Лед – это твердое состояние веществ, которые в приповерхностных условиях Земли обычно являются жидкостями или газами.

На Земле в естественном ледяном виде может находиться вода и значительно реже – гидраты природных газов, главным образом метана CH_4 и диоксида углерода CO_2. Общая формула гидратов природных газов ПГnH_2O, где ПГ – молекула природного газа, а n – число молекул воды. Гидраты природных газов встречаются в районах вечной мерзлоты и на дне океанов при отрицательных температурах и давлениях не меньше 25 бар (примерно 25 атм).

Водяной лед. Общие сведения

Плотность чистого *водяного льда* (далее – *лед*) при температуре 0°С и давлении 1 атм равна 916,8 кг/м^3. При увеличении давления плотность льда несколько увеличивается. В основании Антарктического ледникового щита в местах мощностью 4200м, плотность льда достигает 920 кг/м^3. Плотность льда увеличивается и при понижении температуры.

Под значительным давлением вода переходит в твердое состояние при температуре выше 0°. Экспериментально показано, что под давлением в 20 600 атмосфер лед остается твердым при температуре до +76°С.

Объем воды при замерзании увеличивается на 10%, что вызвано особенностями водородных связей льда. Поэтому лед плавает в жидкой воде.

Водяной лед на Земле находится при температуре, которая соответствует температуре железа при белом калении. Железо при такой температуре должно деформироваться подобно водяному льду.

При соприкосновении и сжатии двух кусков льда они смерзаются – это свойство называется **режеляцией (смерзаемостью)**. Под действием местных повышенных давлений на контактах двух кусков льда может происходить некоторое плавление льда. Образующаяся при этом вода выдавливается в места, где давление меньше, и там

замерзает. Смерзание ледяных поверхностей может происходить и без давления, и без участия жидкой фазы.

Благодаря режеляции трещины в ледяных покровах и массивах способны "залечиваться" и трещиноватый лед может превращаться в монолитный.

Изменение структуры и текстуры льда под воздействием термодинамических процессов называется **метаморфизмом льда**. Метаморфизм льда наиболее полно выражается при смерзании пухлого свежего снега и превращении его на конечном этапе в массивный прозрачный лед. При ледяном метаморфизме происходят смещения, деформации, изменения формы и размеров кристаллов. В целом метаморфизм льда выражается в росте среднего размера кристаллов. По мере увеличения размеров кристалла интенсивность перекристаллизации замедляется.

Начало перекристаллизации снега на поверхности снежного покрова. *Фото Александр Бабкин*

Спуск в недра ледника Менделхолл. Аляска. *mshcdn.com*

Ледяные кристаллы одноосны, оптически положительны, обладают свойством двойного преломления, при этом у них самый низкий показатель преломления из всех известных минералов. В результате двойного лучепреломления световой поток в кристалле поляризуется. При прохождении через лед свет рассеивается и световая энергия переходит в тепловую, вызывая нагрев и таяние льда. Рассеянный свет придает льду голубые и зеленые оттенки. Белый цвет льда обусловлен наличием во льду большого количества мелких воздушных пузырьков.

Лед не допускает в свою кристаллическую решетку другие вещества. Такое свойство в природе уникально. Все примеси располагаются на границе кристаллов льда, либо в виде отдельно группирующихся кластеров.

Ледники в Заилийском Алатау. *Фото Александр Бабкин*

В зависимости от условий образования, температуры и давления насчитывается 3 аморфных вида льда и 15 видов кристаллического льда. Многие из этих видов существуют на Земле в естественных условиях. Можно предположить, что остальные виды, полученные в лабораторных условиях, могут существовать в естественном виде на других планетах. Наиболее распространенным в природе является лед с гексагональной упаковкой атомов, образующийся при температуре -0,01 град. С. **Важной особенностью молекулярной структуры этого вида является концентрация молекул вблизи плоскостей перпендикулярных к главной оси гексагональной решетки. Такие плоскости именуются базисными. Разрушение сплошности льда по этим плоскостям происходит с разрывом двух молекулярных связей, а вдоль любой другой плоскости процесс разрушения идет с разрывом четырех связей.** Если направление давления не совпадает с базисной плоскостью, то наряду со сдвигом происходит изгиб кристаллов. Поэтому скольжение ледяного массива по базисным плоскостям требует в десять раз меньшего напряжения. Однако при температуре льда близкой к плавлению, сдвиги происходят одинаково легко по всем направлениям.

Лед на поверхности Земли находится в интервале температур от 0 до -90 град. С, поэтому молекулярное строение кристаллов льда постоянно изменяется под действием постоянно изменяющийся температуры, а также под действием давления, которое повышается по мере накопления ледовых толщ.

