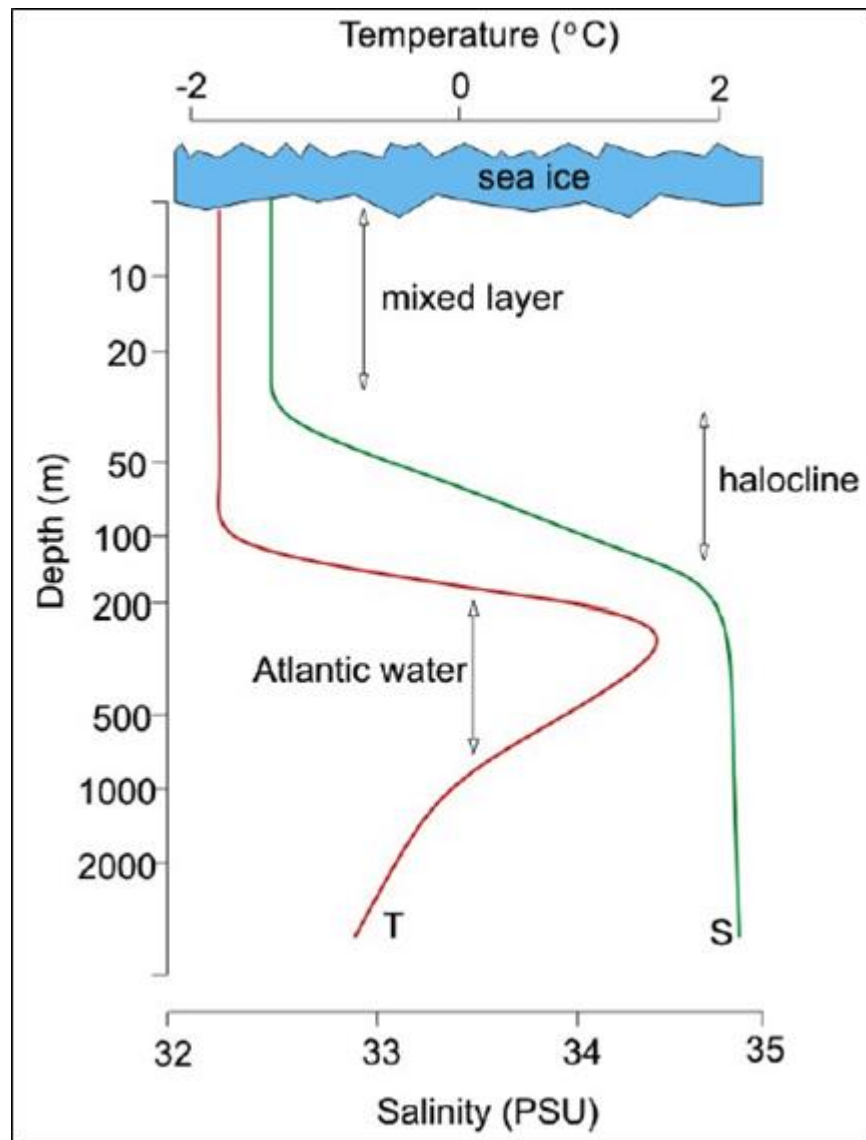
Замерзание морской воды



В морях с солёностью ниже указанной величины (их воды называют солоноватыми) конвекция протекает по типу пресного водоема, во всех остальных, чьи воды в полном смысле солёные морские, осенне-зимняя конвекция будет продолжаться до тех пор, пока вся вода не охладится до температуры замерзания. В частности, поэтому в Норвежском море глубокая конвекция и значительный теплозапас не позволяют начаться процессу образования морского льда.

То, что охлаждение до температуры замерзания идет долго, объясняется очень высокой теплоемкостью воды. Чтобы температура понизилась на один градус, каждый грамм воды должен выделить 4,2 Дж тепла. Кроме того, чтобы создать условия, достаточные для начала кристаллизации, каждый грамм воды должен выделить еще 334 Дж тепла — это теплота кристаллизации.

В соленом море конвекция не прекращается и после начала льдообразования. При появлении морского льда большая часть солей вытесняется из него и в виде капель концентрированного рассола погружается в воду, повышая ее солёность, а, следовательно, и плотность. Процесс поступления солей в подледный слой воды прекращается только при очень низких температурах льда, когда ячейки с оставшимся рассолом оказываются изолированными одна от другой и от воды прослойками пресного льда. Таким образом, в глубоком океане, обладающем колоссальным запасом тепла, процесс льдообразования чрезвычайно затруднен, если вообще возможен.



В Северном Ледовитом океане образование и существование льда обусловлено наличием тонкого приповерхностного распресненного слоя воды, под которым наблюдается резкое увеличение солёности с глубиной, так называемый слой скачка солёности, или галоклин. Глубина конвективного перемешивания тем самым ограничивается толщиной приповерхностного распресненного слоя, в большинстве случаев от 50 до 100 м толщиной. Галоклин формирует соответствующий скачок плотности, который препятствует теплообмену глубинных вод океана с водами приповерхностного распресненного слоя. Поэтому можно сказать, что в Арктическом бассейне процесс льдообразования происходит так же, как в мелком море.

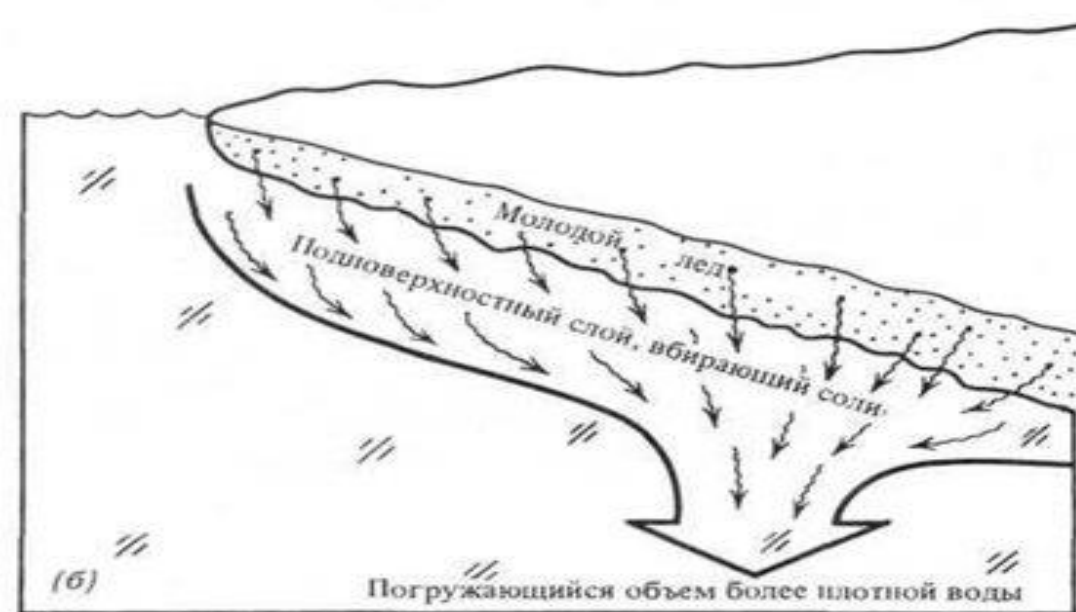
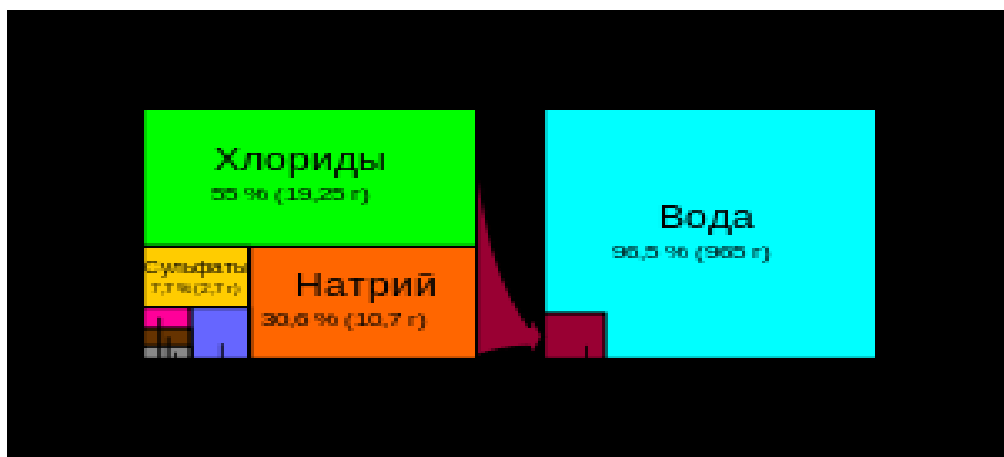
Почему в Арктическом Бассейне СЛО присутствует постоянный ледяной покров?

- ❑ Отрицательный радиационный баланс поверхности океана большую часть года
- ❑ Океанское тепло в основном сосредоточено на значительной глубине и не оказывает заметного влияния на процессы ледообразования и таяния на поверхности океана
- ❑ Интенсивный речной сток создает «запирающий» высокоградиентный слой («холодный галоклин»), препятствующий глубокому проникновению зимней конвекции

Ледообразование: переохлаждение, «скин-слой», формирование ледяной пластины

В принципе возможно переохлаждение воды до нескольких градусов (если в воде нет взвешенных частиц и вода находится в состоянии покоя), но в природе такое явление практически не встречается. На поверхности воды существует тонкая (микроны) поверхностная пленка (т.н. «скин- слой»), температура которой ниже, чем температура поверхности воды в традиционном понимании, когда под термином «поверхность» подразумевается некоторый поверхностный слой, толщина которого сопоставима с размерами измерительной аппаратуры (сантиметры – десятки сантиметров). Природа холодной пленки, в том числе ее роль в процессе ледообразования, изучена недостаточно.

Первоначально лед появляется в виде мелких кристаллов, несвязанных между собой, зачастую находящихся во взвешенном состоянии в пределах некоторого поверхностного слоя. Лишь по прошествии времени (от нескольких минут до нескольких часов, в зависимости от количества минеральных и органических взвесей, состояния поверхности моря и т.д.) формируется ледяной покров в традиционном понимании: ледяная пластина, имеющая верхнюю и нижнюю поверхности.



При образовании морского льда между целиком пресными кристаллами льда оказываются мелкие капли солёной воды, которые постепенно стекают вниз. Скорость ледообразования в первую очередь определяется температурой воздуха. При сильных морозах лёд образуется очень быстро, при этом его растущий пресноводный скелет (твёрдая фаза льда) захватывает много морской воды (жидкая фаза льда - солевые ячейки). По мере разрастания скелета жидкость уменьшается в объёме, но увеличивает свою солёность. При слабых морозах твёрдая фаза растёт медленнее и морская вода успевает вытечь. Солёность такого льда будет существенно ниже, чем образовавшегося при сильном морозе. Но в любом случае по мере нарастания льда и его возвышения над уровнем моря она уменьшается как за счёт гравитационного дренажа из открытых пор и каналов, так и за счёт миграции замкнутых солевых ячеек вниз (молекулы соли не встраиваются в пресноводную кристаллическую решётку, так что она остаётся пресной).

С учетом этого, важнейшими свойствами морского льда являются **температура**, и **солёность** и **пористость**, определяющие его **плотность**.



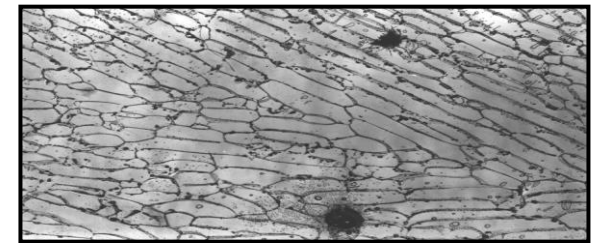
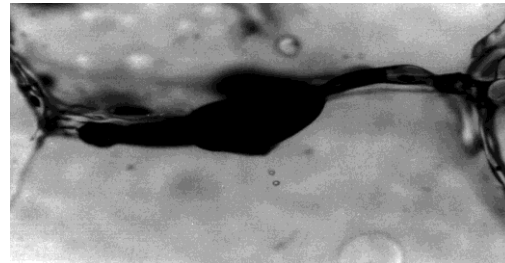
0.0001 м

0.01 м

Состав льда:

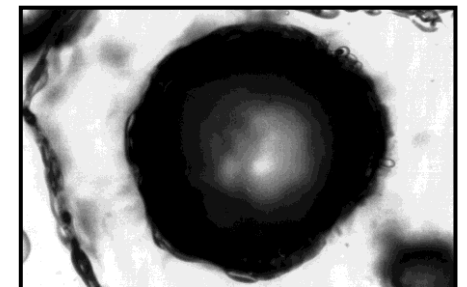
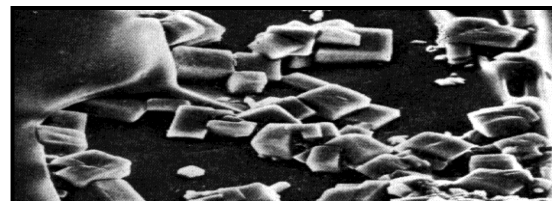
кристаллы пресного льда

- жидкая фаза
- соли в твердом и растворенном состоянии
- пузырьки воздуха
- мелкие примеси



0.00001 м

0.001 м



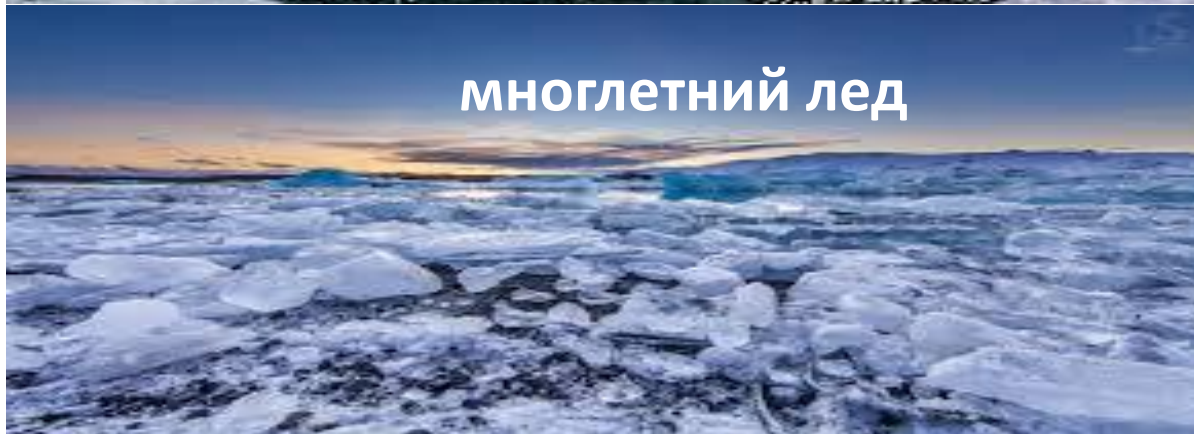
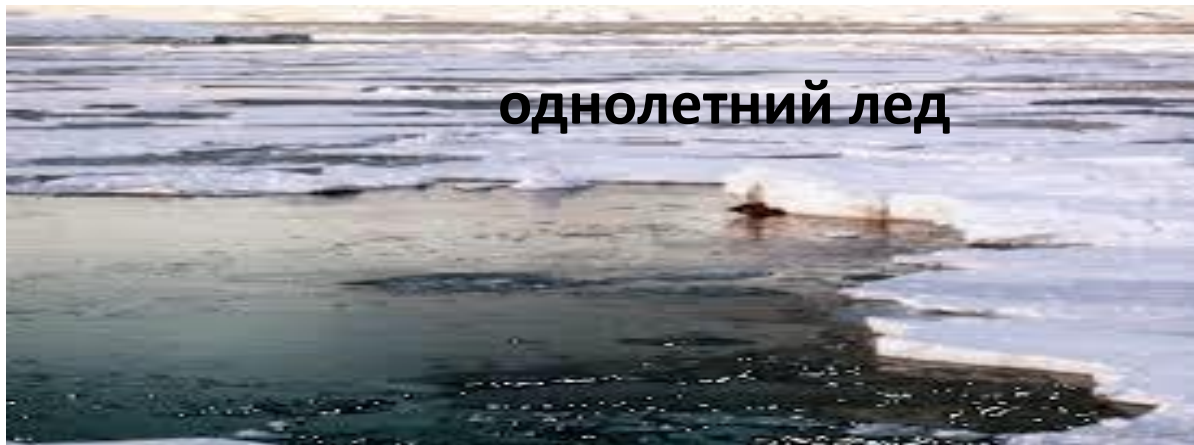
Последовательность образования льда

Начальная стадия: ледяные иглы, ледяное сало, снежура, шуга, блинчатый лед;

Промежуточная стадия: темный нилас, светлый нилас, блинчатый лед

Однолетний лед

Многолетний лед



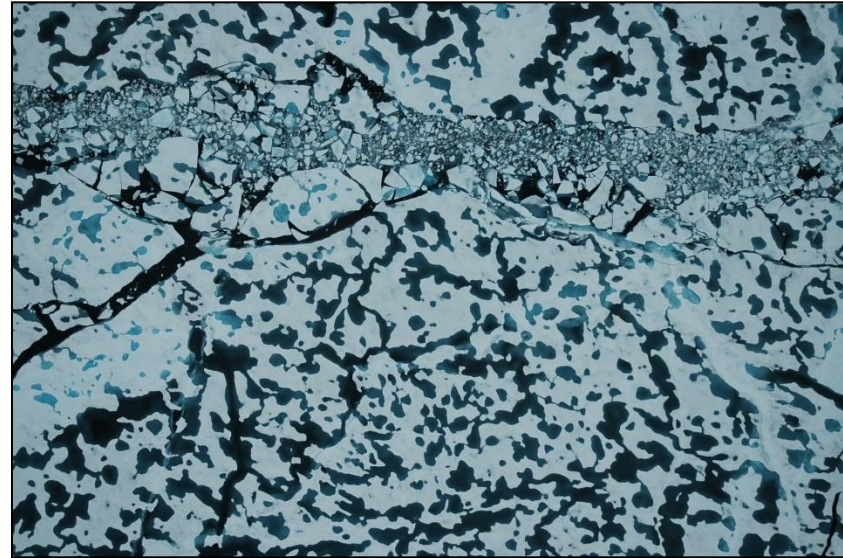
Трещины



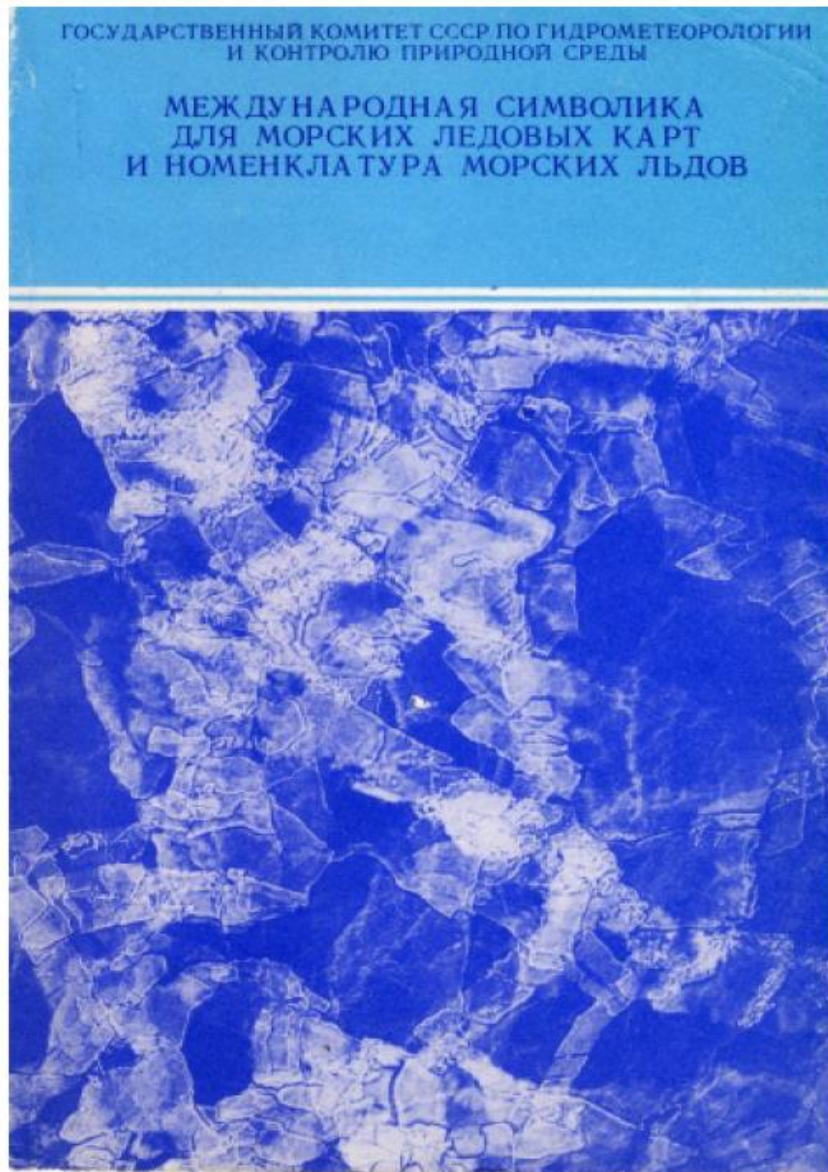
Торосы



Снежницы



<http://www.aari.ru/projects/ECIMO/index.php?im=3>



Merenkulkulaitos julkaisu 5/2002

Sea Ice Nomenclature

English-Finnish-Swedish-Estonian-Russian



 Merenkulkulaitos

Helsinki 2002
ISBN 1-106-7914
978-1-106-7914-0

Свойства морского льда

Температура морского льда определяется его прямым контактом с атмосферой на верхней границе и морской водой – на нижней. Соответственно, температура на верхней границе льда близка к приземной температуре воздуха, а на нижней – к температуре замерзания морской воды при данной солёности. С учетом этого, в зимний период вертикальный градиент температуры в толще льда может достигать нескольких десятков градусов. Оценка величины кондуктивного потока через лед (F_c) дается формулой (Maykut, 1986):

