

УДК 556.555.5+551.32

В.Н. Голубев¹**ФОРМИРОВАНИЕ ЛЕДОВОГО ПОКРОВА НА ПРЕСНОВОДНЫХ ВОДОЕМАХ И ВОДОТОКАХ²**

Охарактеризована роль состояния поверхности водоема (спокойное или динамичное), сопутствующих гидрометеорологических явлений и процессов, источника поступления центров кристаллизации в зарождении и разрастании льда и в строении поверхностного слоя ледового покрова. На основе систематизации термодинамических условий формирования ледового покрова, материалов натурных наблюдений и аналитических исследований выделены три основных типа структуры поверхностного слоя ледового покрова. Показано, что изменения строения льда в нижележащих горизонтах определяются вариациями термодинамических условий на поверхности покрова и суперпозицией анизотропии теплопроводности и анизотропии скорости роста кристаллов льда.

Ключевые слова: вода, переохлаждение, кристаллизация, лед, рост, теплопроводность, структура.

Введение. Замерзание воды на поверхности водоемов и водотоков в холодный период года и вызванные этим явлениями изменения режима стока, заторы льда, зажоры, разрушение ледоходом береговых откосов и пр. — предмет изучения гидрологии, гидротехники, а в вопросах зарождения, роста, деформирования и разрушения льда — и гляциологии.

Формирование ледового покрова на поверхности водоемов и водотоков происходит обычно в условиях постепенного охлаждения воды и пограничного слоя вмещающей среды, а высокая теплоемкость воды определяет ее термическую инерционность относительно среды, что характерно и для других проявлений конжеляционного льдообразования и предполагает наличие общих закономерностей в формировании ледяных тел [6, 11]. Исследования режима становления и разрушения ледового покрова на реках и водоемах Северного полушария позволили сформировать базы данных [21, 23, 27], создать классификации типов ледового покрова [19, 28], охарактеризовать пространственно-временные особенности процессов формирования и разрушения ледового покрова [12, 15, 24, 25, 30] и предложить методы борьбы с ледовыми затруднениями, заторами льда и шугообразованием [16, 20].

Постановка проблемы. В классификациях ледового покрова водоемов в качестве ведущего показателя обычно рассматривается строение льда, а именно размеры, форма и ориентировка кристаллов в его основной части, “вторичной” по [28]. Однако эти показатели строения обычно не соотносят с термодинамическими условиями, сопутствовавшими зарождению кристаллов льда на поверхности водоема и их последующему росту, вследствие чего сведения о строении

льда фактически носят характер регистрации и не рассматриваются в дальнейшем в качестве возможного источника информации об условиях становления ледового покрова и условиях его роста. Вместе с тем положение о наследовании основной частью ледового покрова особенностей строения поверхностного слоя, заложенных еще при его формировании, т.е. от термодинамических условий зарождения льда, хотя и представляется достаточно очевидным, но нуждается в определенном физическом обосновании. Необходимо также проанализировать и изменения строения ледового покрова на стадии продолжающегося роста кристаллов, обусловленные вариациями зимнего термического режима и закономерностями роста кристаллов льда.

Переохлаждение поверхностного слоя воды перед появлением ледового покрова обычно не превышает десятых долей градуса, достигая лишь в отдельных случаях $-1,5...-5$ °C [2, 4, 6, 12, 17]. При таком малом переохлаждении воды формирование ледового покрова возможно лишь в результате гетерогенного зарождения льда на механических примесях, имеющих высокую льдообразующую активность и находящихся в пределах тонкого слоя переохлаждения, в том числе на ледяных кристаллах, поступающих извне в поверхностный слой воды, имеющий температуру, близкую к точке фазового перехода.

Источником механических примесей могут служить твердый атмосферный аэрозоль, который составляют минеральные частицы, поступающие в атмосферу в результате эоловой и вулканической деятельности, частицы органического происхождения, а также продукты размыва пород, слагающих берега водоемов [4, 8, 13]. К ведущим факторам гетерогенного льдообра-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, научно-исследовательская лаборатория снежных лавин и селей, вед. науч. с., докт. геогр. н.; e-mail: golubev@geol.msu.ru

² Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РГО-РФФИ (грант № 13-05-41172).