Увеличение размеров кристаллов льда сопровождается уменьшением прочности ледового массива. Со временем кристаллы льда, слагающие ледники, увеличиваются в размерах, и тогда соответственно повышается ползучесть ледников.

Идеальный лед без примесей, нарушений строения, и без слоистой макроструктуры является весьма прочным веществом, но постоянное наличие во льдах обломков горных пород, разного рода загрязнений и слоистой макроструктуры объясняет, почему даже низкие напряжения вызывают во льду пластические деформации.

Процессы деформации ледовых масс подразделяют на **этап первичной ползучести**, когда происходит вязкоупругая деформация упрочнения; **вторичной ползучести**, которая является переходным процессом между этапами деформации упрочнения и ускоряющейся деформацией разупрочнения (скорость деформирования льда в этом случае постоянна); и этап **третичной ползучести,** характеризующийся начальным ускорением разупрочнения и разрушением массы льда.

Горные ледники

Крупнейшие ледники горного типа, то есть имеющие в основном вытянутые формы, располагаются в Центрально-Азиатской горной системе (Гималаи, Каракорум, Кунь-Лунь, Памир, Тянь-Шань) и на севере северо-американских Кордильер.

Ледники образуются при накоплении снега, нерастаявшего в течение теплого периода года, дальнейшем уплотнении снега до фирна и последующей кристаллизации до сплошного льда. Фирн – это плотный смерзшийся снег. Летом, когда снег тает, снежинки сплавляются, вода от растаявшего на поверхности снега просачивается в снежно-фирновые толщи, где ночью смерзается. Кроме того в превращении снега в фирн участвует сублимация – кристаллизация пара при испарении льда. По мере накопления следующих пластов снега фирн уплотняется. При превращении снега в лед происходит значительное его уплотнение: 1 кубический метр льда образуется из 10-11 кубометров снега.

Область питания горных ледников, то есть область накопления льда располагается в верхней части ледника. Лед накапливается при двух условиях – достаточно низкой температуре воздуха и большом количестве выпадающего снега. Так при незначительных годовых снежных осадках, хотя и при низких отрицательных температурах, в центральных районах Анд на 20-х градусах южной широты, ледники имеют весьма незначительное распространение даже на высотах свыше 6000 метров над уровнем океана. В то же время

в южных Андах на 40-х градусах южной широты ледники имеют повсеместное распространение и опускаются до уровня океана.

Имеет значение экспозиция горных склонов, где накапливается лед. На южных склонах (в южном полушарии на северных) высота ледниковой (снеговой) границы формирования ледников находится значительно выше, чем на северных склонах из-за угла падения солнечных лучей. Разница может достигать почти 1 километра по вертикали в одном районе. **Положение края и объем ледника изменчивы, что обусловлено количеством выпадающего снега.**

Массы льда под давлением приобретают пластичные свойства и под собственной тяжестью сползают вниз в виде ледниковых языков по депрессивным понижениям тектонического или водно-эрозионного происхождения. Лед, несмотря на пластичность, реагирует на быстрые напряжения как хрупкое тело, в котором возникают трещины и сколы. Поэтому ледники не только плавно изгибаются, но и трескаются при крутых изгибах в соответствии со скальным рельефом не редко с образованием ледопадов. Чем обильнее питание фирнового бассейна, то есть область питания ледника, тем длиннее ледник и тем выше скорость его сползания. **Скорость движения ледника в целом различна и может быть относительно равномерной или прерывистой.** Так на Памире было зафиксировано передвижение ледника со скоростью до 150м в сутки. Это вызвано неравномерным накоплением льдов во времени и быстрой **гравитационной разрядкой ледника**.

Гравитационная разрядка тела ледника может проходить сложным образом. Начинаясь на одном из участков ледника, подвижка льдов распространяется из верхней зоны в языковую зону. Ледник может дробиться на крупные блоки, утончаться в срединной части потока, а в языковой части хаотично вздыбливаться. При этом возникают боковые разломы льда вдоль бортов, образуются ледовые складки, изгибаются срединные морены.

Летом скорости движения льда выше, чем зимой, днем выше, чем ночью. В теплое время года и суток в леднике и у его ложа скапливается вода, играющая роль смазки.

Скорость движения горных льдов неравномерна и в поперечном сечении тела ледника. Средние части ледника, где мощность льда больше, движутся быстрее; краевые, менее мощные и испытывающие трение о борта долины, перемещаются медленнее. В результате таких неравномерных продольных перемещений в леднике образуются продольные трещины.