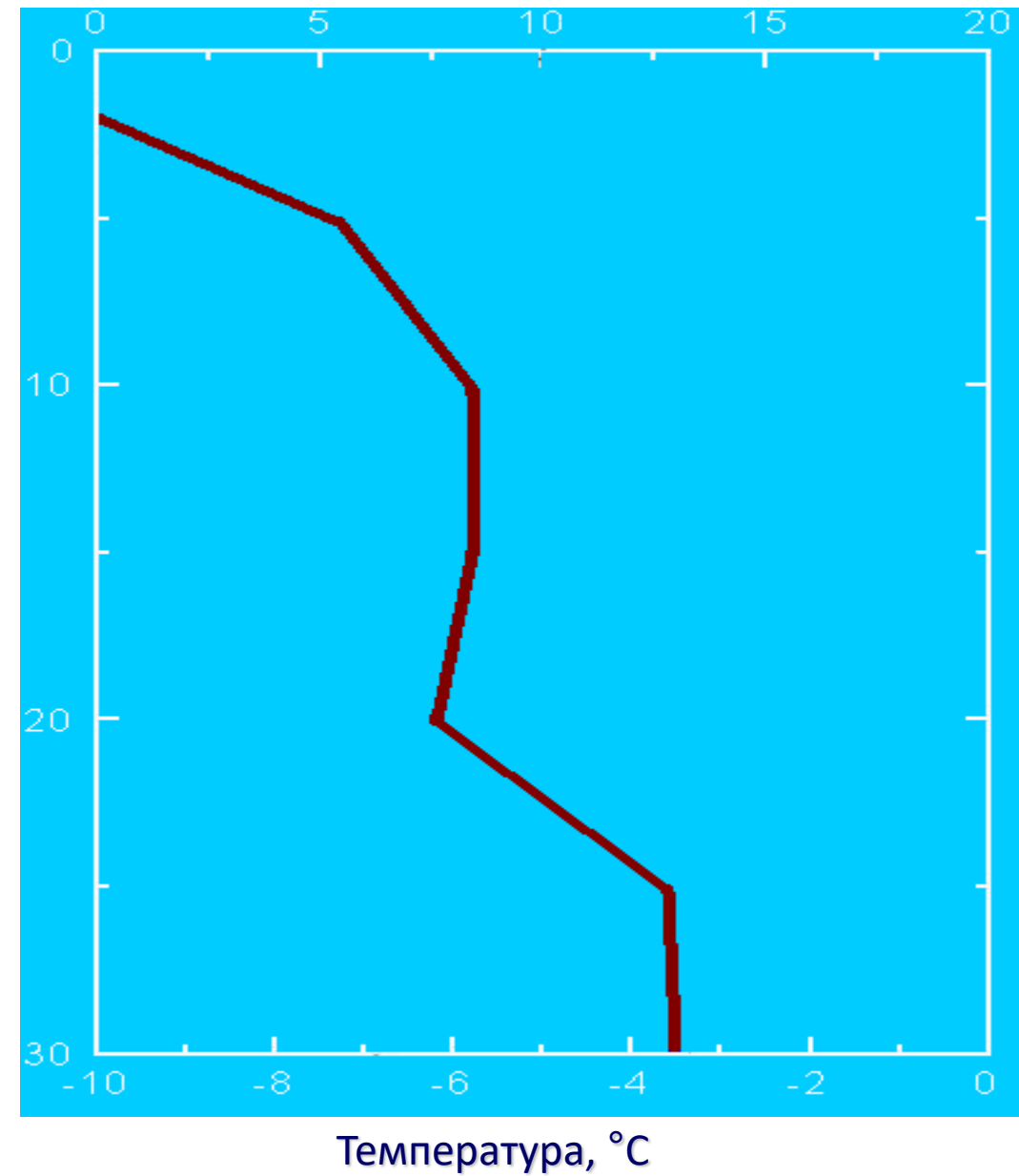
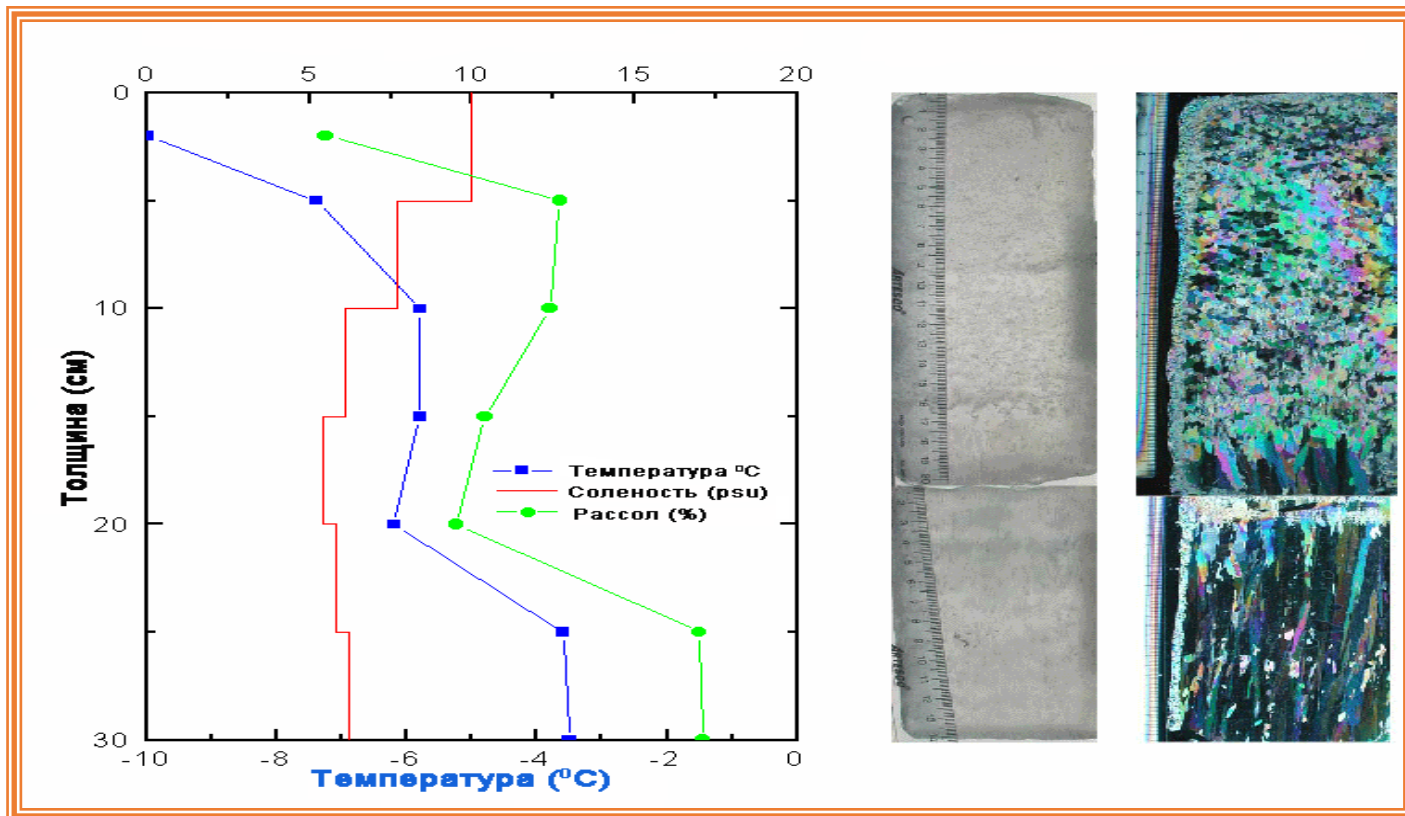
$$F_c = \frac{k_i C_t}{k_i + C_t h_i} (T_f - T_a)$$

где: k_i – теплопроводность морского льда, C_t – коэффициент температуропроводности, h_i – толщина льда, T_f – температура замерзания морской воды, T_a – приземная температура воздуха.

Для характерных значений $k_i = 2.03$ (Дж·м⁻¹·с⁻¹·°C⁻¹), $C_t = 24.2$ (Дж·м⁻²·с⁻¹·°C⁻¹), толщины льда 10 см и перепада температур вода-воздух около 20°C, величина F_c составляет порядка 150 Вт/м². При возрастании толщины льда теплообмен через лед быстро уменьшается.

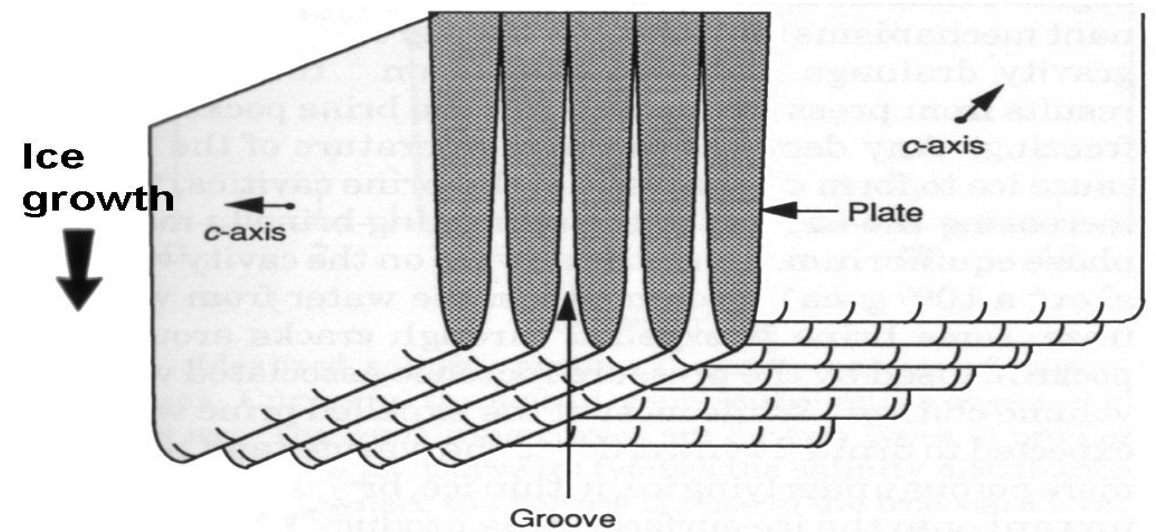
Так как потоки тепла зависят и от толщины льда, то профиль температуры во льду по вертикали отличается от линейного

$$c_{\rho} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} + I \right), 0 \leq z \leq H(t)$$



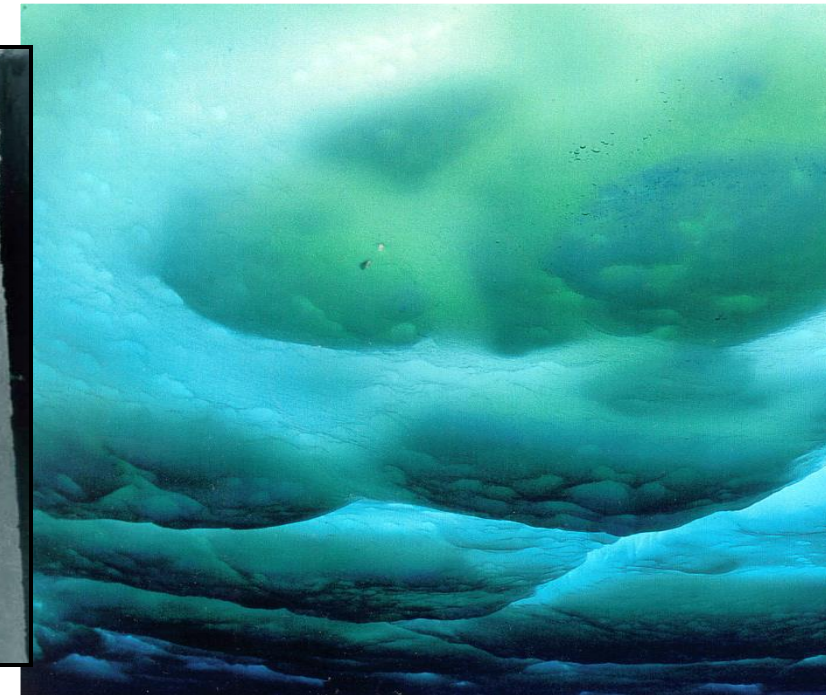
Однолетний лед

- Умеренная соленость
- Не очень низкая температура
- Большой объем рассола
- Столбчатое строение льда



Многолетний лед

- Низкая соленость
- Низкая температура
- Незначительное количество рассола
- Сухая поверхность



Свойства морского льда

Соленость морского льда (S_i) – это отношение массы находящихся в нем солей M_c к общей массе льда M :

$$S_i = \frac{M_c}{M}$$

Соленость морского льда зависит от солёности воды, скорости льдообразования, интенсивности перемешивания воды и возраста льда. В среднем солёность льда в 4 раза ниже солёности образовавшей его воды, колеблясь от 0 до 15 ЕПС (в среднем 3-8). Поэтому говорить о единой солёности льда, строго говоря, не вполне корректно, т.к. его пористость существенно варьирует по толщине (в нижних слоях льда она гораздо выше). Однако, для практических целей (и в упрощенных моделях) соленость льда рассчитывается по формуле:

$$S_i = K \cdot S_w$$

где K – коэффициент в диапазоне 0.1 – 0.31.

Эмпирическая формула В.Л. Цурикова:

$$S_i = S_w \frac{7 \cdot \sqrt{W}}{7 \cdot \sqrt{W} + 10.3}$$

где W – скорость нарастания льда в мм/час.

Свойства морского льда

Характеристики фазовых компонент морского льда

Соленость рассола M_p - это отношение массы растворенных солей M_{pc} к массе рассола M_p : ($M_{ж}$ - масса жидкой воды в рассоле).

$$S_p = \frac{M_{pc}}{M_p} = \frac{M_{pc}}{M_{ж} + M_{pc}}$$

В соответствии с формулой Н.Н.Зубова, при неизменности общего количества солей, заключенных во льду:

$$M_p = M \frac{S_i}{S_p}$$

Откуда следует, что в 1 кг морского льда соленостью S_i содержится S_i/S_p граммов рассола и $1 - S_i/S_p$ граммов пресного льда. Масса пресного льда ($M_{п}$):

$$\frac{M_{п}}{M} = 1 - \frac{S_i}{S_p} + \frac{M_{тс}}{M \cdot S_p} \cdot (1 - S_p)$$

$M_{mc} = MS_i - M_p S_p$ - масса кристаллических (твердых) солей, выпавших в осадок.

Свойства морского льда

Пористость морского льда – это отношение суммарного объема газовых пузырьков, находящихся во льду, к общему объему исследуемого образца льда, выраженная в процентах. Также используется размерная характеристика пористости, равная суммарному объему пор в одном килограмме льда.

Принято разделять макропоры – видимые невооруженным глазом, микропоры – видимые под микроскопом и ультрапоры – определяемые по косвенным признакам.

По величине пористости разделяют 5 разновидностей льдов:

1. самый прочный, монолитный, прозрачный лед, не содержащий макропор;
2. лед с малым количеством макропор (до $1 \text{ см}^3/\text{кг}$);
3. лед средней пористости (до $50 \text{ см}^3/\text{кг}$), уже теряющий прозрачность, мутный;
4. лед непрозрачный, с многочисленными трещинами, пористостью до $100 \text{ см}^3/\text{кг}$;
5. лед, образовавшийся из снега, пористость его самая высокая (до $400 \text{ см}^3/\text{кг}$), белый, непрозрачный, часто снегообразный.

Свойства морского льда

Плотность морского льда зависит от его пористости и меняется в диапазоне от 0.560 г/см^3 у летнего сильно выветренного льда, до 0.930 г/см^3 – у многолетнего зимнего льда.

Плотность морского льда зависит от его температуры, солёности и пористости. Из-за того, что плотность льда меньше плотности воды, из которой лёд образовался, льдины возвышаются над поверхностью воды на $1/7$ — $1/10$ их толщины.

Колебания плотности в зависимости от солёности незначительны – максимум 1-2% (при высокой солёности льда (порядка 15 ЕПС)).

При понижении температуры плотность сначала снижается, достигая минимума, а потом начинает расти. Такое поведение связано с изменением знака коэффициента теплового расширения льда: температура при которой наблюдается минимальная плотность льда, понижается с уменьшением температуры.

Наиболее значимые изменения плотности (порядка 20-30%) происходит за счёт изменения пористости. При уменьшении пористости, плотность льда по очевидным причинам повышается.

С плотностью и пористостью тесно связана **плавучесть морского льда**. Разность плотностей воды и льда принято называть коэффициентом плавучести (Зубов, 1947). Коэффициент плавучести, выраженный в тоннах есть такая масса груза, которая заставляет тонуть 1 куб.м. льда. С учетом этого плавучесть льдины можно рассчитать как произведение коэффициента плавучести на объем льдины, в предположении, что льдина однородна по плотности.

Последнее предположение является весьма спорным, поскольку поле плотности морского льда крайне неоднородно по пространству и для получения достоверных результатов требуются массовые измерения на различных участках льдины.

Теплофизические свойства

Теплоёмкость морского льда приближается к теплоёмкости пресного льда с понижением температуры льда, когда солевой рассол вымерзает. С ростом солёности, а следовательно, увеличением массы рассола, теплоёмкость морского льда всё больше зависит от теплоты фазовых преобразований, то есть изменений температуры. Эффективная теплоёмкость льда, определяемая с учетом теплоты фазовых переходов, увеличивается с повышением его солёности и температуры. Типичное значение: 3.99 кДж/кг/К. При температурах выше -8.2°C , когда практически все соли находятся в рассоле эффективная теплоемкость морского льда рассчитывается по формуле:

$$C_{eff} = C_{\Pi} \left(1 - \frac{S_i}{S_p} \right) + C_p \frac{S_i}{S_p} + L_{\tau} \frac{d}{dT} \left(1 - \frac{S_i}{S_p} \right)$$

где:

$$C_p = 4.1858 - 4.55 \cdot 10^{-3} \cdot S_p$$

$$C_{\Pi} = 2.12 + 0.0078 \cdot T(^{\circ}\text{C})$$

Свойства морского льда

Теплофизические свойства

Средняя удельная теплопроводность морского льда примерно в пять раз выше, чем у воды, и в восемь раз выше, чем у снега, и составляет около 2.2 Вт/м·град., но к нижней и верхней поверхностям льда может уменьшаться из-за увеличения солёности и роста количества пор.

Морской лед хуже проводит тепло из-за постоянного присутствия в нем рассола (теплопроводность которого примерно в 4 раза меньше, чем теплопроводность пресного льда). Коэффициент теплопроводности незначительно (менее 10%) растёт при понижении температуры и уменьшается с ростом солёности и пористости льда.

Теплота плавления (и кристаллизации) морского льда колеблется от 150 до 397 кДж/кг в зависимости от температуры и солёности (с повышением температуры или солёности теплота плавления понижается). Рассчитывается по эмпирической формуле:

$$L_{\tau} = 334.4 + 2.09 \cdot T(^{\circ}\text{C})$$

Эвтектика

Эвтэктика (греч. εύτηκτος — легкоплавкий) — нонвариантная (при постоянном давлении) точка в системе из n компонентов, в которой находятся в равновесии n твердых фаз и жидкая фаза. Эвтектическая композиция представляет собой жидкий раствор, кристаллизующийся при наиболее низкой температуре для сплавов данной системы.

Для раствора поваренной соли (NaCl) в воде в любой концентрации существует всегда одно и то же соотношение температуры и солёности (-21.1 град.С и 233 ЕПС, называемое эвтектической точкой, при достижении которой образуется твёрдая эвтектика.

При охлаждении морской воды с солёностью 35 ЕПС первые кристаллы льда появляются при температуре -1.91 град.С. По мере образования массы пресного льда происходит повышение концентрации солей и в появляются полости, заполненные рассолом (солевые ячейки), отделённые друг от друга перемычками пресного льда. При достаточно низких температурах в солевых ячейках образуются сухие эвтектические смеси.

Оптические свойства

Чистый лёд прозрачен для световых лучей. Включения (воздушные пузырьки, солевой рассол, пыль) рассеивают лучи, значительно уменьшая прозрачность льда. Оттенки цвета морского льда в больших массивах варьируют от белого до коричневого.

- Молодой морской лёд зернистой структуры со значительным количеством воздуха и рассола часто имеет зелёный цвет.
- Многолетние торосистые льды, из которых выдавлены примеси, и молодые льды, которые замерзли в спокойных условиях, часто имеют голубой или синий цвет. Голубым также бывает глетчерный лёд и айсберги. В голубом льду чётко видна игольчатая структура кристаллов.
- Коричневый или желтоватый лёд имеет речной или прибрежный генезис, в нём имеются примеси глины или гуминовых кислот.
- Начальные виды льда (ледяное сало, шуга) имеют тёмно-серый цвет, иногда со стальным оттенком. С увеличением толщины льда его цвет становится светлее, постепенно переходя в белый. При таянии тонкие льдинки снова становятся серыми.
- В случае, если лёд содержит большое количество минеральных или органических примесей (планктон, золотые взвеси, бактерии), его цвет может меняться на красный, розовый, жёлтый, вплоть до чёрного.



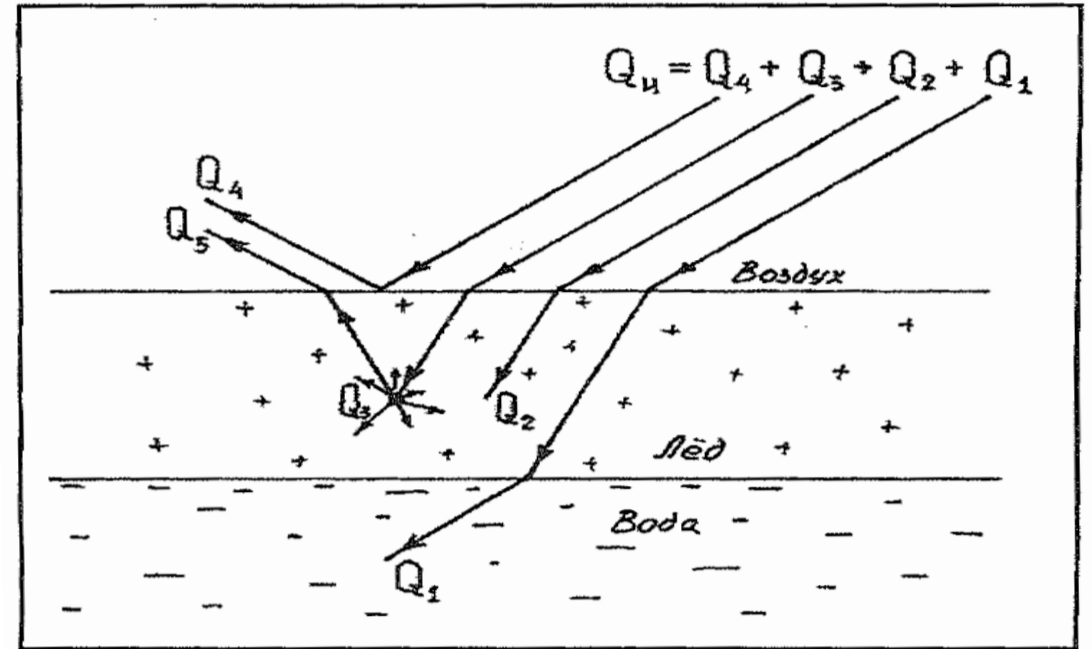
Радиационные свойства

На поверхности морского льда происходит разделение потока электромагнитного излучения на две части, одна из которых отражается обратно в атмосферу и на лед влияния не оказывает (однако полезна для дистанционного изучения ледяной поверхности). Энергия, проникающая в толщу льда подвергается поглощению и рассеянию. При поглощении энергия преобразуется в тепловую, способствуя таянию и разрушению льда.

- Q1: проникает в воду, создавая освещенность поло льдом
- Q2: полностью поглощается льдом и преобразуется в тепло
- Q3: рассеивается во льду, частично возвращаясь в атмосферу (Q5)
- Q4: отражается от поверхности льда

$$A_i = \frac{Q_4 + Q_5}{Q_{tot}}$$

Альbedo льда (A_i) – отражательная способность поверхности



Свойства морского льда

Физико-механические свойства морских льдов

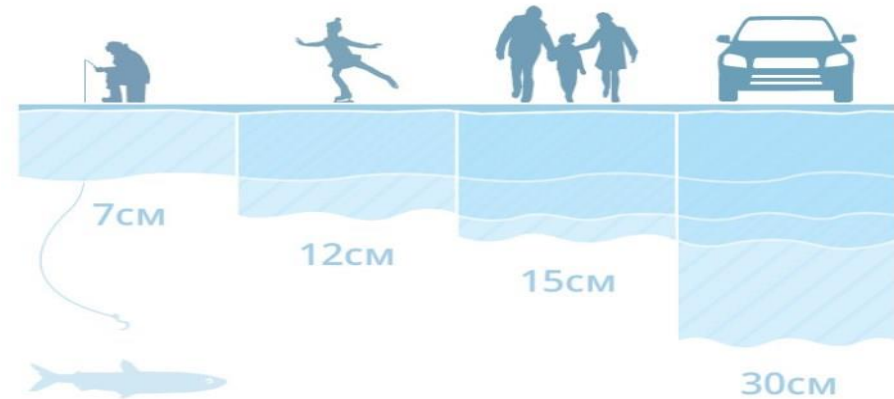
Под физико-механическими свойствами льда понимают его способность противостоять деформациям (разрушению). Это свойство имеет конкретное прикладное применение. Основные параметры: **прочность, твердость**

Типичные виды деформации льда: растяжение, сжатие, сдвиг, изгиб. Выделяют три стадии деформации льда: упругая, упруго-пластическая, стадия разрушения. Учёт механических свойств льда важен при определении оптимального курса ледоколов, а также при размещении на льдинах грузов, полярных станций, при расчёте прочности корпуса судна.