зования относятся размеры, строение, химический и минеральный состав частиц и наличие на их поверхности микронеоднородностей, способных служить активными центрами кристаллизации. Согласно представлениям о распределении таких неоднородностей на поверхности твердых тел по их размерам и морфологии увеличение размера частицы на порядок ведет к появлению на ее поверхности более активных неоднородностей, вследствие чего возрастает ее льдообразующая активность — температура зарождения льда повышается в среднем на 5—10 °С [4, 9].

Значения порогового переохлаждения при зарождении льда на твердых телах (ΔT_0) рассчитываются для скорости зародышеобразования J_0 , равной возникновению одного зародыша в неоднородности размером $V = 10^{-18}$ см³ за $\tau_0 = 1$ с [4, 22]. Скорость оседания механических примесей с диаметром 10^2 — 10^5 нм и плотностью 2—2,5 г/см³ составляет согласно уравнению Стокса, 1 — 10^{-6} см/с, а время пребывания их в слое толщиной 1 мм (τ_i) достигает 1—30 ч. для глин и сокращается до 1—30 с для алевритов. Соответственно скорость оседания аэрозольных частиц и толщина слоя переохлаждения определяют время пребывания ее в слое (τ_i), а величина переохлаждения (ΔT_τ) — возможность зарождения льда на оседающей частице за соответствующий промежуток времени и разрастания его до размеров, обеспечивающих прекращение оседания частицы.

Материалы и методы исследований. Условия зарождения льда на поверхности водоемов. Переохлаждение ΔT_τ , необходимое для зарождения льда за время τ_i , в общем случае отличается от переохлаждения ΔT_0 , соответствующего зародышеобразованию со скоростью $J_0 = 1$ см⁻³с⁻¹ и может быть представлено выражением [9]

$$\Delta T_\tau = \Delta T_0 [1 - 0,1 \ln (\tau_0 / \tau_i)]^{-0,5}. \quad (1)$$

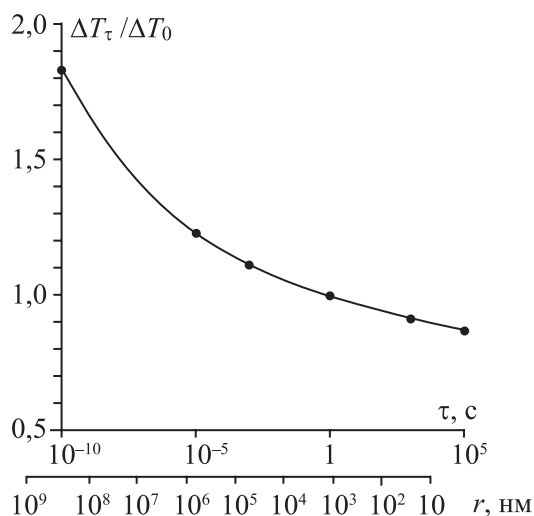


Рис. 1. Зависимость необходимого переохлаждения воды от размера аэрозольных частиц и времени их нахождения в слое переохлаждения

На рис. 1 приведен график соотношения $\Delta T_\tau / \Delta T_0$ и времени пребывания частицы в слое переохлаждения (τ_i) согласно (1). При увеличении τ_i на 10 порядков (от 10^{-5} до 10^5 с), что соответствует уменьшению размера частицы на 5 порядков (от 10^5 до 10 нм), соотношение $\Delta T_\tau / \Delta T_0$ изменяется от 1,23 до 0,87. Однако и такое повышение температуры возникновения льда, обусловленное более длительным пребыванием мелких частиц в слое переохлаждения, компенсируется отсутствием на их поверхности более активных неоднородностей. Так, при уменьшении размера частицы от 10^4 до 10^3 нм и соответствующем увеличении τ_i повышение температуры зарождения льда должно составлять около 1 °С, однако отсутствие на частице меньшего размера более активных неоднородностей будет вести к понижению температуры зарождения льда более чем на 6 °С. Иначе говоря, уменьшение размера частицы на порядок вызывает возрастание необходимого переохлаждения воды не менее чем на 5 °С. Поэтому частицы размером $<10^3$ нм едва ли могут служить активными центрами кристаллизации, несмотря на длительное пребывание их (>1 мин.) в слое переохлаждения.