Ледник на острове Элсмир. Канадский Арктический архипелаг. *Фото Jerry Kobalenko*

Оледенение в Центральном Тянь-Шане. *Фото Александр Бабкин*

Лед деформируется при малой нагрузке, если эта нагрузка действует длительное время. **Ледники обычно состоят из нескольких пластин, которые под воздействием небольших напряжений легко перемещаются относительно друг друга.** Под постоянным однонаправленным давлением в леднике кристаллы льда, представляющие собой стопку тончайших листочков прилегающих друг к другу в базисной плоскости, деформируются в направлении базисной плоскости гораздо легче, чем в любом другом направлении. В процессе движения кристаллы постепенно приобретают упорядоченную структуру

параллельную направлению движения ледника. В том же направлении наблюдается и сплющивание воздушных пузырьков в теле ледника. При касательных напряжениях 1кг на 1 кв. см во льду образуются сколы – тогда скольжение пластин льда происходит вдоль плоскостей сколов. При больших вертикальных нагрузках и температурах близких к нулю, лед на плоскостях скольжения подтаивает, что способствует скольжению ледяных пластин льда по внутриледниковым сколам.

Оледенение на Памире. *Фото Александр Бабкин*

Кроме этого – **если температура ледника у ложа ниже плавления (таяния), то скольжение льда у ложа не происходит**. Придонные слои ледников, имеющих температуру ниже точки плавления, не движутся, так как они приморожены к ложу. Скольжение ледника по скальному дну может происходить только при условии донного таяния льда, потому что прочность смерзания льда с горными породами превышает прочность льда и при отрицательных температурах движение возможно только при разрывах внутри льда. Например, Гренландский ледниковый щит приморожен к ложу и его придонная часть не движется.

Наблюдения за искривлением ствола скважин в горных и покровных ледниках показали: нижние слои льда в 2-10 раз движутся медленнее, чем вышележащие слои. При таком механизме движения ледника вышележащие толщи блокируют перемещение нижних слоев, и тогда появляются вопросы о перемещение обломков горных пород донными частями горных ледников и тем более разрушение скального ложа.

До сих пор **не выяснено соотношение разрушающей (эродирующей) роли льда и водных потоков в формировании ущелий и общего разрушения горных сооружений. С одной стороны мы наблюдаем очевидные и многочисленные геологические следы эродирующей работы ледников, но с другой стороны льды явно не способны самостоятельно выпахивать ущелья и разрушать горы из-за весьма пластичных свойств**

льда, частой примороженности донной части ледников к скальному ложу и смазочной роли воды в случае положительной температуры дна ледника.

Можно предположить, что основную роль в разрушении горных массивов играет образование трещиноватости из-за неравномерного расширения и сжатия горных пород при изменении температуры, особенно при температуре около 0 градусов. Дальнейшее растрескивание происходит при попадании в первичные трещины воды, которая замерзает в ночное время (причем почти круглый год) оказывая давление на трещины. Таким образом, растрескавшийся обломочный материал становится частью тела ледника и смещается слой за слоем при положительных температурах придонных ледниковых слоев даже при не очень больших давлениях масс льда. Кроме того ледники транспортируют значительное количество обломочного материала осыпающегося на ледниковую поверхность с прилегающих горных склонов.

Пожалуй, более значительную работу по перемещению, а также окатыванию обломков, производят катастрофические селевые водо-грязе-каменные потоки, образующиеся при прорыве водоемов в приледниковых районах. Сель разрушает горный массив и размывает ранее отложенный в моренах разрушенный материал. **Морена** – это скопление грубообломочного материала образованное при движении ледника, который транспортирует обломки вниз по ходу своего движения. Морена включает в себя бесформенные обломки пород различных размеров от 10-15 метров до песка и глин. Морены имеют форму вытянутых полос или валов на фронтальной границе ледникового языка и располагаются как внутри, так и на поверхности ледников. Наблюдения показывают, что в полярных долинных ледниках мощные морены имеются в тех местах, где ледники движутся по рыхлым отложениям. Там, где ледники движутся по коренным породам, толщина морен резко уменьшается или обломки отсутствуют вовсе.

При стаивании ледника обломочный материал, находившийся внутри ледника и на его поверхности, оседает в виде конечной морены. Заилийский Алатау. Северный Тянь-Шань. *Фото Александр Бабкин*

Для ледникового льда характерна зернистость и полосчатость. Зерна ледникового льда представляют собой кристаллы неправильной формы, тесно примыкающие друг к другу. Такой лед называют поликристаллическим. Кристаллы поликристаллического льда со временем увеличиваются, а их число уменьшается за счет процессов перекристаллизации и режеляции. Размеры кристаллов увеличиваются также с глубиной, с удалением от источников питания и с уменьшением напряжений в ледниковой толще.