Безопасная толщина льда

Тримпогода



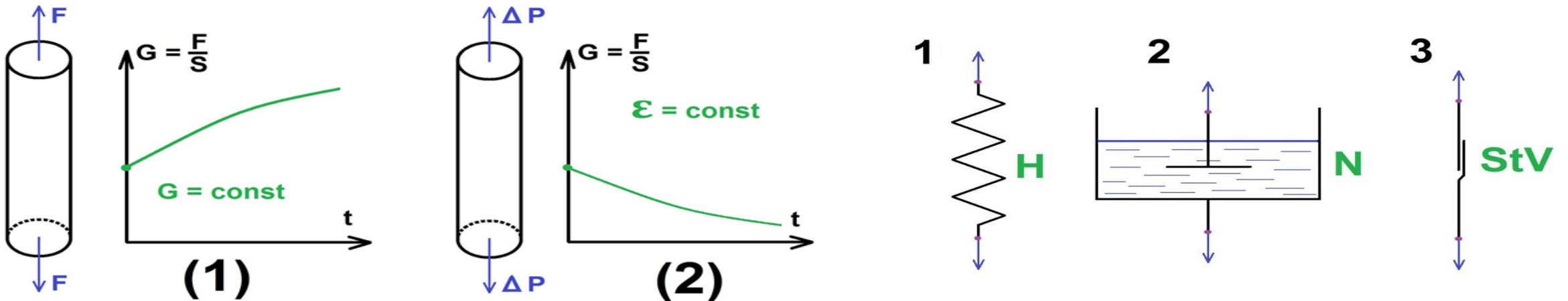
Свойства морского льда

Реология (от греч. $\rho\acute{\epsilon}\omicron\varsigma$ «течение, поток» + $\lambda\acute{o}\gamma\omicron\varsigma$ «учение, наука») — раздел физики, изучающий деформации и текучесть вещества. Изучая деформационные свойства реальных тел, реология занимает промежуточное положение между теорией упругости и гидродинамикой. Термин «реология» ввёл американский учёный Юджин Бингам. Практические приложения реологии описывают поведение конкретных материалов при нагрузках и при течении. (1) Типичное увеличение деформации (ползучесть) при постоянном значении приложенной силы F с течением времени t . (2) Типичный график релаксации - уменьшения усилия при постоянной деформации с течением времени.

Исходные понятия реологии — ньютоновская жидкость, вязкость которой не зависит от режима деформирований, и идеально упругое тело, в котором в каждый момент времени величина деформации пропорциональна приложенному напряжению. Эти понятия были обобщены для тел, проявляющих одновременно пластичные (вязкостные) и упругие свойства. Практические приложения реологии описывают поведение конкретных материалов при нагрузках и при течении.

Схематичное изображение трёх видов реологического поведения тела с помощью простейших моделей: 1 - упругая деформация (закон Гука); 2 - тело Ньютона; 3 - тело Сен-Венана.

Любой кристалл или агрегат кристаллов при определённых условиях может быть пластически деформирован. Под действием на кристалл внешней силы в объёме кристалла появляются напряжения, которые снимаются дефектами. Если сила превышает некий порог, то происходит хрупкое разрушение объекта.



Силы внутреннего взаимодействия в ледяном покрове

Напряжения – это реакция тела (среды) на деформацию, т.е. как тело (среда) сопротивляется деформированию. Деформация – изменение положения точек среды друг относительно друга. Деформирование ледяного покрова проявляется в процессах сплочения, разрежения, сжатия и торошения, часто сопровождающихся образованием систем нарушений сплошности. Основой математического аппарата, применяемого для описания деформаций, является тензор скоростей деформации, компоненты которого имеют вид:

$$\dot{e}_{xx} = \frac{\partial U}{\partial x} \quad \dot{e}_{yx} = \frac{\partial V}{\partial x} \quad \dot{e}_{xy} = \frac{\partial U}{\partial y} \quad \dot{e}_{yy} = \frac{\partial V}{\partial y}$$

где U, V – компоненты скорости дрейфа льда вдоль декартовых осей координат.

Связь между деформациями и напряжениями называется реологическим соотношением. Однозначного реологического соотношения для ледяного покрова не существует, поэтому выбор реологической модели – это отдельная и довольно сложная задача.

Нарастание льда

По мере нарастания льда, поток в атмосферу уменьшается за счет «экранирования» льдом, и формула нарастания льда преобразуется к виду:

$$\rho_i L \frac{\partial h_i}{\partial t} = F_c - F_w \quad (2)$$

L - теплоемкость льда, ρ_i - плотность льда, h_i - толщина льда, F_c – кондуктивный поток через лед.

$$F_c = \lambda \frac{\partial T_i}{\partial z}$$

λ - теплопроводность льда, T_i - температура льда.

В приближении линейного профиля температуры во льду:

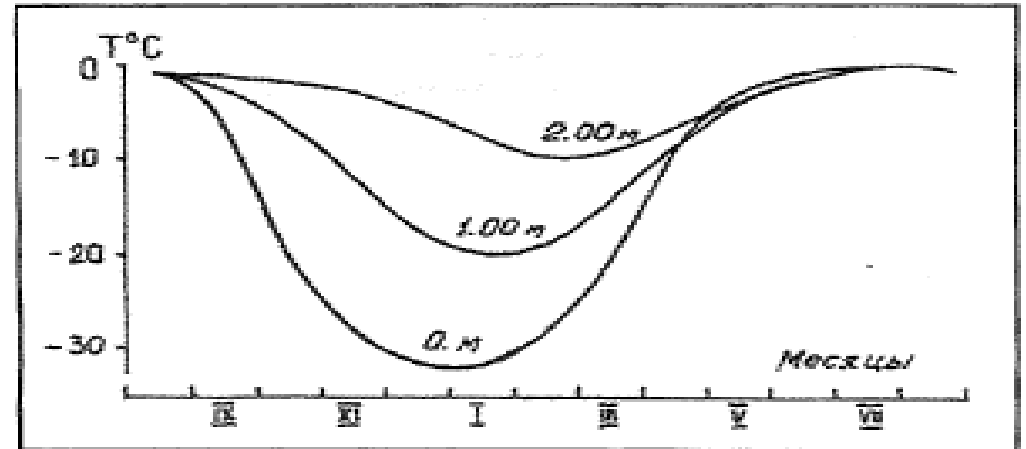
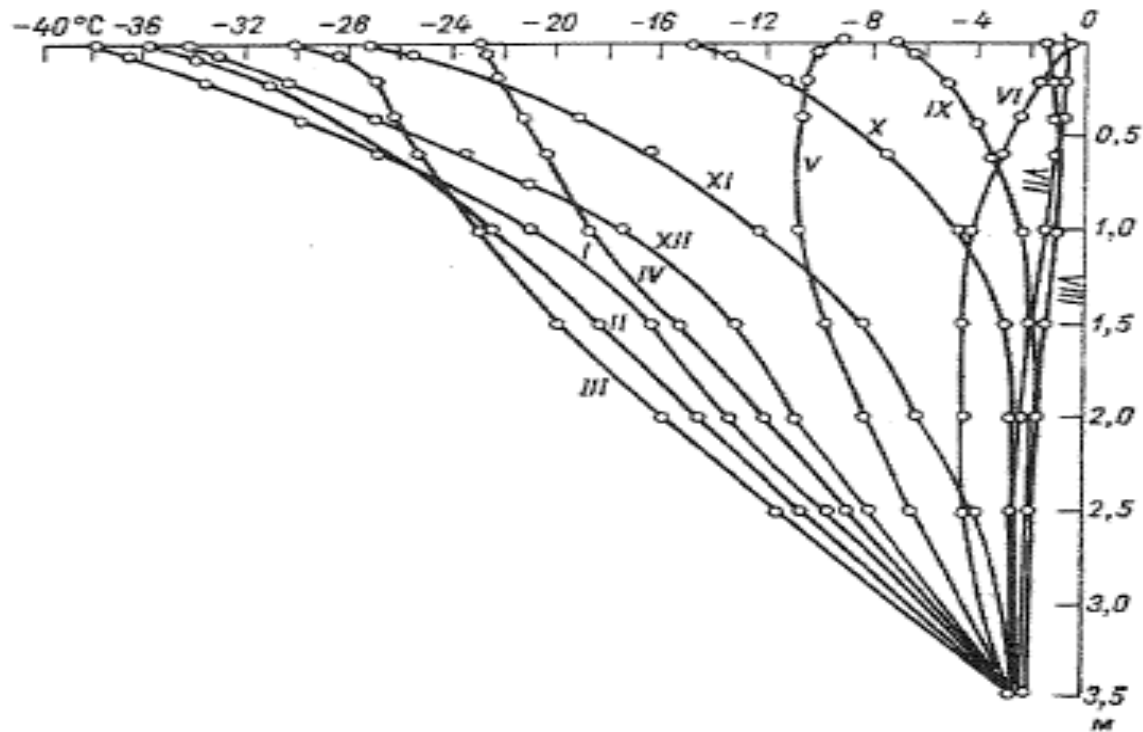
$$F_c = \frac{\lambda C_t}{\lambda + C_t h_i} (T_f - T_a)$$

C_t - коэффициент температуропроводности, T_a - температура на верхней границе льда.

Теоретически, для L следует использовать более сложную формулу, которая учитывает изменение объемной теплоемкости замерзающей воды при температуре замерзания (Доронин и Хейсин, 1975). Но в практических расчетах обычно используют постоянное значение.

Наращение льда

Трудность решения уравнения (2) в том, что кондуктивный поток зависит от толщины льда (нелинейность) и что профиль температуры во льду в общем случае не является линейным.



Временная изменчивость температуры на различных уровнях в многолетнем арктическом льду (Доронин и Хейсин, 1975)

Вертикальные среднемесячные профили температуры в многолетнем арктическом льду (Доронин и Хейсин, 1975)

Наращение льда

Поток тепла из воды ко льду (F_w) зависит от вертикального градиента температуры в подледном слое и движения льда:

$$F_w = \rho c_p c_h u_* (T_f - T)$$

u_* - (динамическая) скорость трения:

$$u_* = V_i \sqrt{C_D}$$

C_D - коэффициент трения

c_h - коэффициент теплопередачи

Сложность надежного расчета F_w заключается в том, что входящие в формулу коэффициенты не являются константами, а зависят от типа льда, его возраста, структуры и проч.

Для мелководных арктических шельфов, где осенняя конвекция достигает дна, поток тепла из воды не существенен и им можно пренебречь. Для районов интенсивной адвекции теплых соленых вод из умеренных широт, наоборот, поток тепла из воды может значительно замедлять ледообразование и даже приводить к таянию льда в зимний сезон.

Нарастание льда

Обобщенная формула для расчета нарастания льда

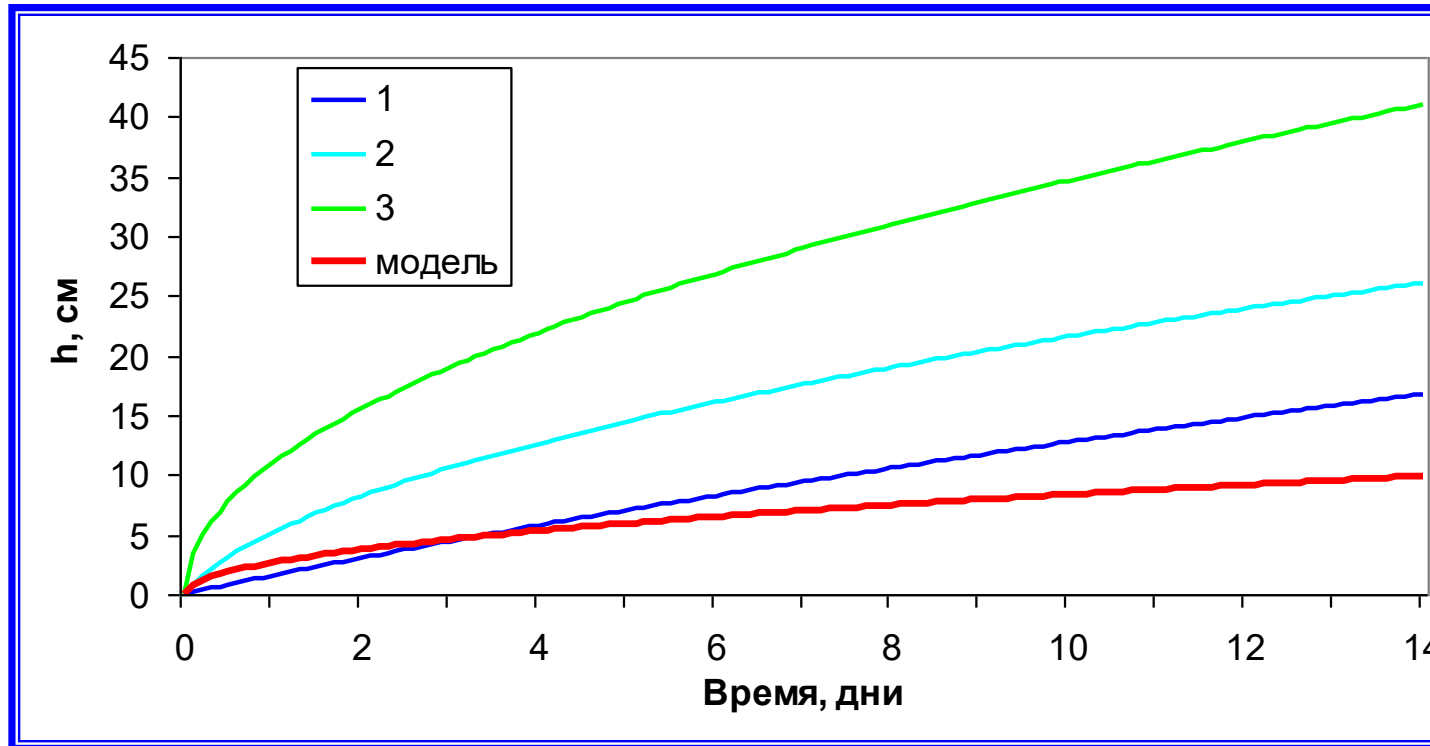
$$h_i(t) = A_0 + \sqrt{(A_0 + h_{i0})^2 + B_0 \int_0^{t_1} \varphi(F_c, F_w, t) dt} \quad (3)$$

Эмпирическая формула расчета толщины льда Н.Н. Зубова

$$h_i(t) = -25 + \sqrt{(25 + h_{i0})^2 + 8 \sum (-\vartheta)}$$

ϑ [°C • сутки] - градусо-день мороза: условная единица измерения превышения средней суточной температуры над заданным минимумом («базовой температурой»). Вычисляется как сумма отклонений среднесуточной температуры от базовой за заданный промежуток времени .

Наращение льда со свободной поверхности моря



Параметризации:

1. Зубова (Зубов Н.Н., Льды Арктики, М., из-во Главсевморпути, 1945)

$$h_i^2 + 50h_i = 8\Sigma(-T_a)$$

2. Гаврило и Сухорукова (Гаврило В.П., Сухоруков К.К., Труды ААНИИ, 1980, т. 374, с. 85-96)

$$h_i^2 + 6,7h_i = 6,1\Sigma(-T_a)$$

3. Доронина (Доронин Ю.П., Проблемы Арктики и Антарктики, 1959, вып. 1, с. 73-83)

$$h_i = \sqrt{h_{i0}^2 + 12\Sigma(-T_a)} \quad \Sigma(-T_a) - \text{Сумма градусо-дней мороза}$$

Влияние снежного покрова на рост льда



В природных условиях лед почти всегда покрыт слоем снега, который является плохим проводником тепла и соответственно влияет на температуру льда и замедляет прирост его толщины.

$$A_0 = \frac{\int_0^{t_1} F_w t dt}{\tilde{L} \tilde{\rho}_i t_1} + \frac{h_i \lambda}{\lambda_s}$$

$$B_0 = \frac{2\lambda}{\tilde{L} \tilde{\rho}_i}$$

$$\varphi = T_f - T_a - \frac{F_w}{\lambda} \left(h_{i0} + \frac{\lambda h_s}{\lambda_s} \right)$$

При наличии на льду снежного покрова с постоянными свойствами, расчет нарастания льда может быть выполнен с помощью формулы (3), с указанными слева соотношениями для A_0 , B_0 и φ .

λ_s – теплопроводность снега

h_s – толщина снега

Влияние снежного покрова на рост льда

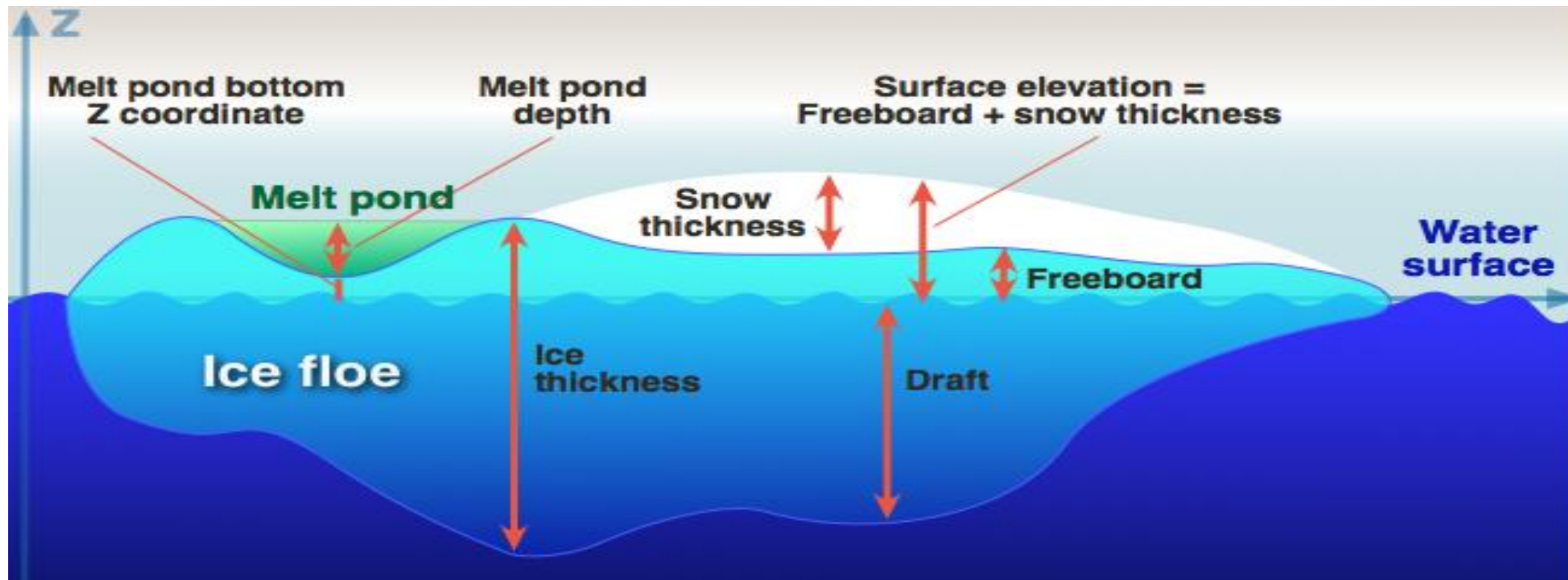
Если снег выпадает на воду, еще не достигшую температуры замерзания, то отдаваемое водой тепло частично расходуется на таяние снега. Когда интенсивный снегопад происходит уже в период начавшегося ледообразования, то на поверхности воды формируется так называемая снежура.



Снег, выпадающий на поверхность молодого льда, не достигшего стадии светлого ниласа, пропитывается рассолом и примерзает к поверхности льда.

Изостатическое равновесие льда

$$\frac{h_{\Pi}}{h_{\text{H}}} = \frac{\rho_i}{\rho_w - \rho_i}$$



Изостатическое равновесие льда определяется балансом сил тяжести и архимедовых сил в любой точке ледяного поля. Изостатическое равновесие формируется вследствие неравномерности структуры самого льда, наличия снега, торошения, смерзания лед. обломков и др. Следствием стремления ледяного поля к изостатическому равновесию являются разнонаправленные вертикальные напряжения в различных точках ледяного поля, что может вести к разрушению поля (особенно в теплый сезон).

Предельная толщина льда

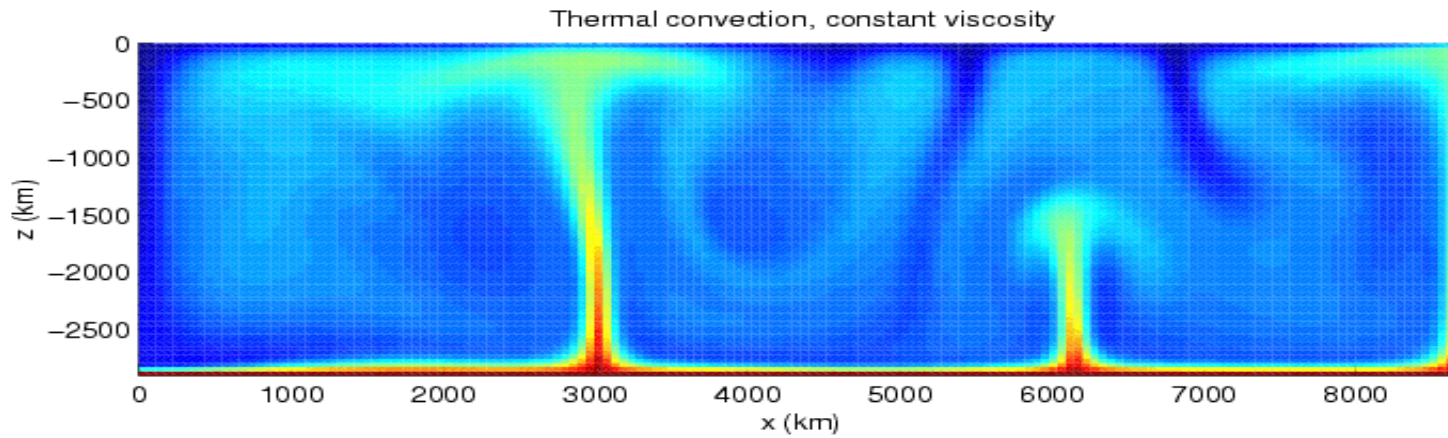
При некотором сочетании метеорологических условий и теплового потока из подынтегральное выражение в формуле (3) обращается в ноль и нарастание льда прекращается. Лед достигает **предельной** толщины (h_{ip}):

$$h_{ip} = \frac{\lambda}{F_w} (T_f - T_a) - \frac{\lambda}{\lambda_s} h_s$$

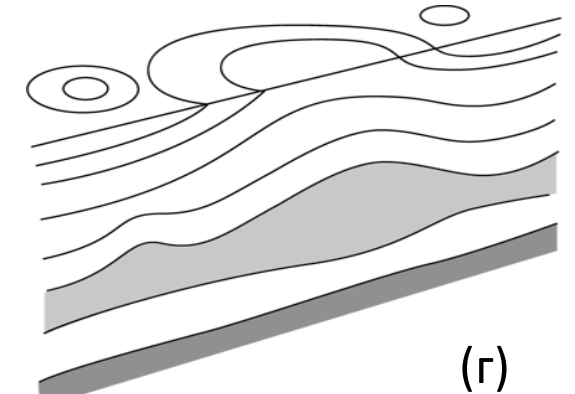
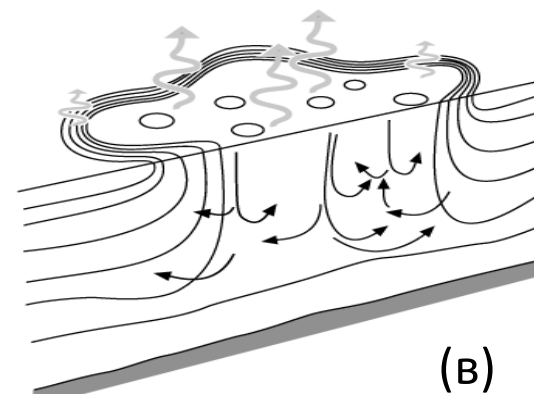
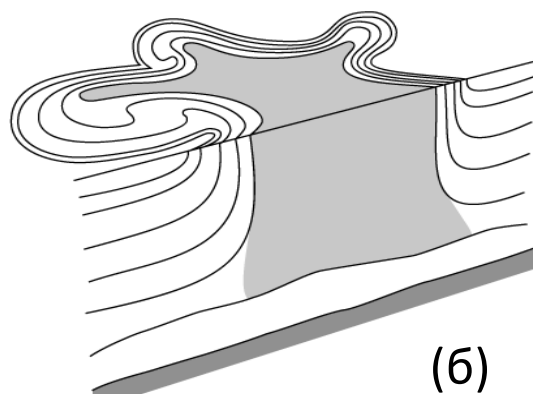
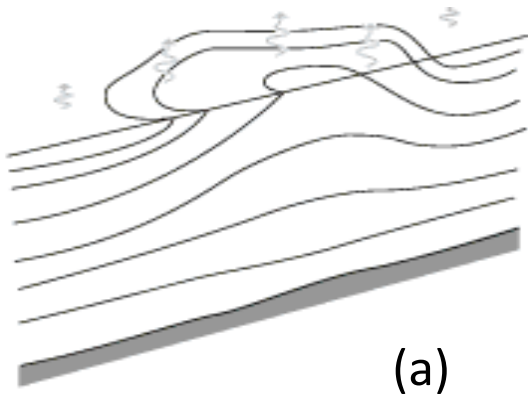
Из этого соотношения следует, что под снегом лед быстрее достигает предельной толщины. Самой большой толщины арктические морские льды обычно достигают в апреле, когда радиационный баланс поверхности приближается к нулю, после чего меняет знак. Это позволяет определить предельную толщину однолетнего (сезонного) льда, как величину нарастания льда за зимний сезон. В мелководных шельфовых районах, где поток из воды пренебрежимо мал, предельная толщина льда определяется только метеорологическими условиями в холодный сезон. Предельная толщина однолетнего льда в центральном Арктическом бассейне составляет в среднем около 2 м.

Зимняя эволюция ледяного покрова при наличии сильного теплового потока из океана

В результате осолонения воды при нарастании морского льда возникает **конвективное перемешивание**. На смену холодных и осолоненных (более плотных) поверхностных вод поднимаются более теплые глубинные воды, увеличивающие поток тепла (F_w) к нижней поверхности льда.



Стадии развития конвекции в океане



Зубов Николай Николаевич
(1885 – 1960)

$$\int_0^{H(t)} \frac{\partial T}{\partial t} dz = -\frac{F_a}{c_p \rho} + H(t) \frac{dH}{dt} \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=H(t)} \quad \mathbf{1}$$

$$\int_0^{H(t)} \frac{\partial S}{\partial t} dz = H(t) \frac{dH}{dt} \frac{\partial S}{\partial z} \Big|_{z=H(t)}$$

$$\frac{\partial h_i}{\partial t} = 0$$

$$\int_0^{H(t)} \frac{\partial T}{\partial t} dz = \frac{dH}{dt} \left[H(t) \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=H(t)} + \frac{\gamma L}{c_p} \frac{\partial h_i}{\partial t} \right] \quad \mathbf{2}$$

$$\int_0^{H(t)} \frac{\partial S}{\partial t} dz = \gamma S (1 - \varepsilon) \frac{\partial h_i}{\partial t} + H(t) \frac{dH}{dt} \frac{\partial S}{\partial z} \Big|_{z=H(t)}$$

$$\frac{\partial h_i}{\partial t} = \frac{F_a^*}{\rho_i L} - \frac{c_p \gamma H(t)}{L} \frac{dH}{dt} \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=H(t)}$$

$$\int_0^{H(t)} \frac{\partial T}{\partial t} dz = -\frac{(1 - \varphi) F_a^*}{c_p \rho} + \frac{\gamma L}{c_p} \frac{\partial h_i}{\partial t} \quad \mathbf{3}$$

$$\int_0^{H(t)} \frac{\partial S}{\partial t} dz = \gamma \varepsilon S \frac{\partial h_i}{\partial t}$$

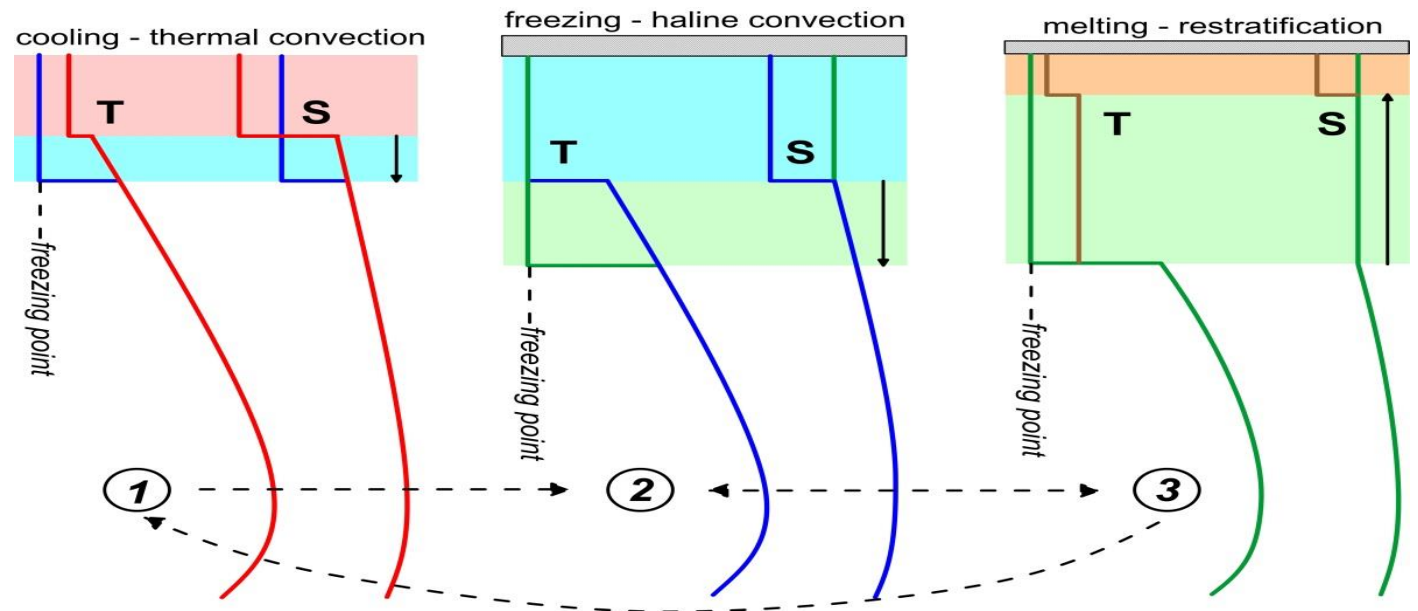
$$\frac{\partial h_i}{\partial t} = -\frac{\varphi F_a^*}{\rho_i L}$$

$$\rho = \rho(T, S, p)$$

$$\frac{dH}{dt} = c_1 \theta(\Delta \rho_m) + c_2 (1 - \theta) \left(\frac{\partial h_i}{\partial t} \right)$$

Одномерная модель зимней термохалинной конвекции

1. Охлаждение у поверхности → термическая конвекция → возрастание глубины однородного слоя
2. Нарастание льда → выделение рассола → халинная конвекция → возрастание глубины однородного слоя
3. Подъем теплых вод к поверхности → таяние льда → уменьшение глубины однородного слоя



Термодинамическая модель изменения толщины льда: многослойная среда

Замерзание:

$$c_1 \rho_1 \frac{\partial T_1}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z_1} \lambda_1 \frac{\partial T_1}{\partial z_1} + \frac{\partial I_0}{\partial z_1}; \quad 0 < z_1 \leq h(t) \quad c_2 \rho_2 \frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z_2} \lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial z_2} + \frac{\partial I_0}{\partial z_2}; \quad 0 < z_2 \leq H(t)$$

где индекс 1 - характеристики снега; индекс 2 - характеристики морского льда; t - время; T - температура; z - вертикальная координата; L - эффективная теплота плавления; H - толщина льда; h - толщина снега; c - теплоемкость; ρ - плотность; λ - теплопроводность; Φ_w - поток тепла от воды; Φ - суммарный поток тепла на границе снег (лед)- атмосфера; I_0 - поток коротковолновой солнечной радиации, проникающей в среду; Θ - температура замерзания морской воды.

Граничные условия:

На верхней поверхности снега: поток тепла из нижележащих слоев снега к поверхности снега равен потоку от поверхности снега в атмосферу

$$z_1 = 0 \quad \lambda_1 \frac{\partial T_1}{\partial z_1} \Big|_{z_1=0} = \Phi$$

На границе лед-снег: равенство температур и потоков тепла

$$z_2 = 0 \quad \lambda_1 \frac{\partial T_1}{\partial z_1} \Big|_{z_1=h} = \lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial z_2} \Big|_{z_2=0} \quad T_1(t, h) = T_2(t, 0)$$

На границе нижней поверхности льда: температура льда равна температуре замерзания воды, отток тепла компенсируется ледообразованием и потоком тепла от воды ко льду.

$$z_2 = H \quad L_2 \rho_2 \frac{\partial H}{\partial t} = \lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial z_2} \Big|_{z_2=H} - \Phi_w \quad T_2(t, H) = \Theta$$

Термодинамическая модель изменения толщины льда: многослойная среда

Таяние:

Таяние снега

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{L_1 \rho_1} \left(\lambda_1 \frac{\partial T_1}{\partial z_1} \Big|_{z_1=0} - \Phi \right)$$

Граничное условие на поверхности снега

$$z_1 = 0 \quad T_1 = 0$$

Таяние льда (после полного вытаивания снега)

$$c_2 \rho_2 \frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z_2} \lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial z_2} + \frac{\partial I_0}{\partial z_2}; \quad 0 < z_2 \leq H$$
$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{1}{L_2 \rho_2} \left(\lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial z_2} \Big|_{z_2=H} - \Phi_W \right) + \frac{1}{L_2 \rho_2} \left(\lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial z_2} \Big|_{z_2=0} - \Phi \right)$$

Граничное условие на границе лед-снег

$$z_2 = 0 \quad T_2 \approx 0$$

Турбулентный теплообмен с атмосферой определяется с учетом стратификации приледного слоя воздуха. Коротковолновая солнечная радиация перераспределяется в толще снега и льда в соответствии со значениями альбедо и коэффициентов пропускания и ослабления. Длинноволновый радиационный баланс поверхности определяется с учетом балла общей облачности.

Физические свойства сред (теплоемкость, теплопроводность, плотность, скрытая теплота плавления (кристаллизации) рассчитываются с использованием полуэмпирических зависимостей этих величин от температуры и солёности. Поток тепла из воды к нижней поверхности льда

$$\Phi_W = (\rho c)_{T_b} C_{T_b} (T_W - \Theta)$$

где Θ - температура замерзания воды при данной солёности; T_W - температура перемешанного слоя воды; C_{T_b} - коэффициент обмена.

$$\begin{cases} C_{T_b} = 1,26 \cdot 10^{-4} H^{-0.5} & H \leq 3 \text{ м} \\ C_{T_b} = 7,27 \cdot 10^{-5} & H \geq 3 \text{ м} \end{cases}$$

Термодинамическая модель изменения толщины льда:

двухслойная среда

Уравнение теплового баланса записывается в виде системы на основе предположения о равенстве потоков тепла через снег и через лед

$$L\rho_1 \frac{\partial H}{\partial t} = \lambda_1 \frac{\partial T_1}{\partial z} = \lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial z} - \Phi_w$$

Граничные условия на поверхности снега и на нижней поверхности льда – аналогично многослойной модели.

Система решается аналитически на основе предположения о линейном характере вертикального профиля температуры во льду и в снегу. Решение имеет вид:

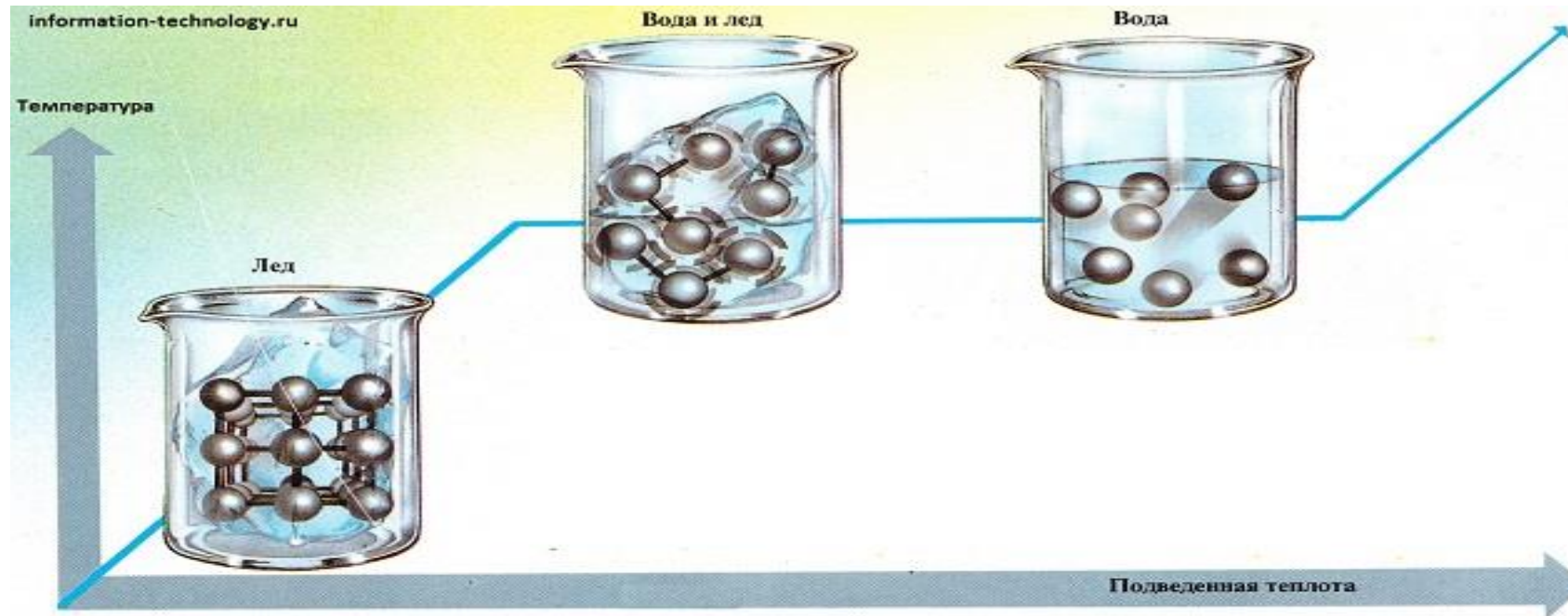
$$H = -h_1 \frac{\lambda_2}{\lambda_1} - \Phi_w \frac{\Delta t}{L\rho_2} + \sqrt{\left(h_1 \frac{\lambda_2}{\lambda_1} + \Phi_w \frac{\Delta t}{L\rho_2}\right)^2 + H_0^2 + 2 \frac{\lambda_2(T_a - T_1)}{L\rho_2} \Delta t - 2h_1 \frac{\lambda_2}{\lambda_1} \left(\Phi_w \frac{\Delta t}{L\rho_2} - H_0\right)}$$

Где H_0 – начальная толщина льда, T_a – температура воздуха на стандартной высоте 2 м.

Таяние льда

При подводе ко льду теплоты сначала увеличивается его температура. Однако при достижении точки замерзания/таяния рост температуры прекращается и наступает фазовый переход: лед начинает таять. Как показывает голубая кривая на графике, дополнительный подвод теплоты приводит к дальнейшему таянию льда, не увеличивая температуру воды. Только после того как весь лед перейдет в жидкое состояние, дополнительный подвод теплоты приводит к увеличению температуры воды.

Таяние морского льда начинается при температуре выше $-2,3\text{ }^{\circ}\text{C}$. По сравнению с пресноводным он труднее поддается раздроблению на части и более эластичен.



Основные формулы

Процесс таяния льда описывается тем же уравнением теплопроводности, что и процесс замерзания, т.е. алгебраической суммой потоков тепла на границах «лед-атмосфера» (F_a) и «лед-океан» (F_w):

$$\rho_i L \frac{dh_i}{dt} = F_a - F_w \quad (1)$$

$$F_a = Q(1 - A) + 0.98\sigma T^4 + S_h + L_h$$

Q – суммарная приходящая радиация, A - альbedo поверхности, σ – постоянная Стефана-Больцмана, S_h - турбулентный поток явного тепла, L_h - турбулентный поток скрытого тепла.

$$S_h = c_p \rho_a C_T (T_a - T_w) |V|$$

$$L_h = \frac{0.622}{P_a} C_E (e - e_0) |V|$$

Таяние льда сверху

Для практических расчетов обычно считается, что все тепло, которое поступает сверху расходуется на таяние снежно-ледяного покрова. В конечно-разностной форме и с заменой ряда параметров их числовыми значениями уравнение (1) преобразуется к виду:

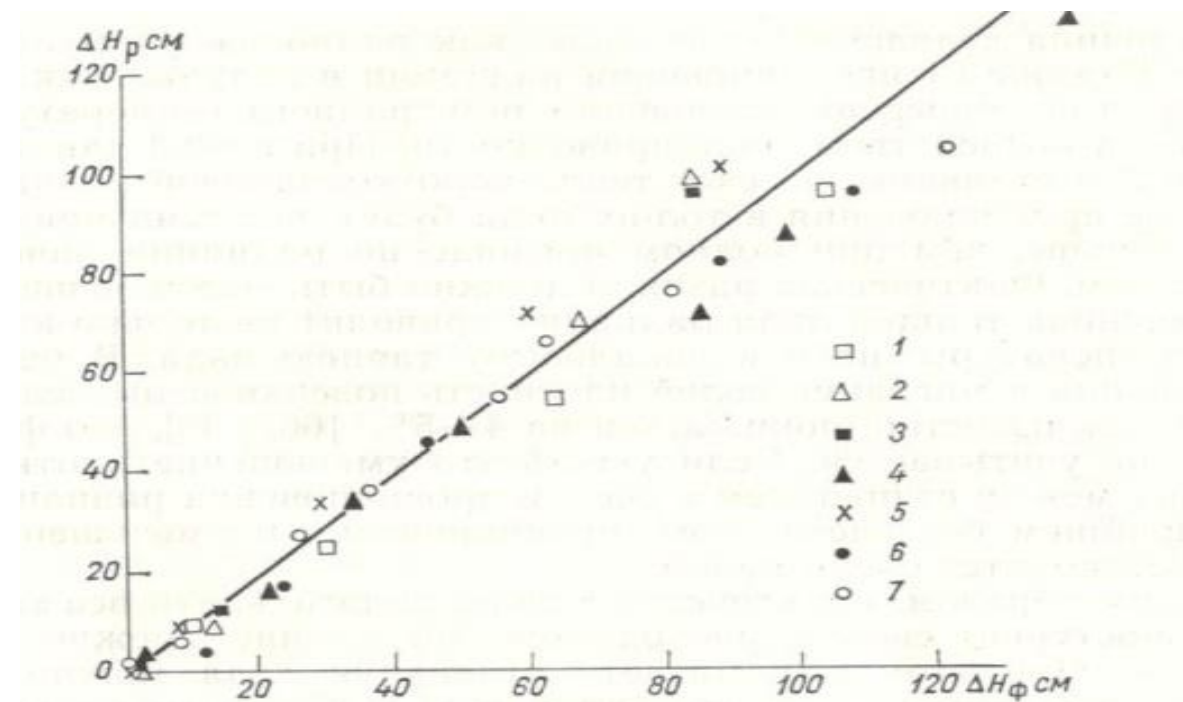
$$\Delta h_i = 0.0139 \sum_{j=1}^n Q_j(1 - A_j) + 0.12 \sum_{j=1}^n (1 + 0.81f_j)\psi(V)\vartheta_j - 1.13 \sum_{j=1}^n (1 - f_j)\psi(V) - h_s \frac{\rho_s}{\rho_i}$$

Последний член в правой части описывает возрастание толщины за счет снега.

$$\psi(V) = 0.4 + 0.48V_j$$

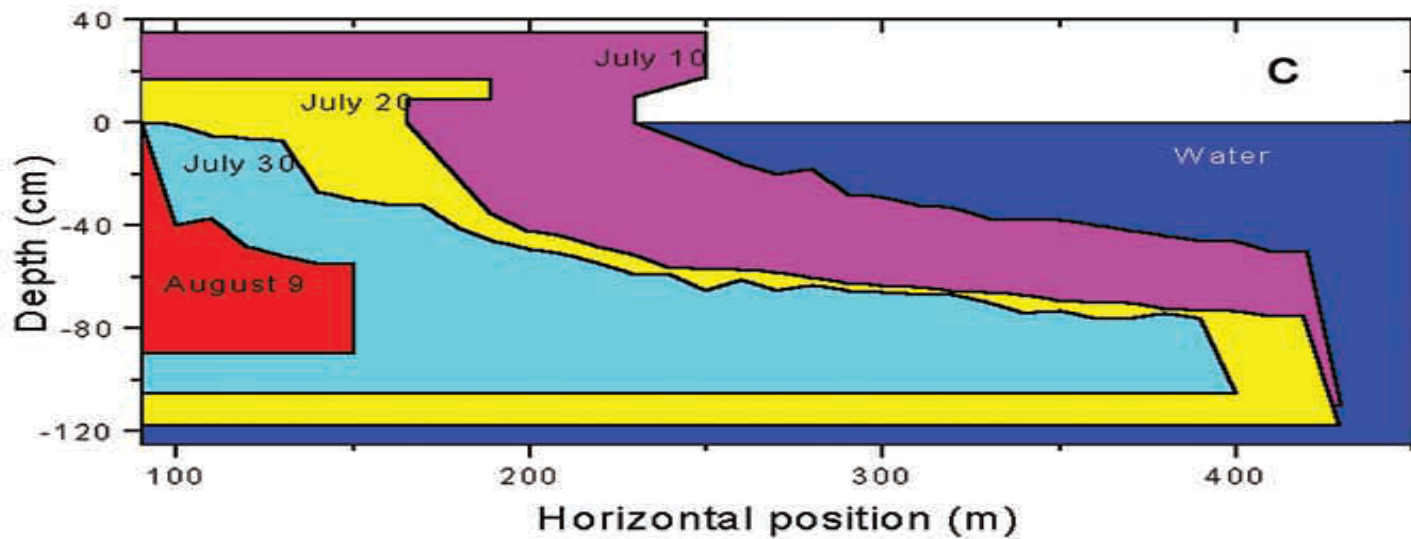
ϑ_j и f_j – средняя температура и влажность воздуха на уровне метеобудки в течение j -х суток; V_j – скорость ветра.