Размеры ледяных кристаллов колеблются от долей миллиметров до десятков сантиметров в поперечнике. На Земле Франца-Иосифа и в Гренландии находили кристаллы диаметром до 16 см и весом до 700 г.

Полосчатость льда образована чередованием зимних более чистых слоев и летних слоев, часто загрязненных пылью и песком. В связи с разной плотностью и загрязненностью слоев их таяние происходит с разной скоростью, в результате чего поверхность ледника становится ребристой.

Ребристая поверхность ледника, образованная вертикальными слоями. Северный Тянь-Шань. *Фото Александр Бабкин*

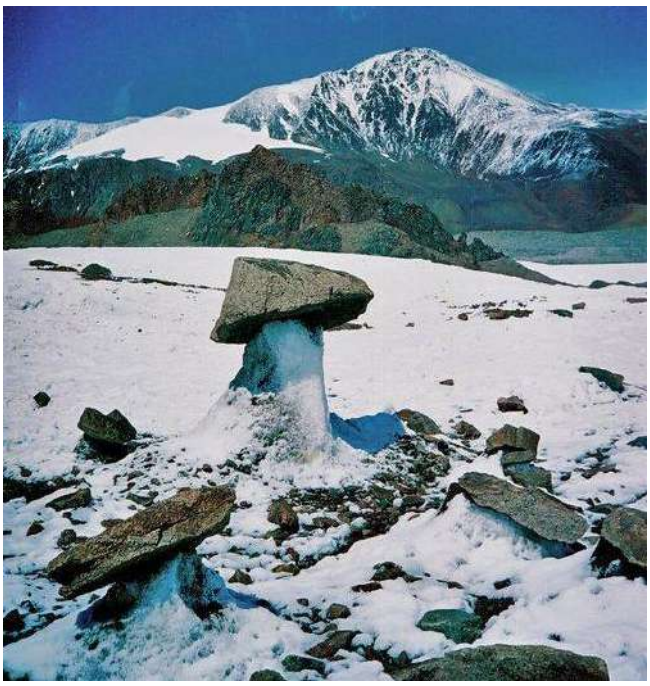
Тело ледника. Северный Тянь-Шань. *Фото Александр Бабкин*

В ледниковой пещере. Северный Тянь-Шань. *Фото Александр Бабкин*

По числу и расстоянию между полосами можно определить приблизительную скорость движения ледника. Чередование темных и светлых слоев, а также поверхностные и внутриледниковые слои морен образуют рисунок на поверхности ледника, который формируется неравномерным плоскостным (пластинчатым) движением льда.

Ледниковые сезонные слои параллельны плоскостям перемещения ледника – у бортов они приобретают крутое падение до вертикального положения, у дна слои залегают горизонтально. В конце ледника, на его языке, из-за более быстрого перемещения срединной части тела ледника, слои образуют дуги, выпуклые стороны которых обращены в направлении движения льда, а по бокам слои остаются в положении крутого падения. Сложные ледники, образованные в результате слияния двух или нескольких составляющих, имеют несколько отдельных систем слоев и морен, каждая из которых соответствует своему притоку.

Царапины от камней перемещаемых ледником. Алтай. *Фото Александр Бабкин*



Ледниковый «гриб». Северный Тянь-Шань. *Фото Александр Бабкин*

При длительном снижении среднегодовых температур горные льды по мере своего накопления начинают заполнять все ущелья и выползать на прилегающие равнины. Дальнейшее оледенение с почти полным покрытием гор и сплошным региональным распространением называется покровным оледенением.