Средние величины стаивания льда по районам полярных станций: (1) о. Диксон, (2) мыс Стерлигова, (3) о. Русский, (4) о. Преображения, (5) о. Мостах, (6) м. Валькарай, (7) м. Шмидта. (Доронин и Хейсин, 1975)





Таяние льда сбоку и снизу – наиболее эффективный процесс разрушения ледяного покрова Арктики в летний сезон



Тепловой баланс ледяного покрова

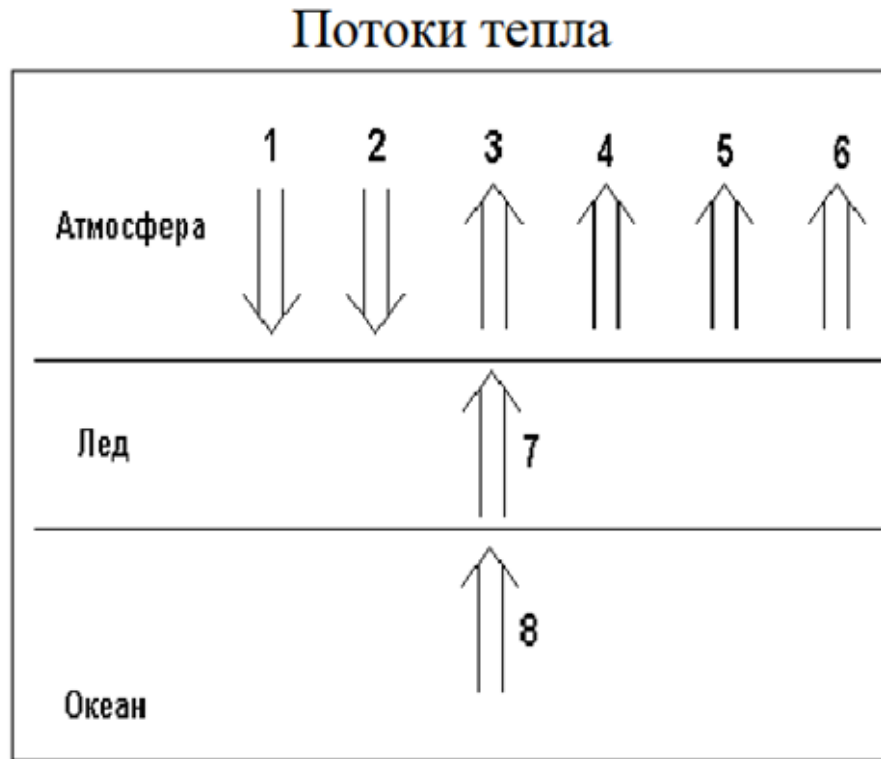


Схема потоков тепла

- 1 – приходящее коротковолновое солнечное излучение;
- 2 – приходящее длинноволновое излучение атмосферы;
- 3 – отраженное коротковолновое излучение;
- 4 – собственное длинноволновое излучение снежно-ледяной поверхности;
- 5 – турбулентный поток тепла, связанный с разницей температур воздуха и снежно-ледяной поверхности;
- 6 – турбулентный поток тепла, связанный с испарением;
- 7 – молекулярный поток тепла через лед и снег;
- 8 – турбулентный поток тепла, связанный с разницей температур в деятельном слое, с конвекцией и т.д.

Силы, влияющие на движение льдины

$$m \frac{d\vec{V}}{dt} = \sum_j^n \vec{F}_j$$

$$\vec{F}_1 = \vec{F}_{1к} + \vec{F}_{1н}$$

Сила напряжения ветра на лед (касательное и нормальное)

$$\vec{F}_2 = \vec{F}_{2к} + \vec{F}_{2б}$$

Сила сопротивления (касательное и боковое)

$$\vec{F}_3$$

Горизонтальный градиент давления

$$\vec{F}_4$$

Приливообразующая сила

$$\vec{F}_5$$

Сила Кориолиса

$$\vec{F}_6$$

Сила взаимодействия с окружающими льдинами

Ветровой дрейф отдельной льдины

$$F_{1к} = k_{\alpha} \rho_a \frac{\partial U}{\partial z}$$

При логарифмическом профиле ветра:

$$F_{1к} = c_1 \rho_a |U - V| (U - V)$$

$$c_1 = \left(\frac{\kappa}{\ln\left(\frac{z + z_0}{z_0}\right)} \right)^2$$

коэффициент сопротивления, $\kappa = 0.4$ – постоянная Кармана

z – высота измерения скорости ветра; z_0 – параметр шероховатости (определяется экспериментально. Характерное значение для арктического льда 0.05 ± 0.0025 см. В практических расчетах обычно используют только скорость ветра.

Учет торосистости

$$F_{1H} = c_H \rho_a |U| U \cos \phi$$

c_H – коэффициент нормального сопротивления. Также в различных теоретических моделях, где принимается упрощенная форма торосов, выводится коэффициент полного сопротивления.

$$F_{1K} + F_{1H} = c_{1K} \rho_a U^2 \left(1 + \frac{c_{1H}}{c_{1K}} N_T \right)$$

N_T – балл торосистости. Отношение нормального коэффициента сопротивления к касательному составляет около 12-ти. Поэтому при торосистости 2 балла второй член в скобках становится равным первому.

Соппротивление воды движению льда

Напряжения, возникающие между водой и льдом за счет разности скоростей, принципиально аналогичны ветровым напряжениям. Тонкий слой воды, увлекаемый льдом, наблюдается тонкий подслои, где касательное напряжение трения мало меняется по вертикали. В этом случае:

$$F_{2К} = c_{2К} \rho_w |W - V| (W - V)$$

$$c_2 = \left(\kappa / \ln \left(\frac{z + z_H}{z_H} \right) \right)^2$$

коэффициент сопротивления, $\kappa = 0.4$ – постоянная Кармана

z – глубина измерения скорости течения; z_H – параметр шероховатости на нижней поверхности льдины (определяется экспериментально). Существующие оценки находятся в диапазоне от 0.2 до 10 см.

Влияние подводной части торосов приводит к возникновению нормальных напряжений:

$$F_{2Н} = c_{2Н} \rho_w (W - V)^2$$

$$c_{2Н} \approx 0.08 N_T$$

$$F_{2К} + F_{2Н} = c_{2К} \rho_w \left(1 + \frac{c_{2Н}}{c_{2К}} N_T \right) (W - V)^2$$

Отношение нормального коэффициента сопротивления к касательному составляет 8-10.

Влияние течений, приливных сил и силы Кориолиса

$$F_{3,4} = -\rho_i g h_i \nabla \zeta$$

В обоих случаях действующие на льдину силы пропорциональны массе льдины и наклону уровня ζ . Знак минус связан с тем, что направление действия силы противоположно градиенту давления.

$$F_5 = 2\rho_i h_i (\vec{V} \times \vec{\omega})$$

ω - угловая скорость вращения Земли

Сила взаимодействия с окружающими льдинами

Из-за передачи напряжения через сплоченный лед на значительные расстояния экспериментально доказана большая корреляция дрейфа сплоченного льда с ветром, осредненном по большей площади, чем с локальным.

$$F_6 = \rho_i h_i k_6 \Delta \vec{V}$$

Параметр k_6 по сути является коэффициентом бокового взаимодействия (подбирается экспериментально, существующие оценки: $10^5 - 10^6 \text{ м}^2/\text{с}$).

Из общефизических соображений можно ожидать, что k_6 зависит от сплоченности льда, т.е. возрастает с увеличением сплоченности и в зонах конвергенции:

$$k_6 = k_0 N (1 - aN)$$

При расчетах дрейфа на акватории размером с арктическое море a берется в диапазоне от 0 до 1, а $k_0 \approx 5 \times 10^5 \text{ м}^2/\text{с}$.

Стационарный дрейф ледяного поля

Ф. Нансен (1902): «вдали от берегов направление дрейфа льда отклоняется от ветра вправо на 28° , а скорость дрейфа составляет 0.02 от скорости ветра».

$$F_1 + F_2 + F_5 = 0 (*)$$

Н.Н. Зубов (1938): «лед дрейфует примерно вдоль изобар, оставляя область повышенного атмосферного давления справа»



$$F_1 + F_5 = 0$$

$$V = \frac{0.01}{2\omega_z \rho_a} \frac{\partial P}{\partial n}$$

Несмотря на существенные упрощения, формула Зубова по-прежнему применяется для базовых оценок

Вырожденные решения уравнений движения жидкости/газа: спираль Экмана.

(II) Дрейфовое течение

$$\begin{aligned} -fv &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + K_m \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}, \\ fu &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + K_m \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}, \\ 0 &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z}, \end{aligned}$$

Граничные условия:

$$\text{at } z = 0 : \quad A \frac{\partial u}{\partial z} = \tau^x \quad \text{and} \quad A \frac{\partial v}{\partial z} = \tau^y,$$

$$z \rightarrow \infty : u \rightarrow u_g, v \rightarrow v_g.$$



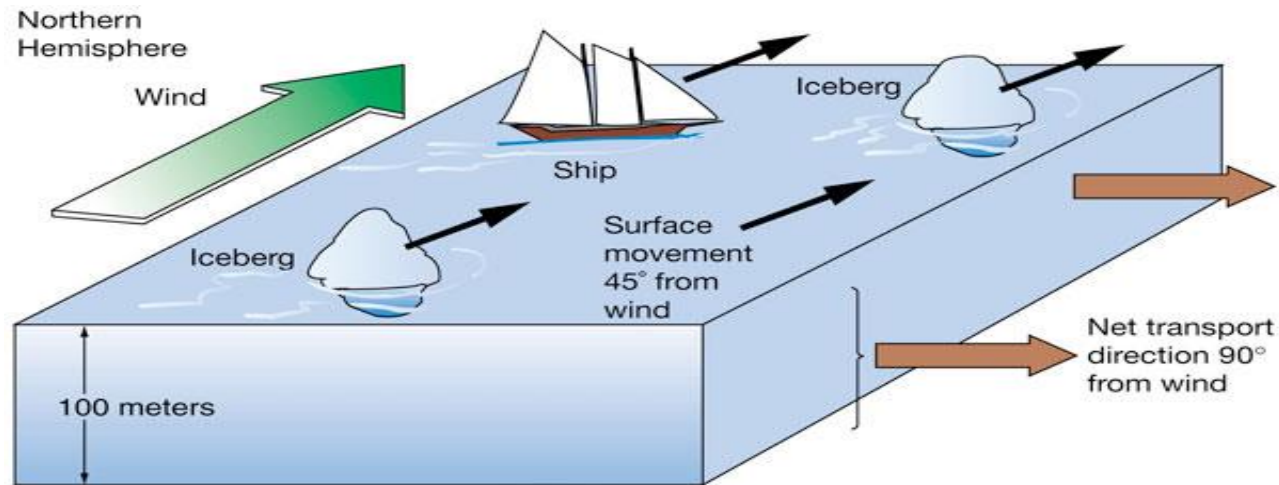
Vagn Walfrid Ekman
(1874 – 1954)

Стационарное решение:

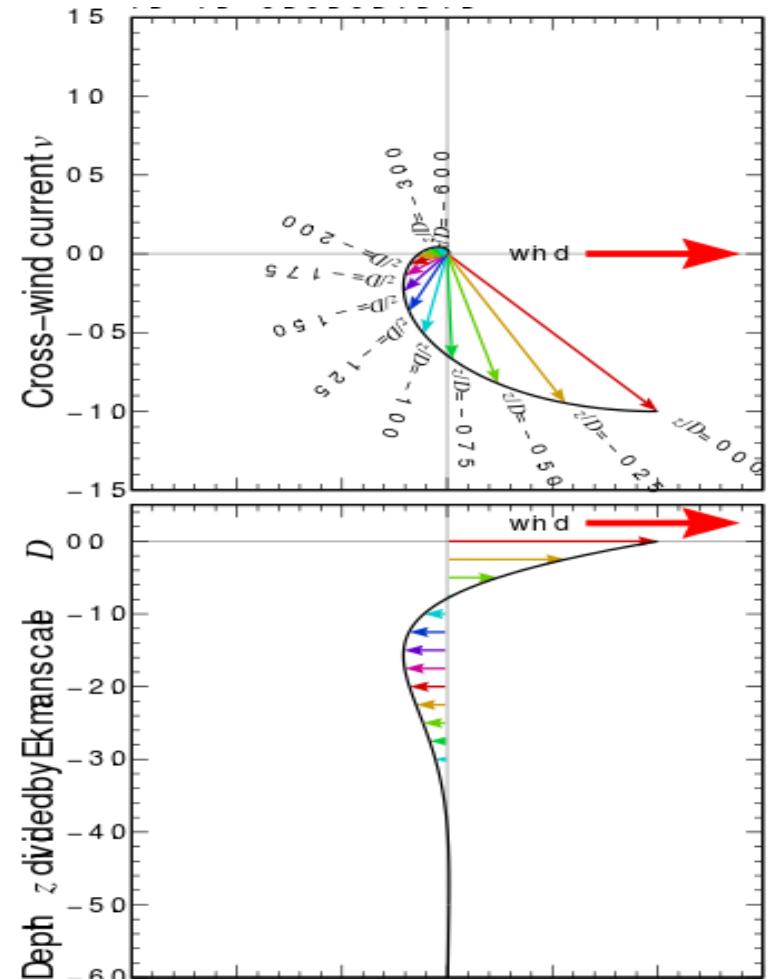
$$u = u_g + \frac{\sqrt{2}}{fd} e^{z/d} [\tau^x \cos(z/d - \pi/4) - \tau^y \sin(z/d - \pi/4)]$$

$$v = v_g + \frac{\sqrt{2}}{fd} e^{z/d} [\tau^x \sin(z/d - \pi/4) + \tau^y \cos(z/d - \pi/4)]$$

$$d = \sqrt{2K_m/f}.$$



Copyright © 2004 Pearson Prentice Hall, Inc.



Стационарный дрейф ледяного поля: теория Д.Л. Лайхтмана

В предположении, что и в воде и в воздухе вертикальное распределение скорости соответствует спирали Экмана, начиная с соответствующих поверхностей льда, где скорости движения воздуха, льда и воды совпадают, следует так называемое условие «склейки скоростей». С удалением от поверхности раздела скорость ветра стремится к геострофической, а скорость течения убывает. Тогда уравнение (*) явно расписывается в виде проекциях на координатные оси:

$$(U_x - u - U_y + v)\rho_a\sqrt{\omega_z k_a} + (v - u)\rho_w\sqrt{\omega_z k_w} + 2\omega_z v\rho_i h_i = 0$$

$$(U_y - v - U_x - u)\rho_a\sqrt{\omega_z k_a} - (u + v)\rho_w\sqrt{\omega_z k_w} - 2\omega_z u\rho_i h_i = 0$$

U, V - составляющие геострофического ветра; u, v - составляющие дрейфа льда; k_a, k_w - постоянные коэффициенты турбулентной вязкости в воздухе и в воде.

Решение этих уравнений выписывается в виде:

$$u = \frac{\rho_a}{\rho_w} \sqrt{\frac{k_a}{k_w}} \frac{2U_x + (U_x + U_y) \cdot \frac{2\rho h_i}{\rho_w} \sqrt{\frac{\omega_z}{k_w}}}{1 + \left(1 + \frac{2\rho h_i}{\rho_w} \sqrt{\frac{\omega_z}{k_w}}\right)^2}$$

$$v = \frac{\rho_a}{\rho_w} \sqrt{\frac{k_a}{k_w}} \frac{2U_y + (U_y - U_x) \cdot \frac{2\rho h_i}{\rho_w} \sqrt{\frac{\omega_z}{k_w}}}{1 + \left(1 + \frac{2\rho h_i}{\rho_w} \sqrt{\frac{\omega_z}{k_w}}\right)^2}$$

При $h_i \rightarrow 0$ направление дрейфа совпадает с направлением геострофического ветра, т.е. отклоняется вправо (в северном полушарии) от приземного ветра на 45° . Модуль скорости при этом совпадает с модулем скорости поверхностного дрейфового течения в открытом море.

Нестационарный ветровой дрейф льда

Если базироваться на теории Лайхтмана, а ось x направить вдоль геострофического ветра (т.е. полагать, что $U \gg V$), то нестационарные уравнения движения льда записываются в виде:

$$\frac{du}{dt} = \frac{\rho_a \sqrt{\omega_z k_a}}{\rho_i h_i} U + \left(2\omega_z + \frac{\rho_w \sqrt{\omega_z k_w}}{\rho_i h_i} \right) v - \frac{\rho_w \sqrt{\omega_z k_w}}{\rho_i h_i} u$$

$$\frac{dv}{dt} = \frac{\rho_a \sqrt{\omega_z k_a}}{\rho_i h_i} U + \left(2\omega_z + \frac{\rho_w \sqrt{\omega_z k_w}}{\rho_i h_i} \right) v - \frac{\rho_w \sqrt{\omega_z k_w}}{\rho_i h_i} v$$

При дополнительных упрощениях, включающих, постоянство ветра, отсутствие движения в начальный момент времени и постоянства коэффициентов турбулентной вязкости, решение имеет вид:

$$u(t) = u_\infty - \exp\left(-\frac{\rho_a \sqrt{\omega_z k_a}}{\rho_i h_i} t\right) \left(v_\infty \sin\left(2\omega_z + \frac{\rho_w \sqrt{\omega_z k_w}}{\rho_i h_i} t\right) + u_\infty \cos\left(2\omega_z + \frac{\rho_w \sqrt{\omega_z k_w}}{\rho_i h_i} t\right) \right)$$

$$v(t) = v_\infty - \exp\left(-\frac{\rho_a \sqrt{\omega_z k_a}}{\rho_i h_i} t\right) \left(u_\infty \sin\left(2\omega_z + \frac{\rho_w \sqrt{\omega_z k_w}}{\rho_i h_i} t\right) - v_\infty \cos\left(2\omega_z + \frac{\rho_w \sqrt{\omega_z k_w}}{\rho_i h_i} t\right) \right)$$

В полученном решении скорости установившегося режима (на «бесконечности») совпадают с соответствующими составляющими скорости дрейфа льда в стационарном случае. В частности следует, что стационарный режим наступает тем быстрее, чем меньше толщина льда и больше интенсивность турбулентного перемешивания в воде:

$$\frac{V(t)}{V_\infty} = \sqrt{1 + \exp\left(-\frac{2\rho_a\sqrt{\omega_z k_a}}{\rho_i h_i} t\right) - 2 \exp\left(-\frac{\rho_a\sqrt{\omega_z k_a}}{\rho_i h_i} t\right) - \cos\left(2\omega_z + \frac{\rho_w\sqrt{\omega_z k_w}}{\rho_i h_i} t\right)}$$

Относительная скорость установления стационарного режима дрейфа льдины представляет собой кривую быстро затухающих колебаний. Для льда толщиной 1 м установившийся дрейф происходит через 1-2 час, а для многолетних толстых льдов – 6-10 час. Чем меньше размер льдины, тем сильнее проявляется нормальное сопротивление воды на боковую поверхность. Рост сопротивления увеличивает коэффициент турбулентности, а значит и более быстрое наступление стационарного режима. Соответственно более мелкие льдины начинают быстрее дрейфовать, но и быстрее останавливаются после прекращения действия ветра.

Дрейф сплоченного льда

$$w = \frac{1}{2\pi} \frac{(1+i) \frac{\rho_a \sqrt{\omega_z k_a}}{\rho_i h_i}}{(1+i) \left(\frac{\rho_a \sqrt{\omega_z k_a}}{\rho_i h_i} + \frac{\rho_w \sqrt{\omega_z k_w}}{\rho_i h_i} + 2\omega_z i \right)} \iint_{00}^{\infty 2\pi} U_k(x, \varphi), K_\theta(x) dx dy$$

$$U_k = U_x + iU_y$$

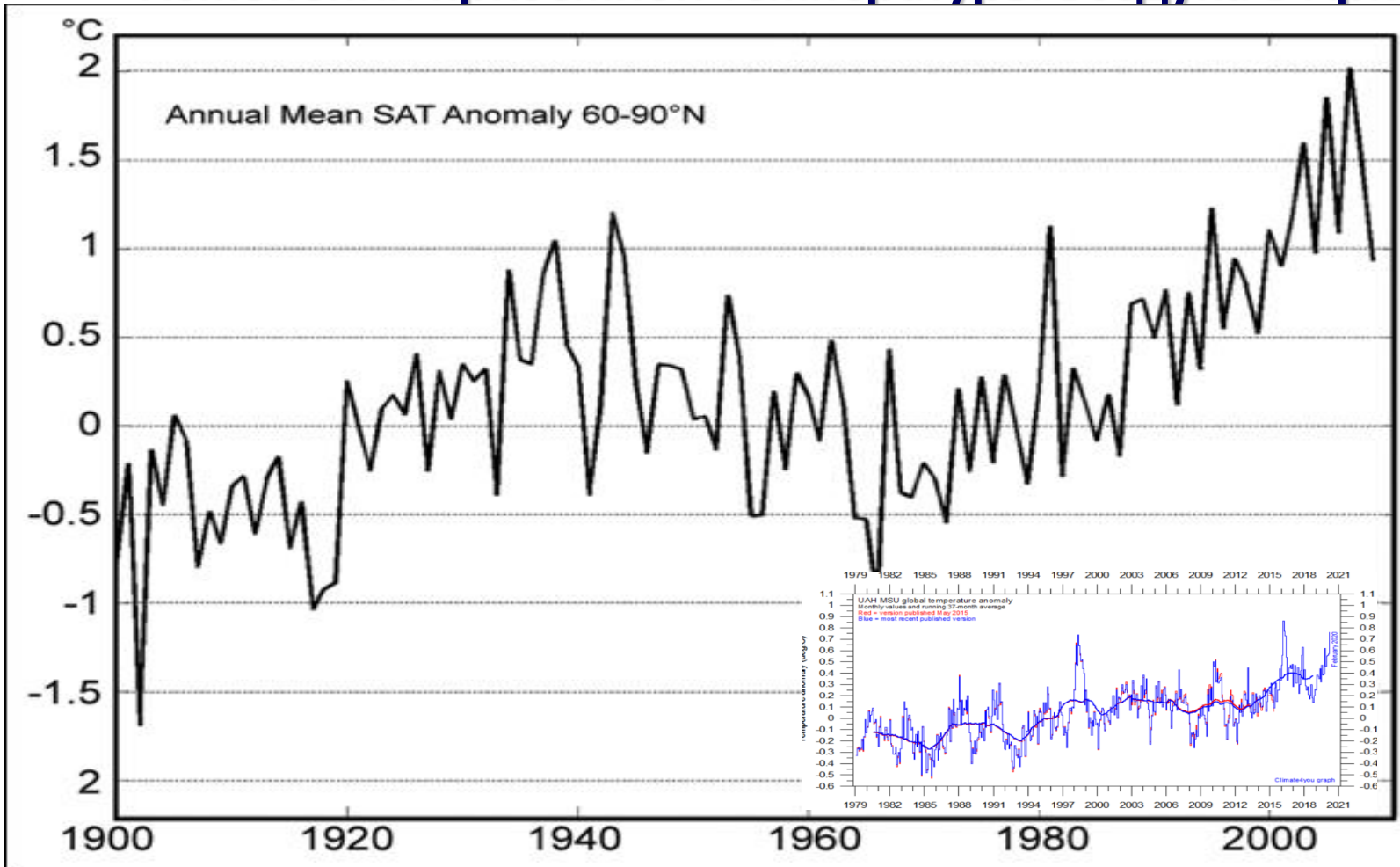
Дрейф сплоченного льда отличается тем, что от соударения льдины с другими происходит изменение их траекторий. Формализовано, этот процесс описывается уравнением второго порядка в комплексных переменных. Из этого уравнения частности следует, что скорость дрейфа определяется распределением скорости ветра по всей акватории.

$$K_\theta(x) = \sqrt{\frac{\pi}{2x}} \exp(-x)$$

Функция Макдональда при $x \ll 1$.

$$x = r \sqrt{\frac{\rho_i h_i}{k_\sigma} \left((1+i) \frac{\rho_a \sqrt{\omega_z k_a}}{\rho_i h_i} \right) + \frac{\rho_w \sqrt{\omega_z k_w}}{\rho_i h_i} + 2\omega_z i}$$

Изменения приземной температуры воздуха в Арктике

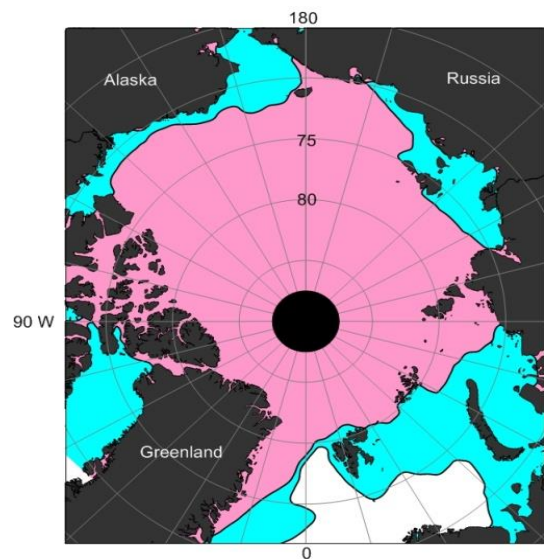


Полярное усиление



Аномалии среднегодовой приземной температуры воздуха к северу от 60 град. с.ш. относительно средней температуры за период 1961-1990 [www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/]

Сезонная изменчивость площади ледяного покрова



Среднее 1978-2000



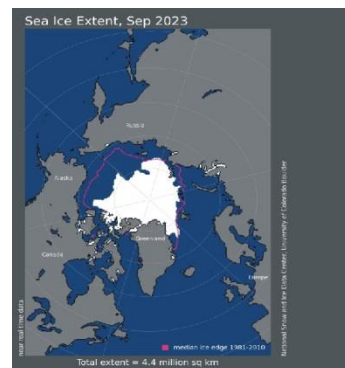
2007



2012

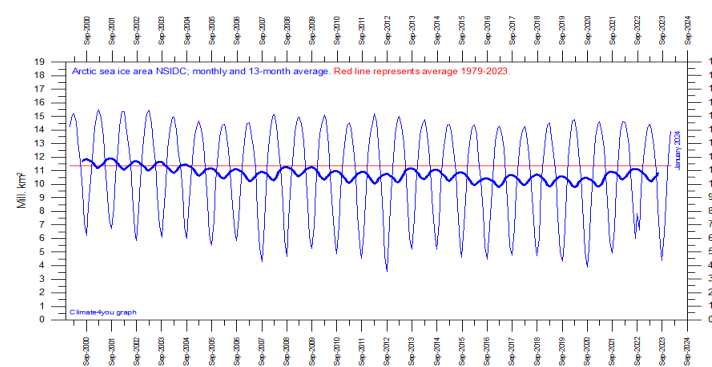
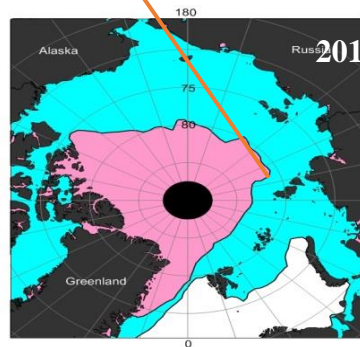
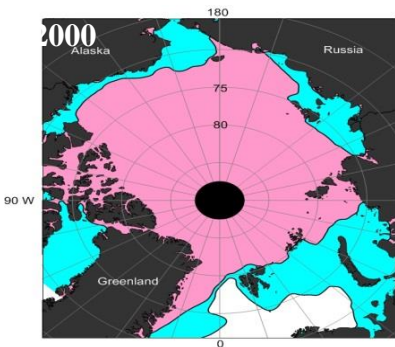
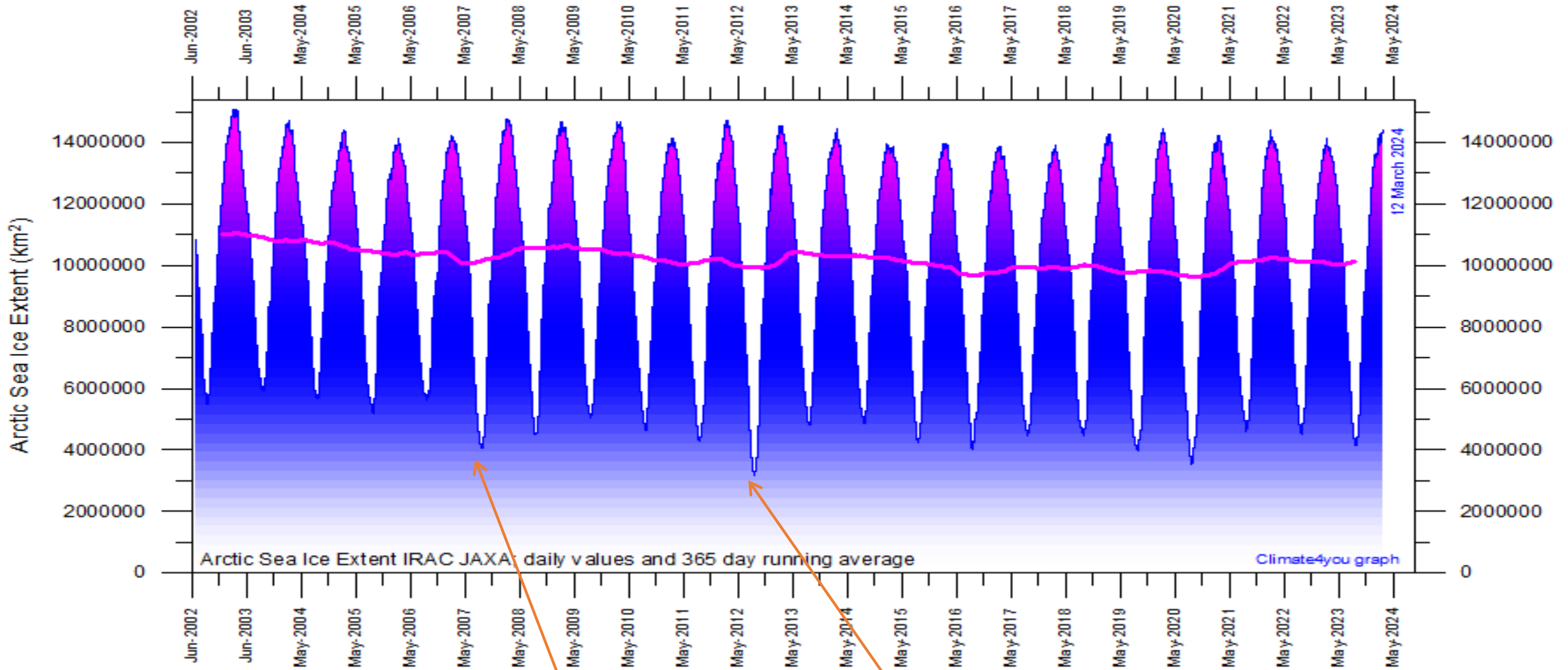
Площадь льда в Марте и в Сентябре

Сентябрь 2023



Февраль 2023

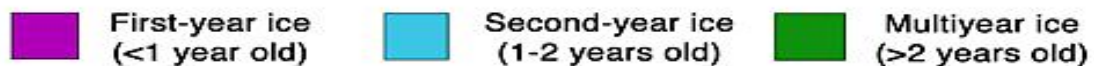
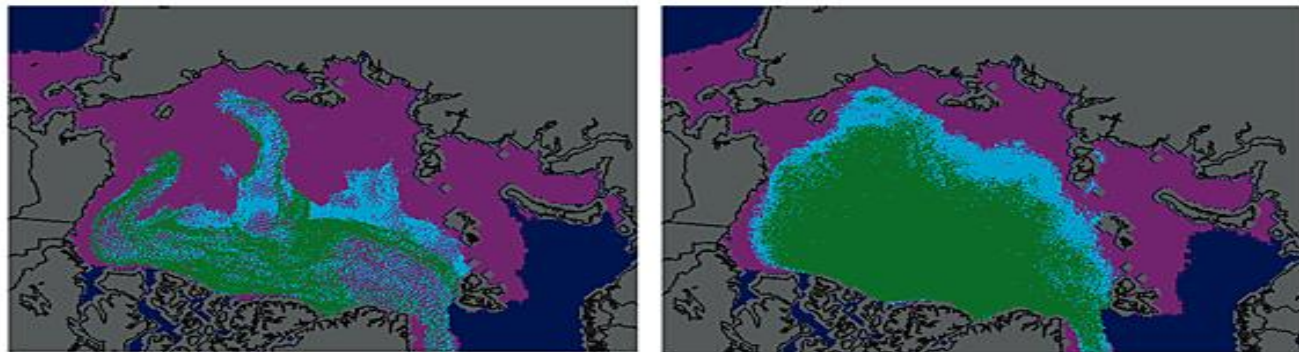




Arctic sea ice age at the end of winter

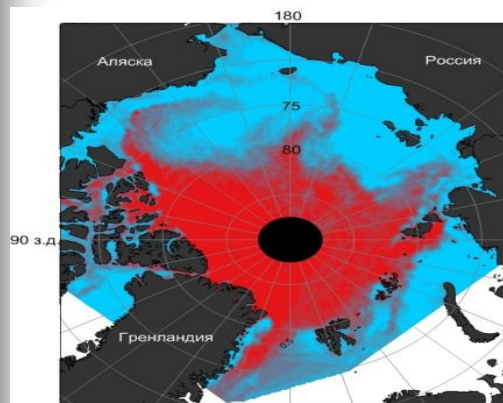
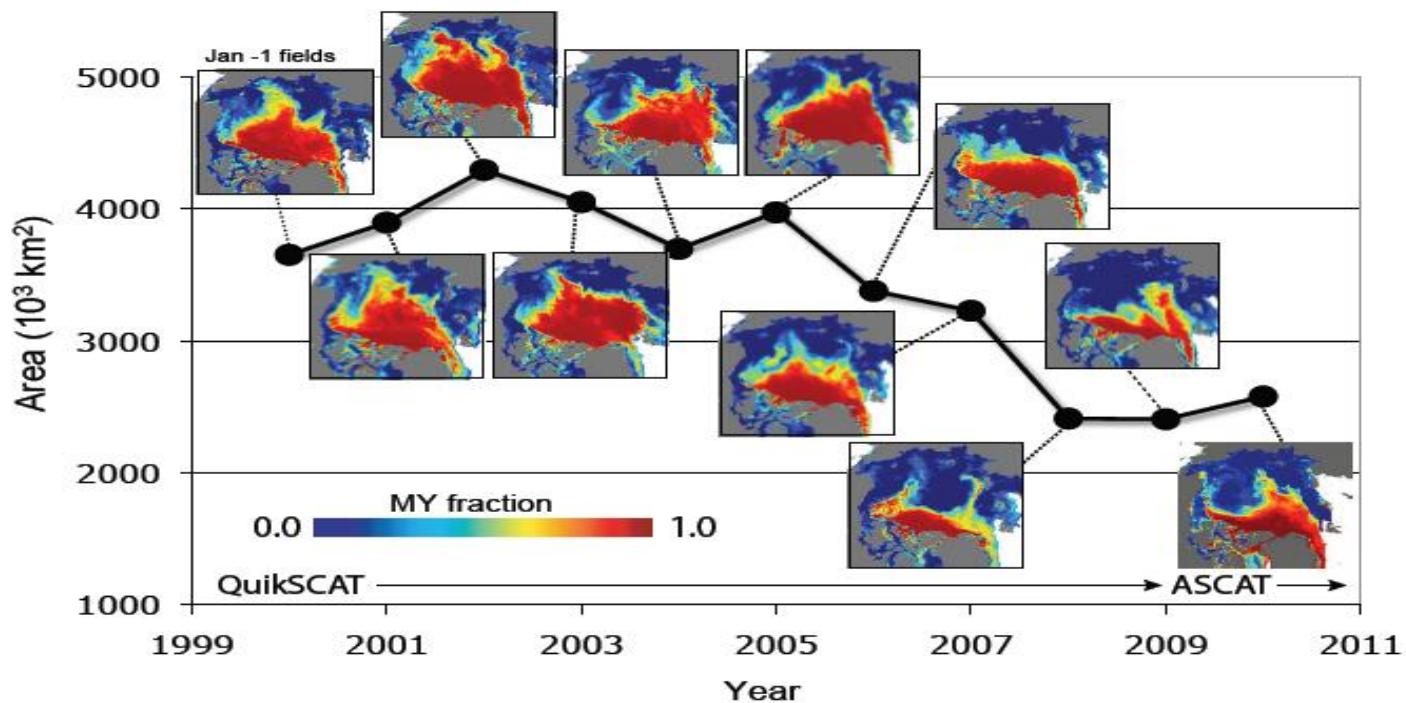
Ice age
March 2011

Median ice age
March 1979-2000

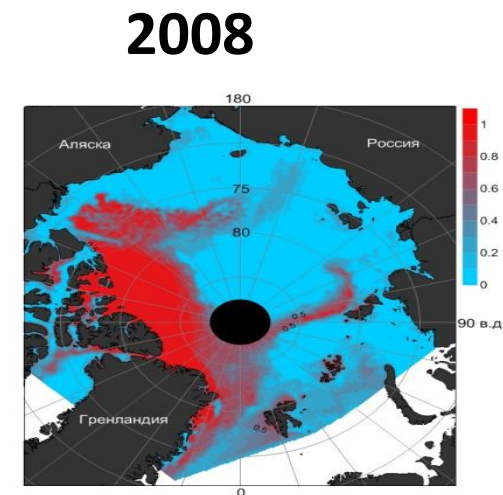


Изменение возраста морского льда

Резкое изменение баланса однолетнего и многолетнего льда произошло после 2007 года.



2004

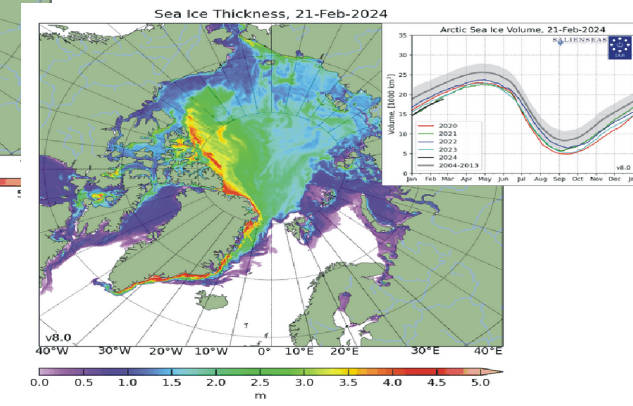
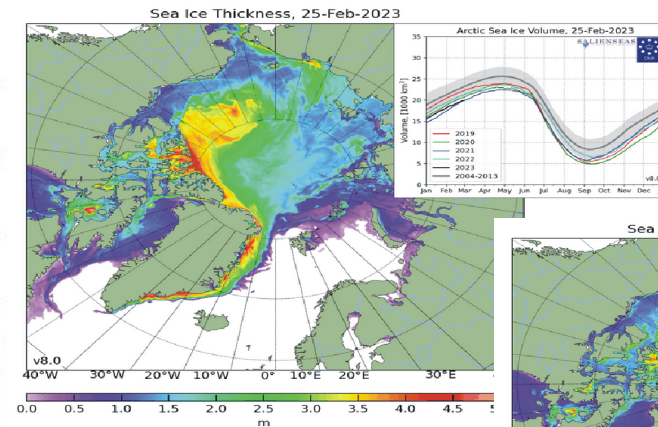
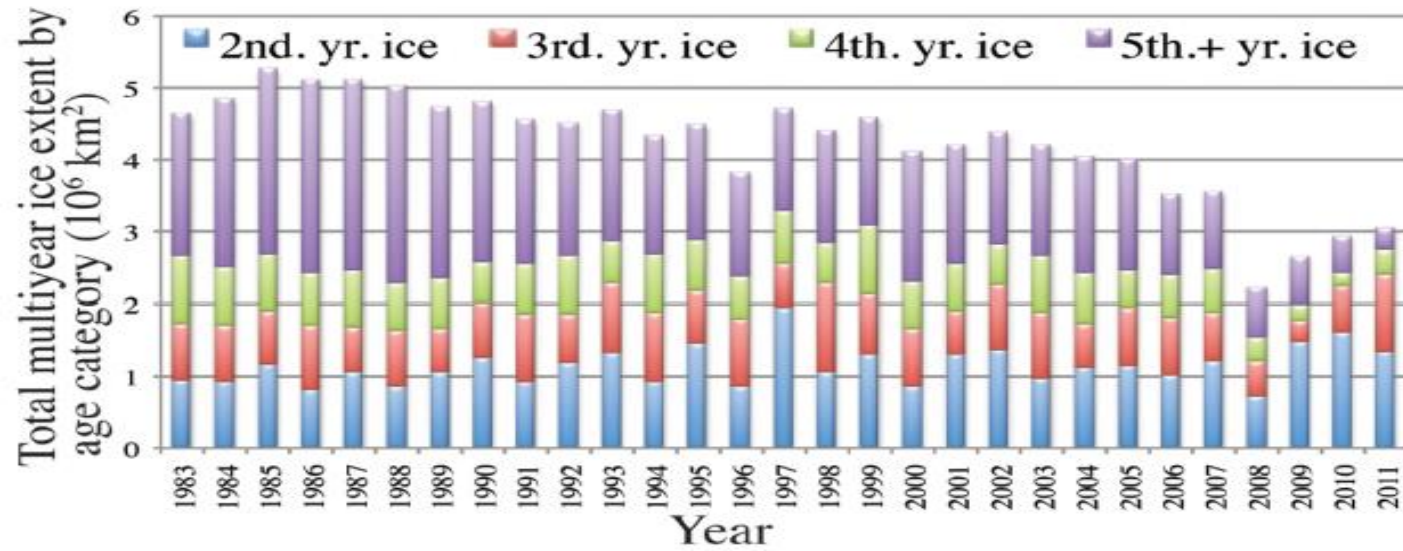
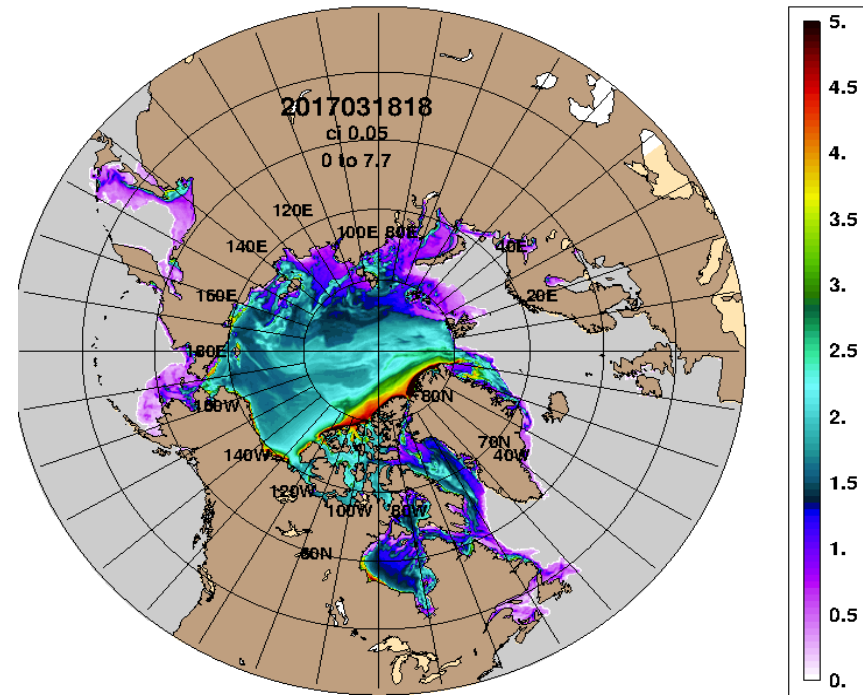
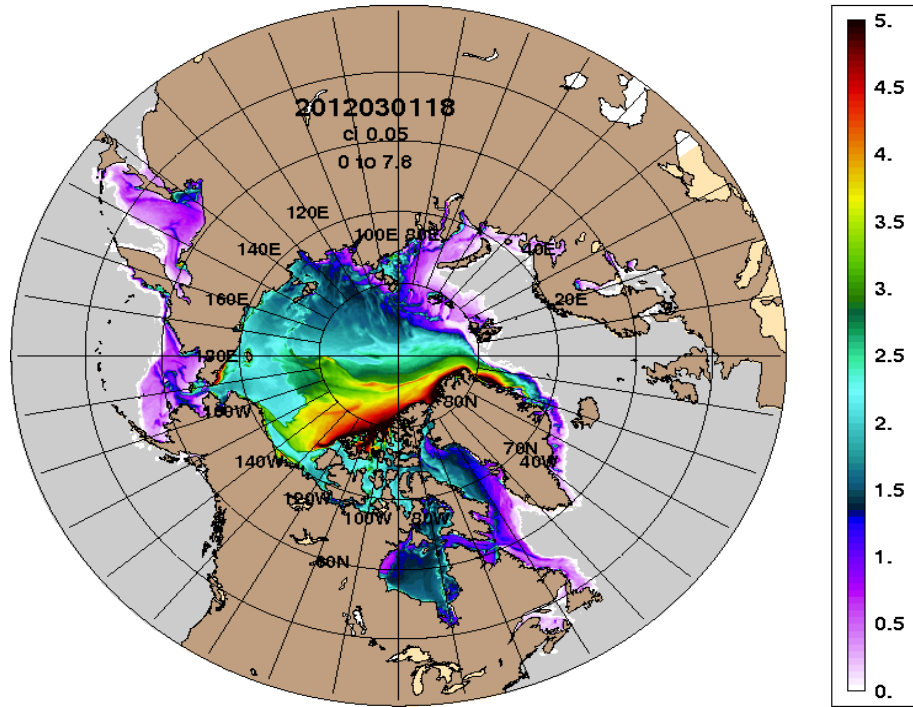


2008

Толщина морского льда в марте 2012 и 2017 года

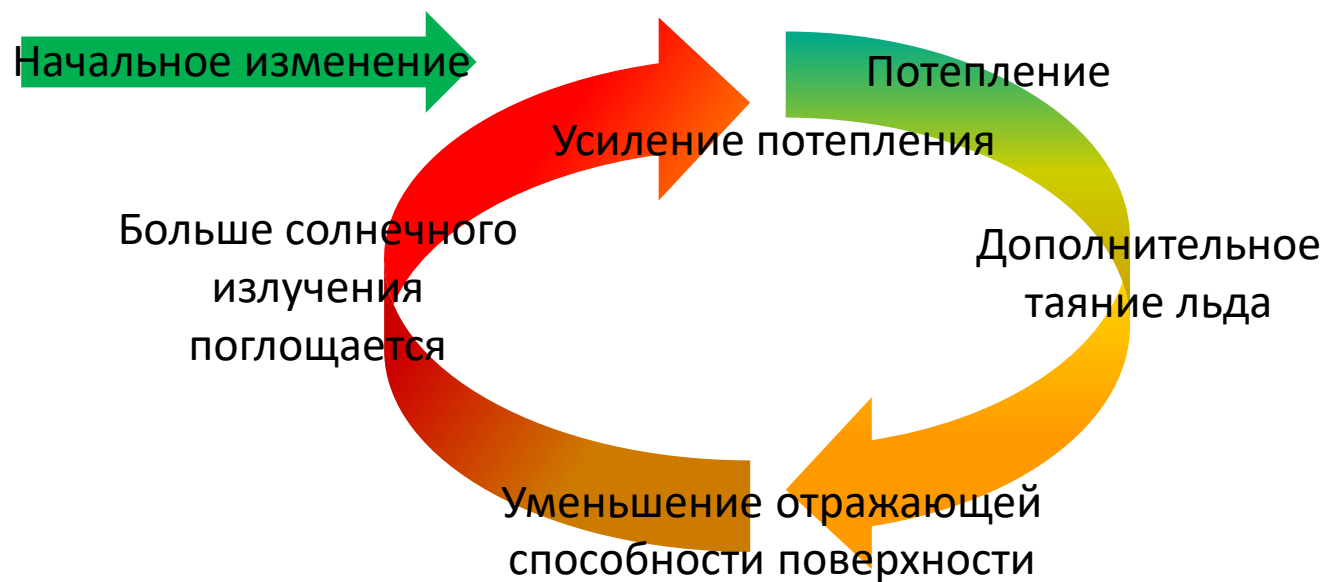
ARCc0.08-03.5 Ice Thickness: 20120302

ARCc0.08-04.6 Ice Thickness (m): 20170316



Обратная связь: альбедный механизм

- ❖ Альбедный механизм обратной связи связан с более высокой поглощающей способностью льда и снега, чем других поверхностей.
- ❖ Эта положительная обратная связь является одним из возможных объяснений того, как можно было поддерживать ледниковый период.