Ледник Маласпина при выходе из гор на равнину. Аляска. *photoshelter.com*

Внутри ледника. Аляска *pixforweb.com*

Ледник поросший лесом. Аляска. *Фото Tom Bean*

Когда встречается ледник с лесом. Аляска. *Фото S. Hess*

Покровные ледники

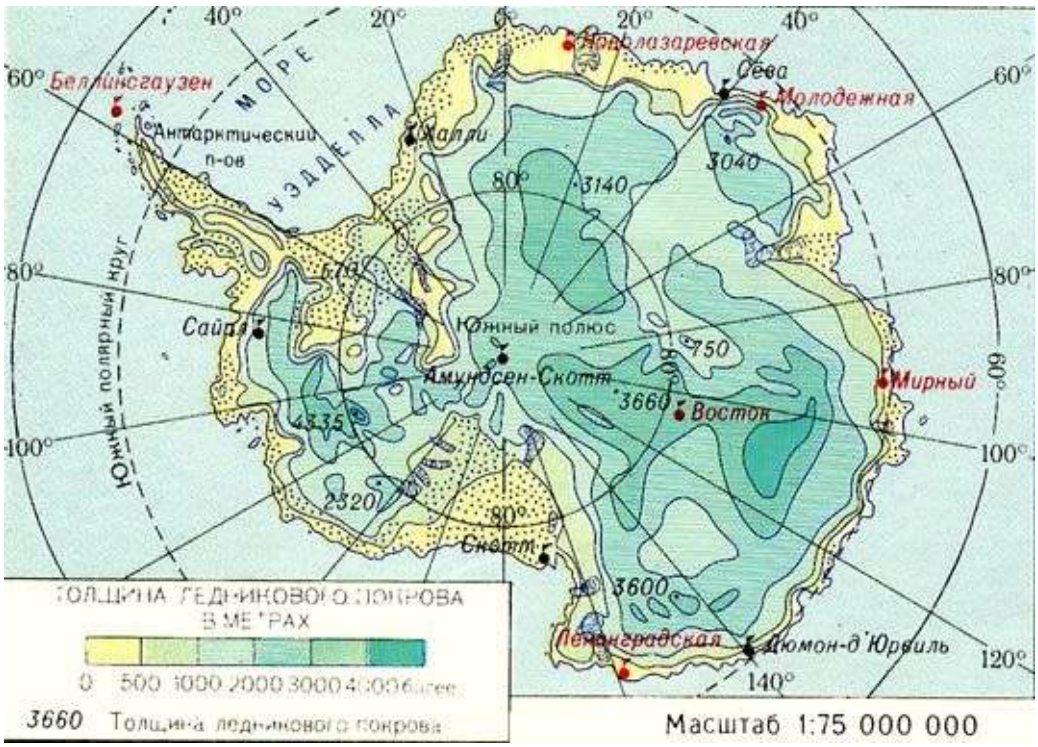
85% общей площади современных ледниковых покровов (14,4 млн. кв.км) приходится на наземный покров Антарктиды, 12,1% составляет покров Гренландии и 2,6% остаются на ледниковые покровы Канадского архипелага, Исландии, Шпицбергена, Новой Земли, Северной Земли и других островов Арктического океана.

Покровными ледниками или ледниковыми щитами называют обширные ледяные поля площадью более 1000 кв. км, где льды смещаются в радиальном направлении, то есть во все или почти все стороны от срединной части ледника и областью питания которым служит вся или почти вся площадь ледового покрова. Ледниковые покровы имеют плоско-выпуклый вид.

Рельеф ледникового покрова слабо зависит от рельефа местности, которую он покрывает. Поверхности самых крупных щитов – Антарктического и Гренландского накрывая скальный рельеф толщей льда мощностью более километра, выглядят сглаженной почти ровной пустыней, несмотря на погребенные подо льдами горы высотой в несколько километров от подножия. Однако высочайшие вершины Трансантарктического хребта высотой более 4 км и высочайшие горы Антарктиды – массив Уинсон до 5км над уровнем океана все-таки возвышаются своими скальными вершинами над ледовой поверхностью Антарктиды.

Антарктический ледниковый щит покрывает около 98 % площади Антарктиды и является самым крупным скоплением льда на Земле. Его площадь составляет 14 млн квадратных километров, объём — 30 млн кубических километров льда. В Антарктическом щите содержится около 61% всей пресной воды на Земле, что эквивалентно 70м уровня Мирового океана. Оледенение Антарктиды началось около 45 млн лет назад. Около 20 000 лет назад во времена последнего ледникового периода Антарктический ледяной покров занимал южную часть Южной Америки, сковывая льдами Южные Анды.

В Восточной Антарктиде фундамент ледяного щита находится выше уровня океана, а в Западной Антарктиде фундамент погружается более чем на 2,5 км глубже уровня океана. Самые мощные толщи льда (до 4335 метров) заполняют равнину Бэрда в Западной Антарктиде лежащую целиком ниже уровня океана. В Восточной Антарктиде максимальная мощность льда достигает 3660 метров.