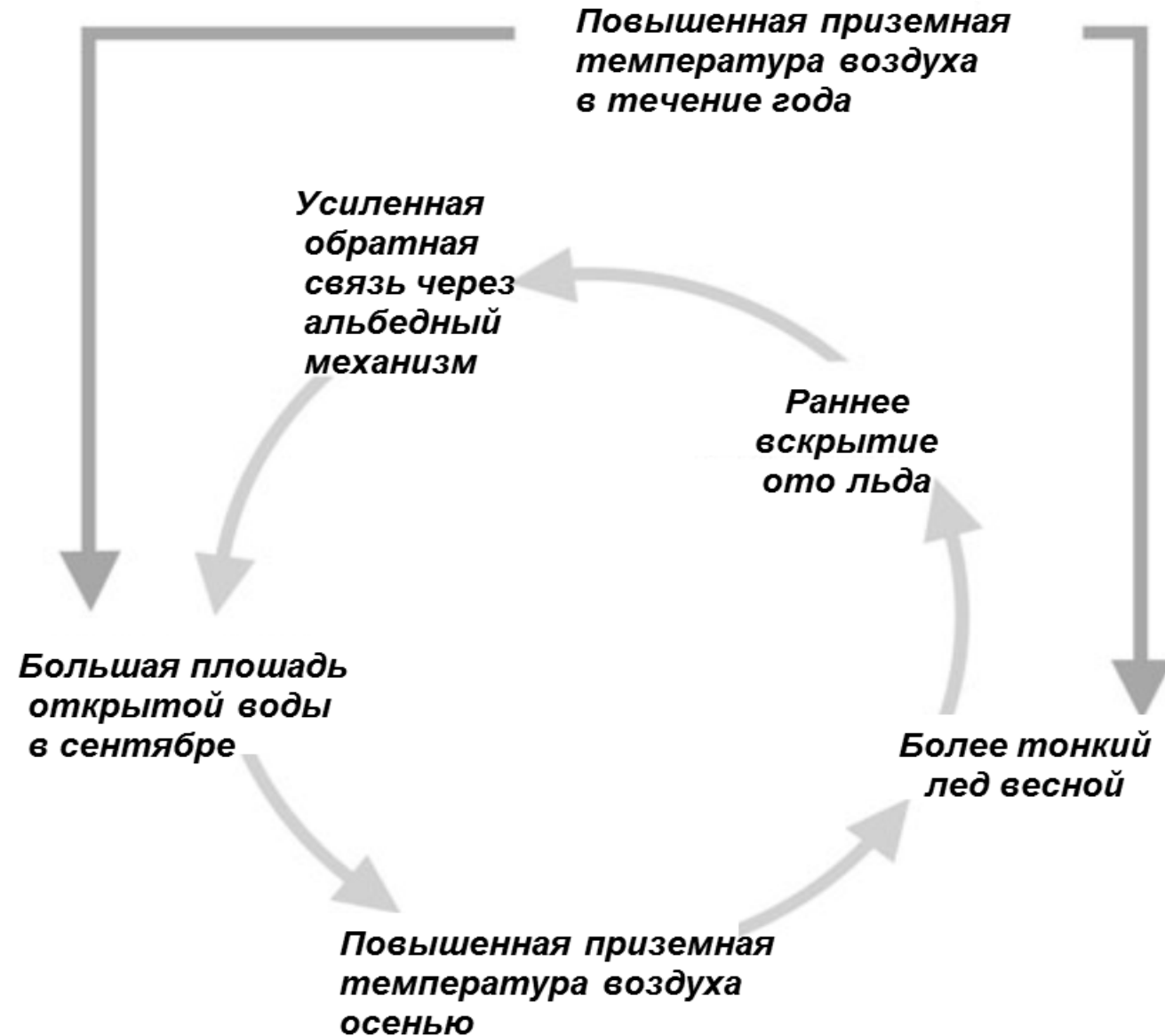


Типичное альbedo

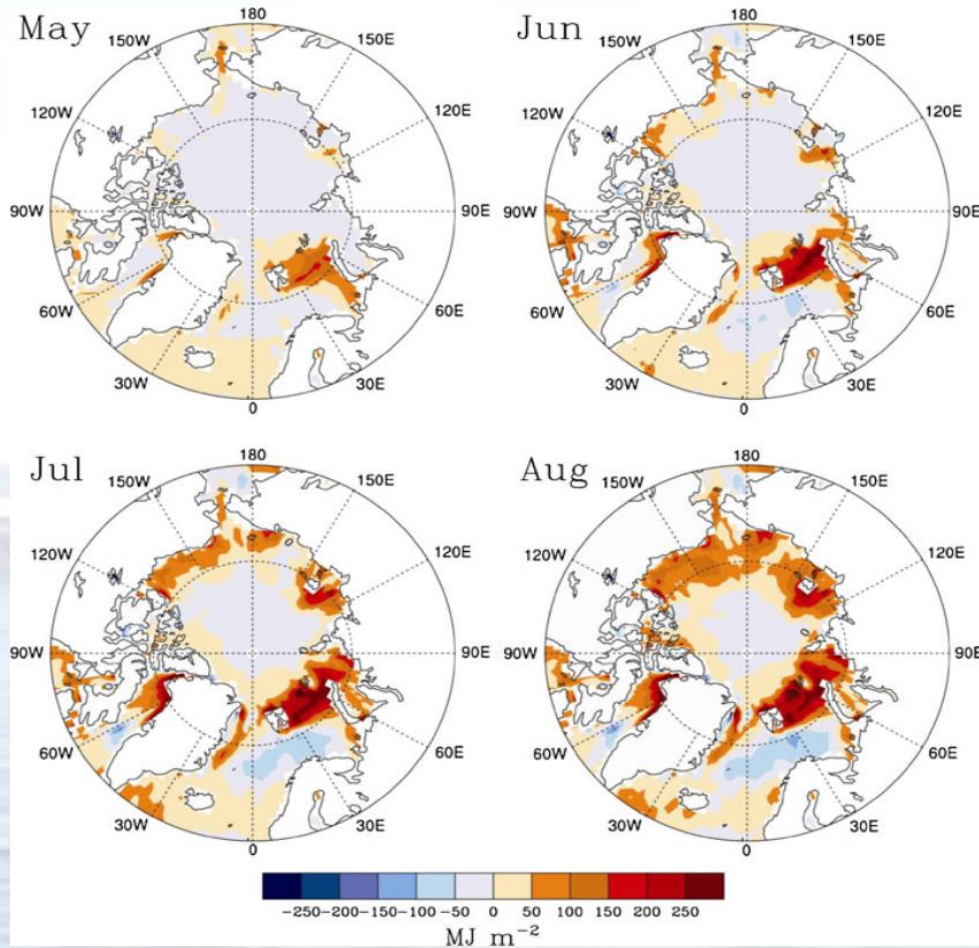
- ✓ Свежий снег/лёд: 80-90%
- ✓ Таящий снег: 40-70%
- ✓ Облака: 40-90%
- ✓ Песок пустыни: 30-50%
- ✓ Почва: 5-30%
- ✓ Тундра: 15-35%
- ✓ Зеленый лес: 18-25%
- ✓ Зимний лес: 5-20%
- ✓ Вода: 5-10%

Основная положительная обратная связь в полярном регионе!

Схема положительной обратной связи в системе «океан-лед-атмосфера»



Поглощение тепла в верхнем слое океана и его прогрев



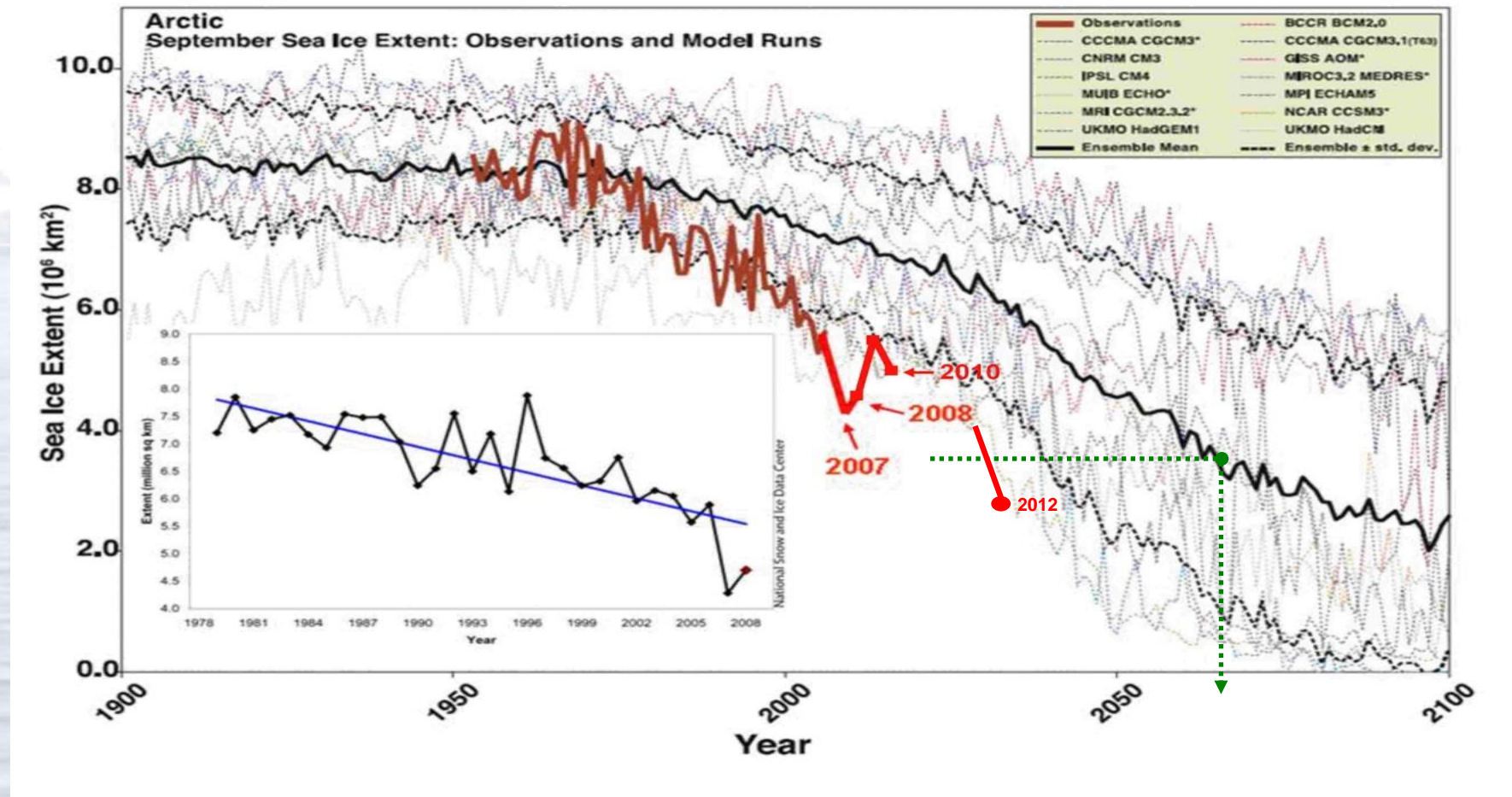
Высокая отражательная способность
льда и снега



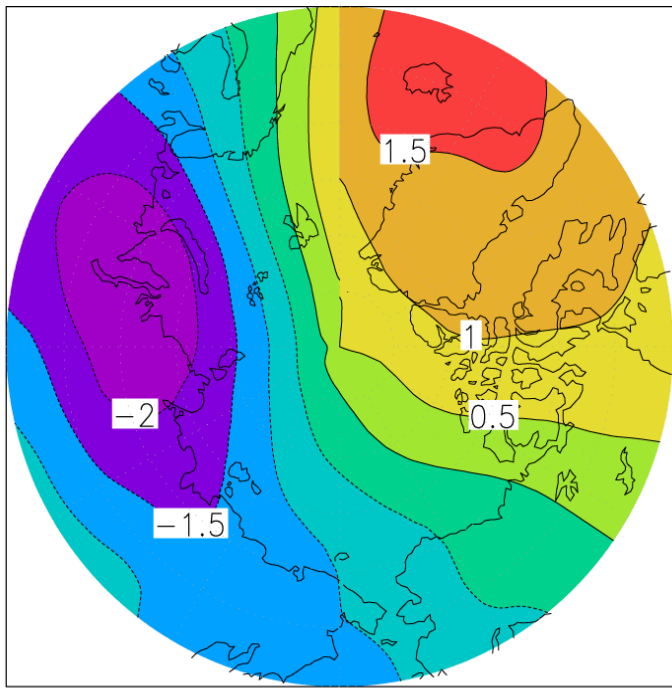
в летний сезон регулирование
количества поглощенной
коротковолновой радиации

Аномалия суммарной солнечной радиации, поглощенная океаном для мая, июня, июля и августа, осредненная за 18 лет (2005-2023) на основе ежемесячного реанализа JRA-25. Аномалии (МДж*м⁻²) рассчитаны относительно средних за период 1979–2010

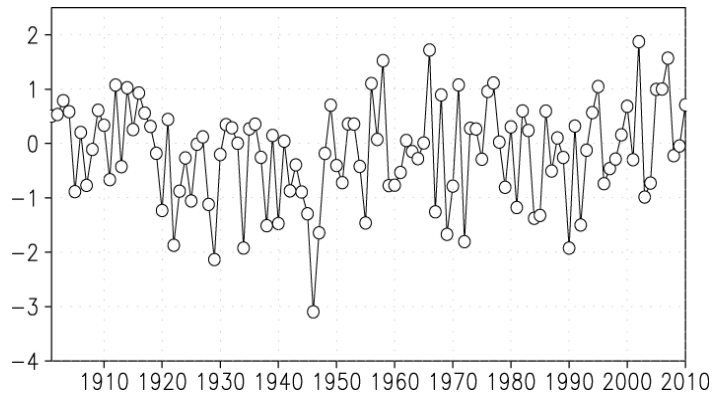
Фактическая площадь ледяного покрова в СЛО в 2007 соответствовала среднему по ансамблю прогнозу ГKM для ~2055 г.



Adapted from Stroeve et al. 2007 GRL

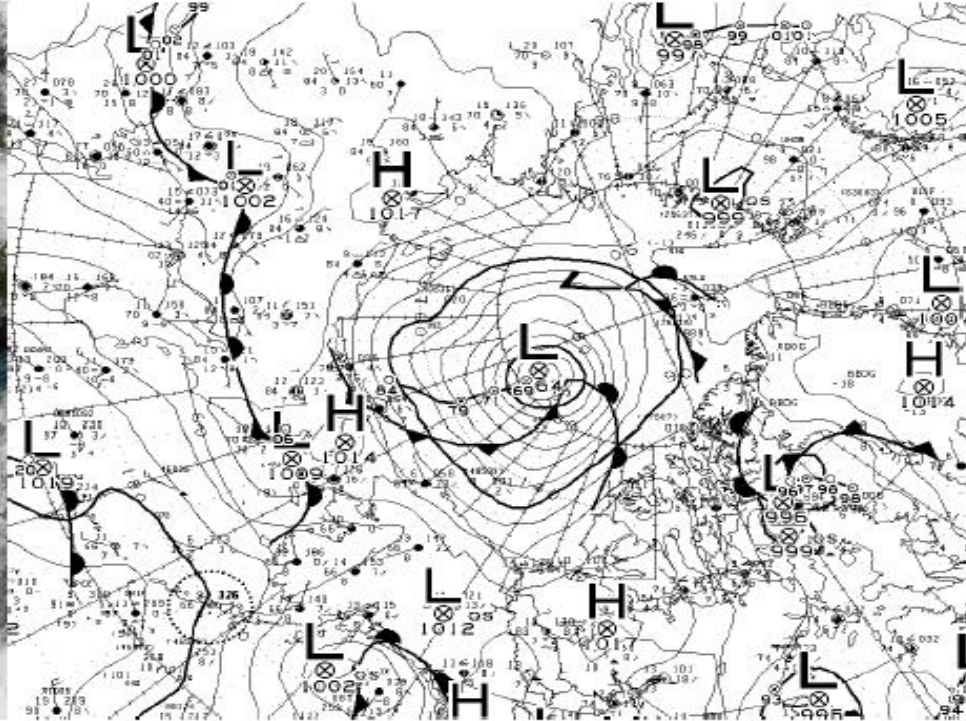
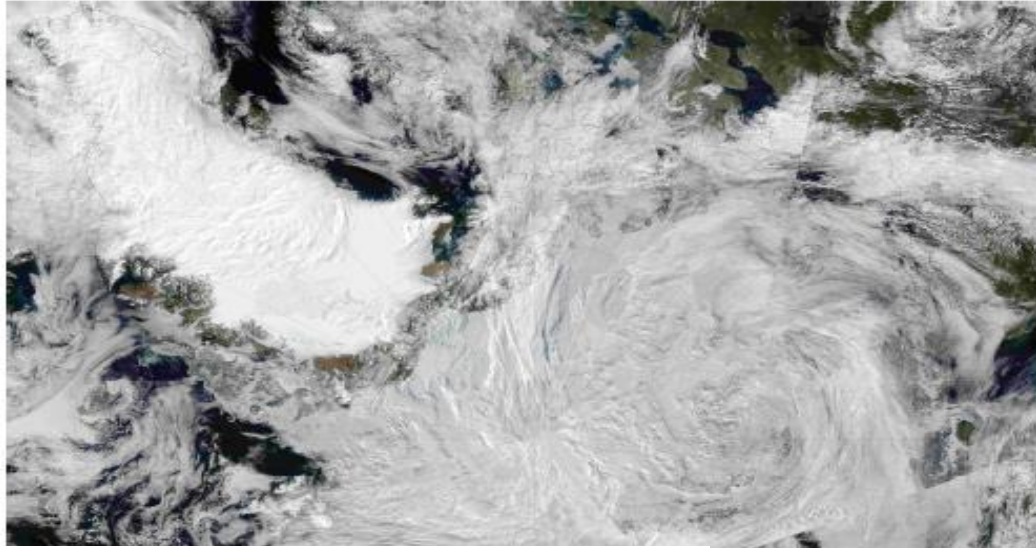


Существование над СЛО устойчивой структуры барического поля, обеспечивающей Трансдрифт - перенос льда в генеральном направлении к проливу Фрама. Эта структура характеризуется положительной аномалией давления над американской частью Арктики и отрицательной над Сибирью.

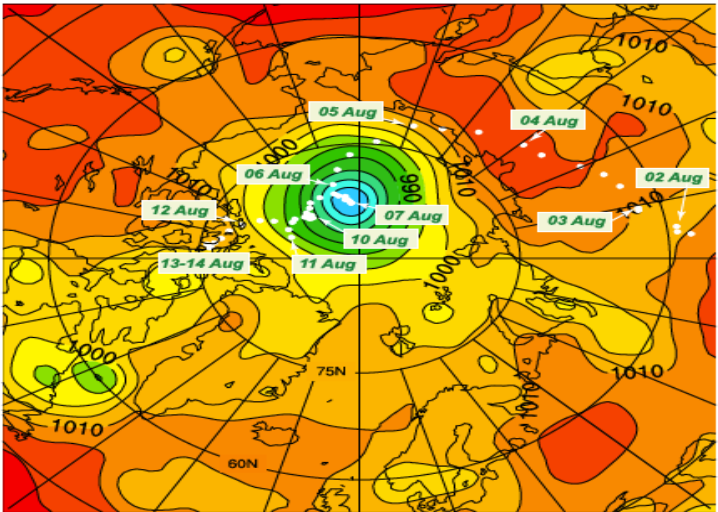


Распределение аномалий приземного давления, соответствующих моде, обеспечивающей усиление Трансдрифта (сверху), и временной ряд коэффициента Фурье этой моды с 1900 года (снизу).

Большой Арктический циклон 2012



MSLP 6 August 2012 18:00



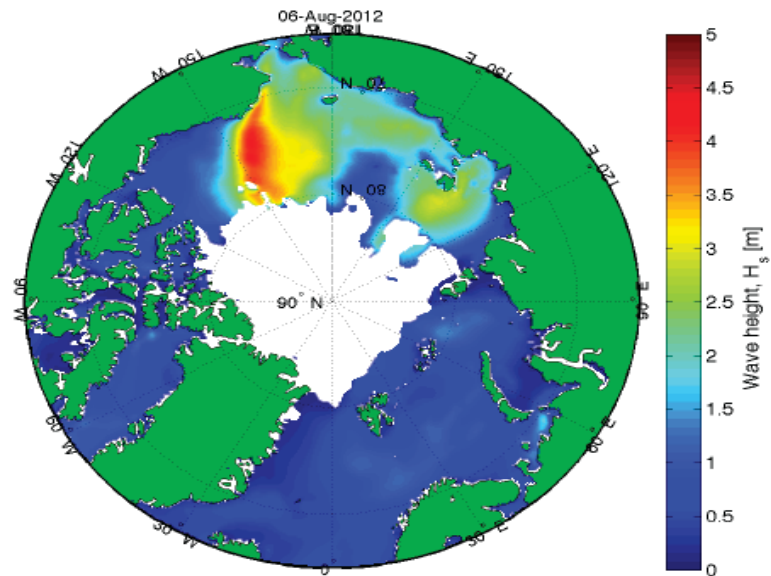
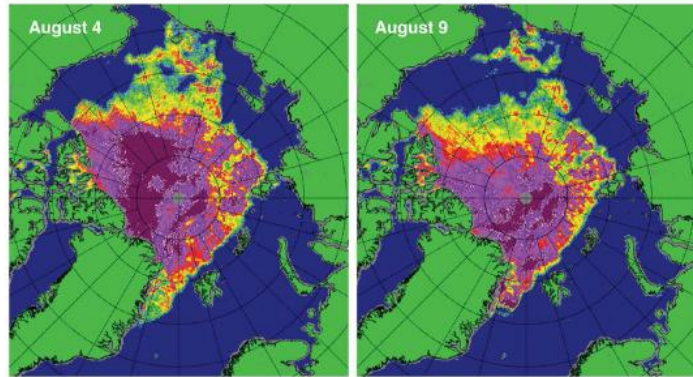
hPa



960 970 980 990 1000 1010 1020

Необычно сильный шторм, образовавшийся у берегов Аляски 5 августа 2012 года, прошел в центр Северного Ледовитого океана, где он задержался несколько дней. Центр бури был тогда посередине Северного Ледовитого океана.