Толщина ледникового покрова Антарктиды

Антарктический покров имеет два типа оледенения – континентальный и шельфовый. Шельфовое оледенение представляет собой ледниковые поля, сползающие с материка на прилегающее к Антарктиде морское дно и частично залегающие непосредственно на дне или находящиеся в плавучем состоянии, так, что между шельфовым ледником и дном образуется зазор воды глубиной до 100 метров. Площадь шельфового ледника Росса крупнейшего в Антарктиде составляет 472 960 кв.км. Толщина льда у тыловых границ шельфовых ледников доходит до 1300 м, у шельфовых барьеров редко превышает 150-200 м. Морские приливы и отливы откалывают фрагменты шельфовых ледников, в результате чего образуются айсберги. В водах Антарктиды встречались ледовые поля длиной более 300 км и шириной около 100 км.

Шельфовый уступ. Антарктида. *churchmilitant.com*

Движение льда в ледяном щите Антарктиды направлено от нескольких центров к периферии и скорость их перемещения разная – в пределах от 3см до 35см в сутки. При большой мощности и давлении льды способны течь против уклона поверхности ложа и преодолевать возвышенности. В центральных районах континента скорость движения льдов ниже, чем у краев материка. По некоторым расчетам в центральных районах Антарктиды передвижение льда на 50 км происходит более чем за 1 миллион лет.

Большая часть донных льдов Антарктиды, как и остальных покровных ледников, приморожена к скальному основанию, поэтому не участвует в перемещении. Вышележащие пласты льда движутся в сторону океана. В районе Южного полюса, где толщина льда порядка 2500 м, возраст придонных слоев льда около 250 тысяч лет, а на глубине 200 м от дневной поверхности около 2 тысяч 100 лет – то есть нижние горизонты льда значительно отстают от движения верхней части антарктического ледника. Таким образом, **льды Антарктиды в большей степени консервируют подледный рельеф, чем эродируют его**. **Донное таяние льдов** имеет место и в Антарктиде. Это явление объясняется действием геотермического потока тепла из недр, в сочетании с низкой теплопроводностью льда. Некоторую роль в разогреве льда играет и сила трения. Донное таяние в Антарктиде обеспечивает водную смазку на ледниковом ложе и, следовательно, облегчает движение ледовых масс.

В Антарктиде существуют **выводные ледники**, по которым в море спускается значительная часть льдов со скоростью до 3,5м в сутки. По достижении водной поверхности ледниковый лед откалывается с образованием айсбергов, и продолжает дрейфовать в море до полного таяния. Крупнейшим выводным ледником Антарктиды

является ледник Ламберта. Через него за год проходит около 35 куб.км льда. Движение и форма выводных ледников аналогичны горным ледникам, но выводные ледники движутся посреди покровных льдов по понижениям в рельефе фундамента до границы с морем. Роль выводных ледников выполняют и шельфовые ледники, заполняющие крупные материковые заливы.

Река на гренландском ледниковом щите. *wowpics.in*

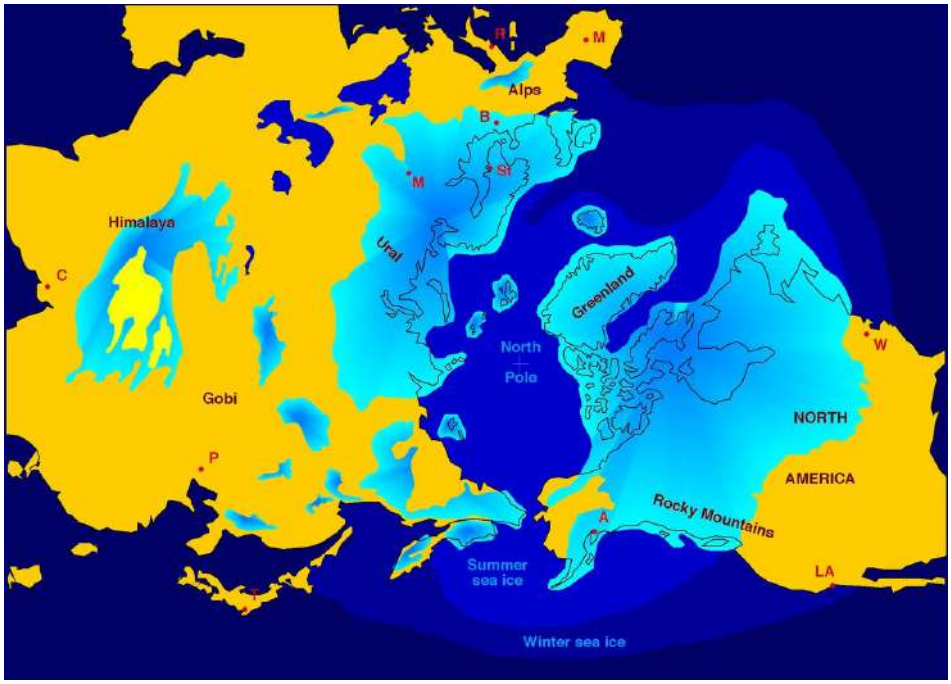
Гренландский покровный ледник занимает 80% площади острова Гренландия площадью 2 млн. кв.км. Центральная часть гренландского ледникового плато находится на высотах около 3000м. Максимальная мощность ледникового покрова Гренландии по сейсмическим данным около 3400м, средняя – около 1500м.

В Гренландии широко развиты выводные ледники, которые в большей степени являются сложными горными ледниками. У некоторых выводных ледников языки выходят в море до 40км и являются плавучими. От краевых частей выводных ледников, достигающих моря, периодически откалываются айсберги, высота которых над водой достигает 80м и более.

Скорости движения льдов в ледниковом щите Гренландии составляют 7-8 см за сутки, а в выводных ледниках повышаются до 27м в сутки, иногда и выше. Самые большие скорости измерены в концевых частях выводных ледников Гренландии — до 10км в год.

Последняя ледниковая эпоха на Земле завершилась 12000 лет назад. Тогда **Арктическое полярное оледенение** покрывало весь Северный океан с прилегающими к океану материковыми территориями. В Евразии льды доходили почти до Азовского залива Черного моря, а в Северной Америке ледник проник до современного штата Теннесси до 35 градуса северной широты.

Древние покровные льды принимали значительное участие в эрозии горных пород, но опосредовано. То есть **в разрушении и транспортировки горных пород главная роль принадлежала водным потокам таявших ледников**, однако ледники, возможно, перемещали не меньшее количество обломочного материала на своей поверхности и внутри своего тела. По всему северу Европы встречаются многотонные глыбы-отторженцы, перемещенные льдами на сотни километров.



Распространение Арктического ледникового покрова в максимальную фазу последней ледниковой эпохи

Главным центром древнего оледенения Европы была Скандинавия, где толщина ледникового покрова оценивается в 2,5-3 км; второстепенными центрами были Новая Земля и Северный Урал. Основными центрами древнего оледенения Северной Америки являлись Гренландия, полуостров Лабрадор и северная часть Кордильер.

После исчезновения Арктического ледникового щита земная литосфера, ранее покрытая ледниками, испытывает до настоящего времени **гляциоизостатическое поднятие**. Литосфера без нагрузки льдов начинает всплывать в полужидкой астеносфере. Так, Канада и Скандинавский полуостров поднимаются со скоростью до 11 мм в год.

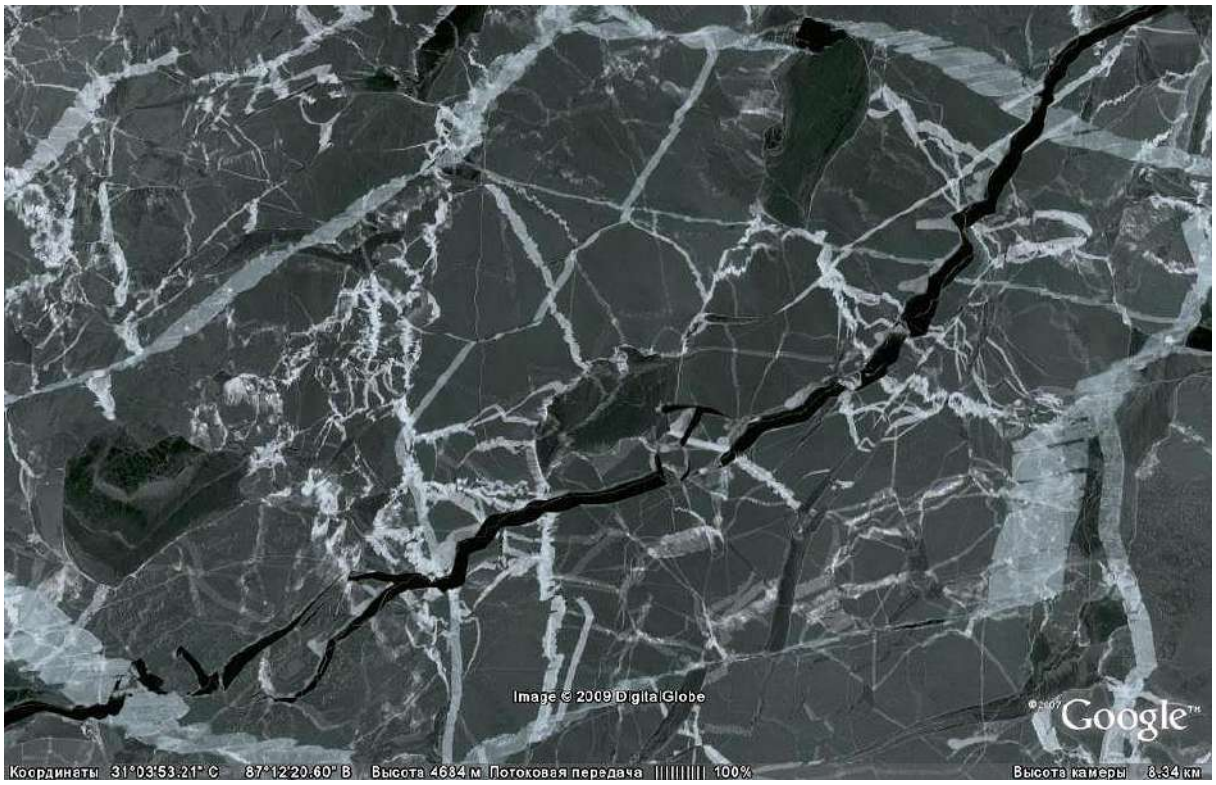
Борозды, оставленные скальными блоками при их волочении ледниками ледниковой эпохи. Северная Канада