Ледовые карты, Август 2012



Результаты моделирования с использованием Arctic Cap Nowcast/Forecast System (ACNFS)

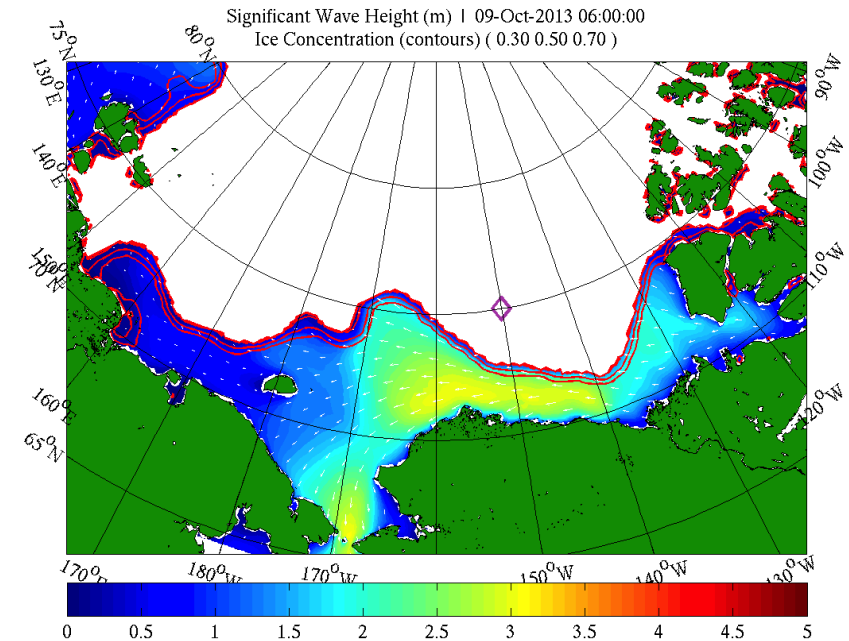
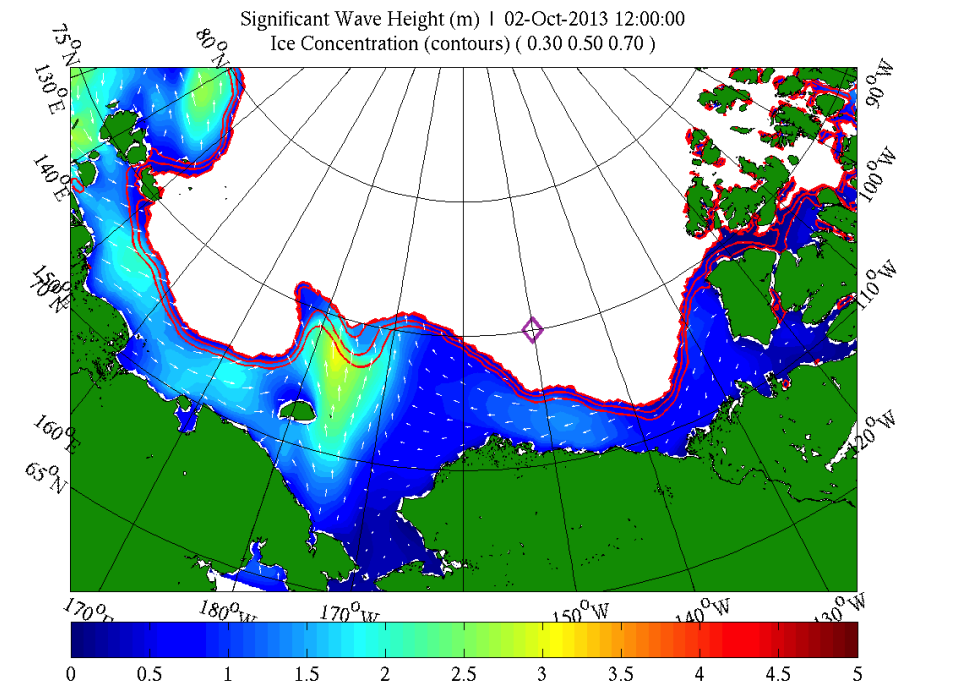


Схема вертикальной структуры вод в Евразийском суббассейне СЛО

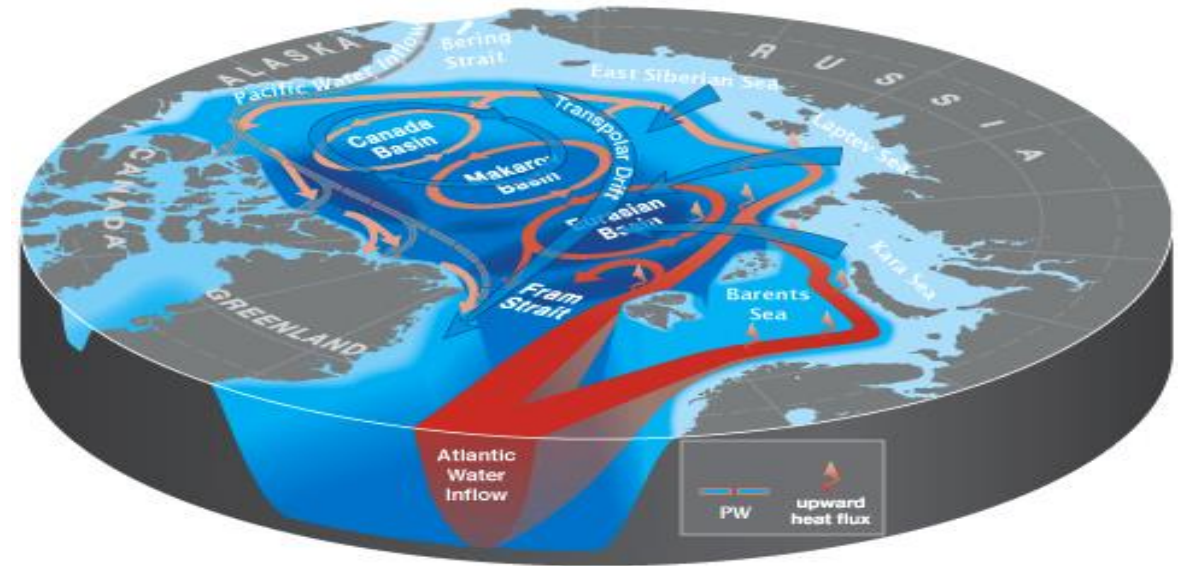
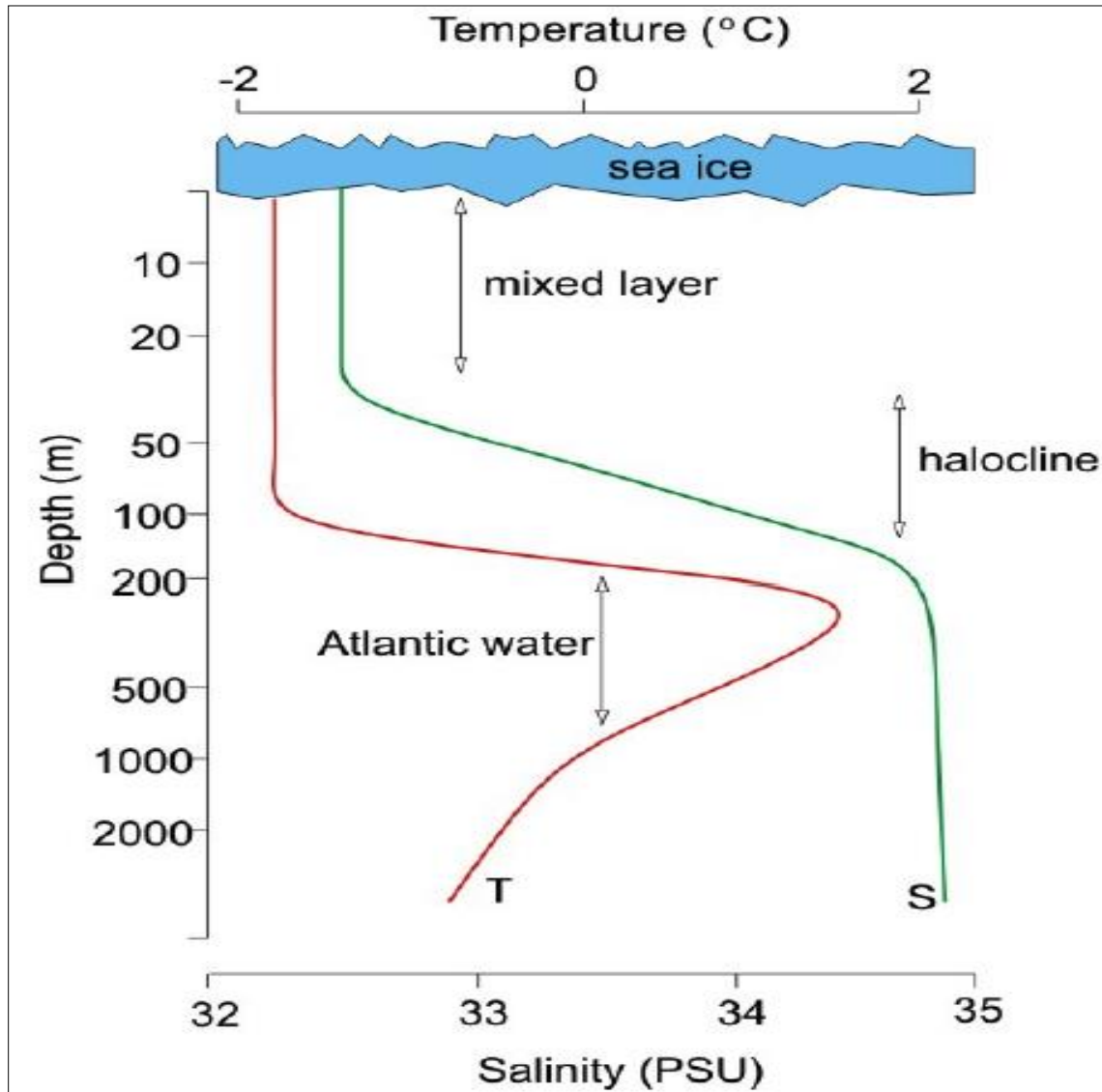
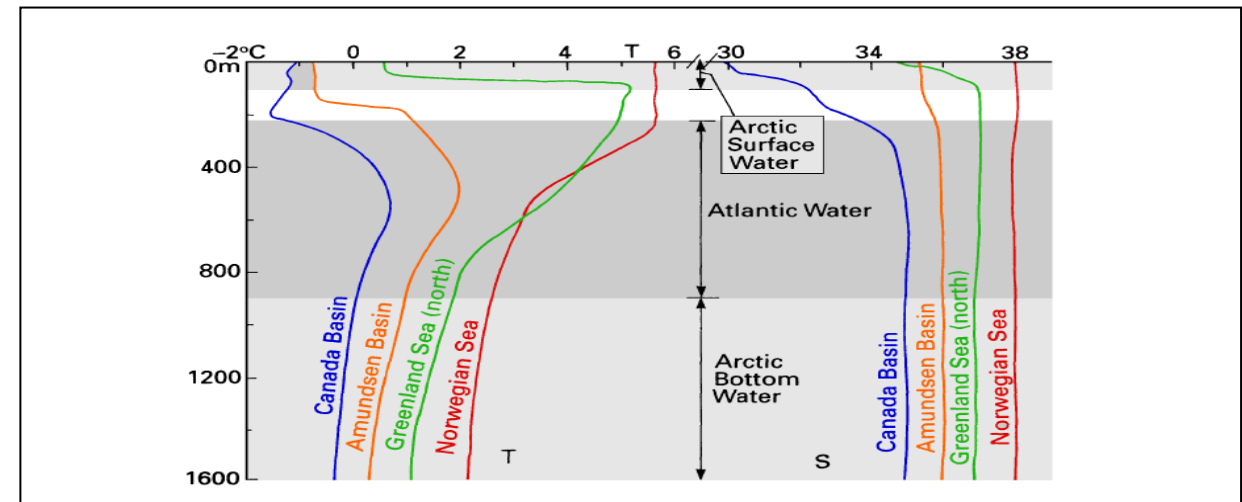


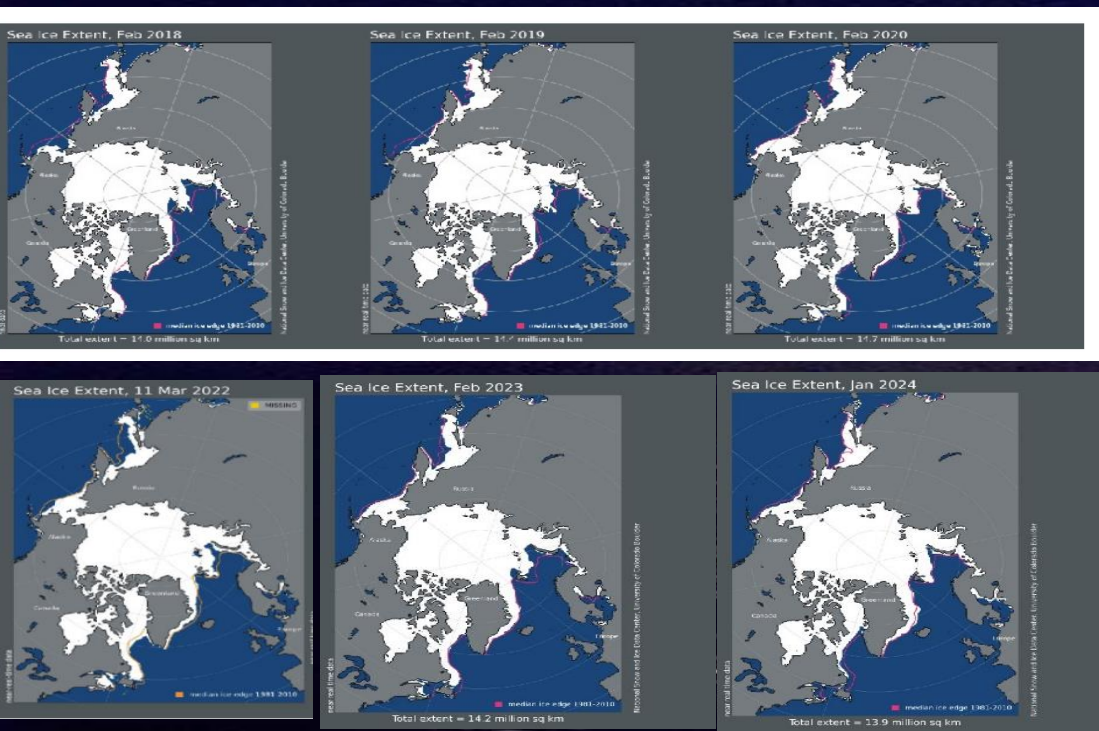
Схема крупномасштабных переносов в СЛО



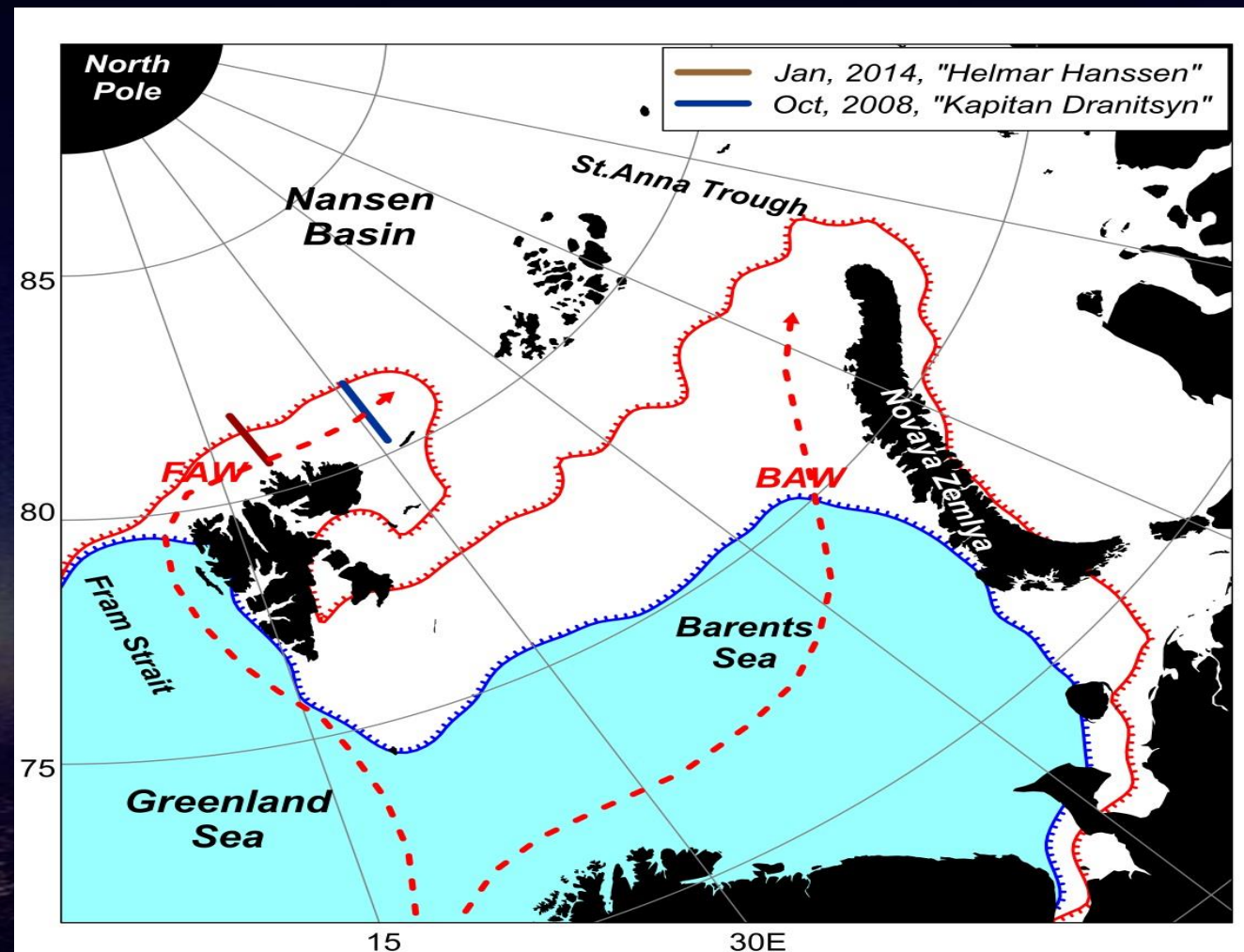
Типичное вертикальное распределение температуры и солёности в различных бассейнах СЛО

Влияние адвекции тепла в океане на ледяной покров

В зимний сезон тепловое воздействие воды, поступающей из Северной Атлантики в западную часть котловины Нансена и в Баренцево море замедляет ледообразование и способствует очищению ото льда значительных акваторий вдоль траектории движения теплой воды.



Котловина Нансена, 82°с.ш., 20°в.д., 14 января 2014 г.



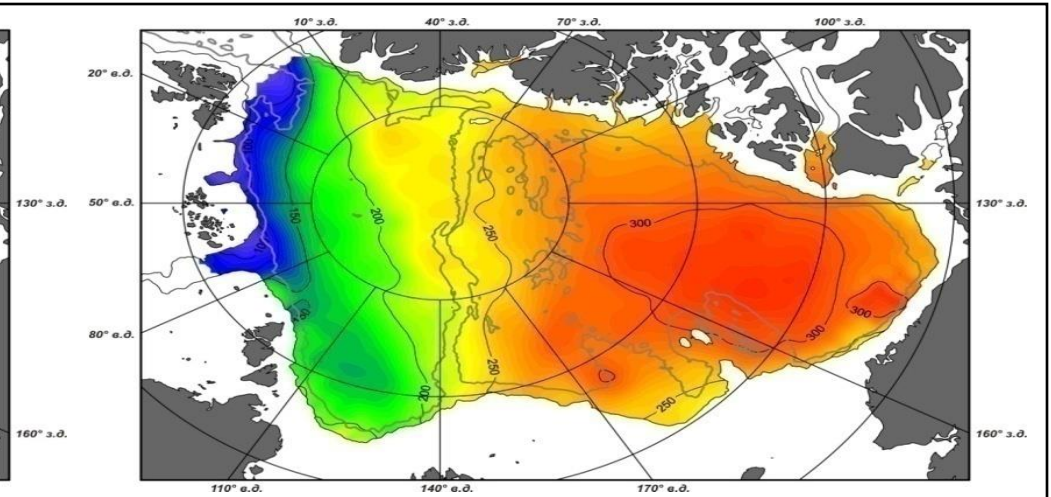
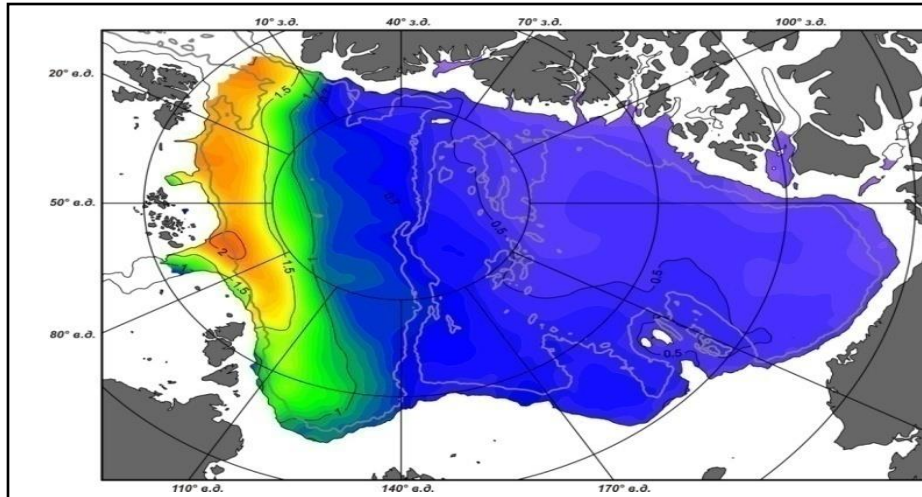
Среднее положение границы 50% ледяного покрова в в феврале 1979-2000 г. (синий цвет) и в феврале 2012-2020 г. (красный цвет)

Изменение параметров АВ в 2000-х по сравнению с 1970-ми

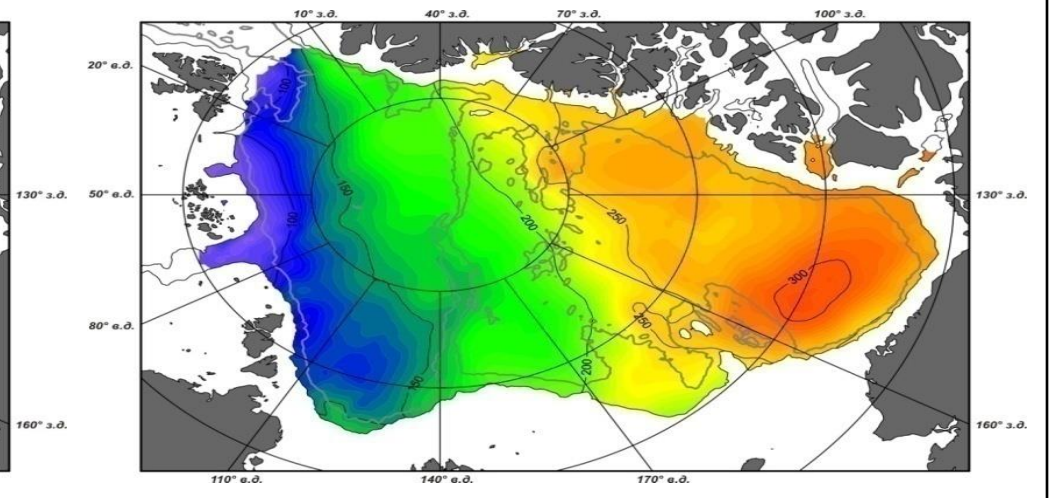
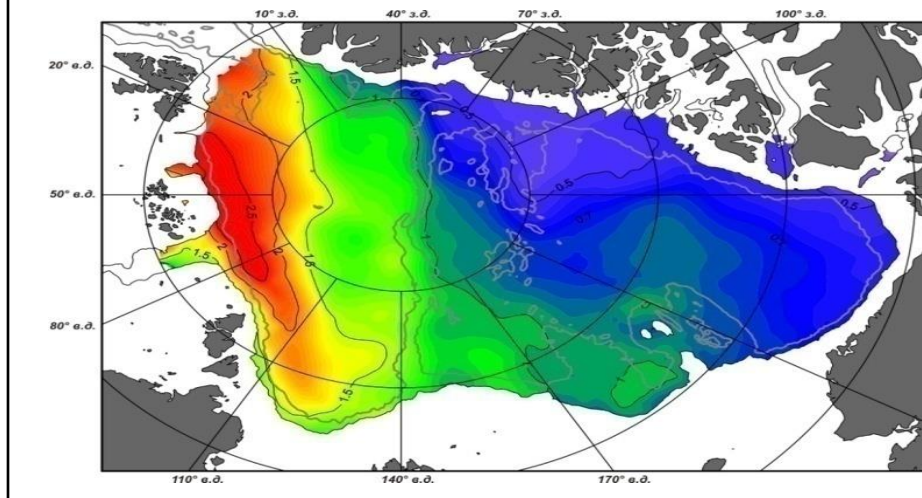
Температура в ядре АВ

Верхняя граница АВ

1970-е



2000-е



СПАСИБО ЗА ВНИМАНИЕ!