Морские и озерные льды

При температуре +4 градуса С вода имеет максимальную плотность и это предотвращает погружение на дно водоемов приповерхностных вод остывших ниже +4 градусов. В результате на поверхности скапливается менее плотная жидкая вода, имеющая температуру от +3 до 0 град. С. При минусовой температуре этот слой замерзает, образуя ледовое покрытие на поверхности водоемов, чему способствует блокировка конвективного перемешивания воды. То есть – охлаждающийся ниже +4 град. поверхностный слой уже не способен погружаться в толщу воды, а более плотная и теплая вода с температурой около +4 град., которая скопилась ниже, не способна подниматься и смешиваться с поверхностным слоем. Ледяная кора, ввиду своих хороших теплоизоляционных свойств, в еще большей степени предохраняет от замерзания жидкую воду и только при очень низких температурах неглубокие водоемы на поверхности Земли способны отвердеть до дна.

Лед морей и крупных и средних озер подразделяется на подвижный дрейфующий лед и неподвижный – припай. Припай образуется вдоль побережья, между островами и севшими на мель айсбергами. Припай может простираться в направлении открытого моря на несколько сот километров. Старые многолетние морские льды могут иметь мощность до 6 метров.

Процессы деформирования и разрушения ледяного покрова разделяют на термические и динамические. Термическое расширение и сжатие происходит неравномерно из-за различной толщины льда и фирна, поэтому термические напряжения образуют систему трещин самых разных направлений и размеров.



Тектоника льдов на озерах в Тибете

Динамические напряжения, вызванные течениями, образуют более однотипные трещины. Изгибные напряжения, вызванные поверхностной волной, образуют во многих случаях параллельные трещины на расстоянии половины длины волны. *При медленном сжатии тонкого слоя льда, ограниченного толстыми льдами, образуется волнистая поверхность.*

Торошение льдов сопровождается многими формами разрушения ледового поля. При высокой скорости дрейфа льдов образуются гряды торосов сдвигового происхождения. При сжатии тонких льдин образуются торосы наползания. Вес льда в этом случае не уравновешивается силами плавучести, а формирует изгибы, сопровождаемые срезами в виде уступов.

Площади деформирования и разрушения льда достигают десятков километров.

Взаимодействие дрейфующего ледяного поля с неподвижным объектом (берегом, дном и т.д.) сопровождается различными видами разрушения льда: поперечным изгибом, дроблением (смятием) и сдвигом по трещинам. При сжатии ледового поля происходят резкие длительностью 1-5 секунд скачки деформаций, вызванные сбросами напряжений при нарушении сплошности льда. Процессы сброса отмечаются на площади до 10 кв.км. На этапе первичной ползучести ледовое поле покрывается системой трещин, сопровождающейся скачками напряжений и излучением упругих волн. На этапе третичной ползучести лавинный процесс трещинообразования заканчивается разрушением.

Разрушение льдов вызывается не только внешними силами, но и внутренними, действующими в массе льда – энергия, высвобождающаяся во время сброса деформирующих напряжений, имеется во льду в виде запаса энергии упругой деформации.

При значительных внутренних напряжениях в ледовой коре, воздействие внешних сил может привести к быстрому разлому ледяного поля, либо к релаксации внутренних напряжений за счет образования трещиноватости.

Александр Бабкин 2016 год