На крупных и гигантских минеральных частицах размером $>10^5$ нм формирование макроскопических кристаллов льда также проблематично, поскольку в силу кратковременности пребывания таких частиц в поверхностном слое ($\tau_i < 10^{-3}$ с) возникшие на них зародыши не успевают вырасти до размеров, достаточных для удержания частицы в слое переохлаждения. Поэтому в удаленной от берега части водоема зарождение льда в переохлажденном поверхностном слое может происходить в основном на частицах с $D = 10^4$ – 10^5 нм. Диапазон активности может расширяться как в область крупных частиц с $D > 10^5$ нм в случае их малой плотности (например, древесина), так и в область мелких частиц с $D < 10^4$ нм, но при условии более высоких значений показателя активации льдообразования ($m > 0,5$) [4, 8].

Результаты исследований и их обсуждение. Формирование поверхностного слоя ледового покрова. При переохлаждении $\Delta T > 0,1$ °С разрастание возникших кристаллов льда происходит за счет тонких (10^{-3} — 10^{-2} см) дендритных выростов в направлении пирамидальных и призматических граней (согласно существующим представлениям [7, 8], морфология совершенного кристалла льда соответствует дитригональной призме, главная ось C которой ориентирована перпендикулярно основаниям призмы, а соотношение высоты к поперечнику равно 0,89) [8]. Согласно натурным наблюдениям, скорость роста таких выростов достигает 10^{-1} см · с⁻¹, что на порядок превышает минимальную скорость роста, необходимую для развития лучей-дендритов [1, 18]. От первичных лучей ответвляются новые лучи, и на поверхности водоема формируется звездообразная система тонких (10^{-3} – 10^{-2} см) лучевидных кристаллов (рис. 2, а, б), имеющих обычно дефектное строение. Разрастание кристаллов, сопро-

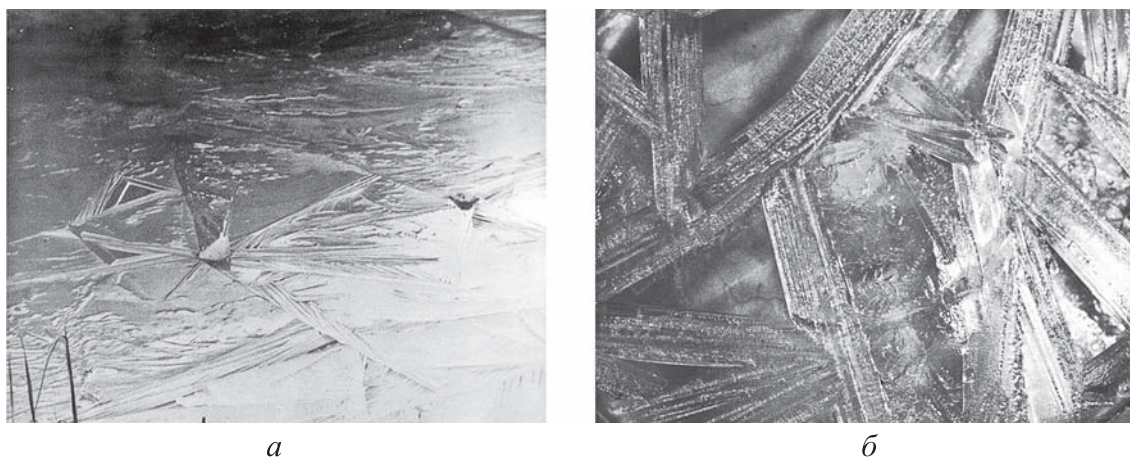


Рис. 2. Система лучевидных кристаллов льда, сформировавшаяся на поверхности водоема при ночном понижении температуры (а), и крупные удлиненные кристаллы льда в поверхностном, переохлажденном слое воды (б)

возжающее возникновением новых лучей, продолжается, пока переохлаждение воды превышает $0,05\text{ }^{\circ}\text{C}$ [7]. Суммарная площадь развития лучей-дендритов может достигать 10% общей площади поверхности. При переохлаждении ($\Delta T < 0,05\text{ }^{\circ}\text{C}$) дендритный рост сменяется на сплошной, скорость разрастания площади кристаллов снижается до $0,01\% \cdot \text{с}^{-1}$, а формирование сплошной ледяной корки может завершиться за время $\sim 10^4\text{--}10^5\text{ с}$.

Размеры и форму кристаллов в ледяной корке можно охарактеризовать исходя из кинетики кристаллизации при нестационарной скорости зарождения кристаллов (уменьшение пространства, в котором может происходить зарождение новых кристаллов) [18]. Содержание частиц размером $10^4\text{--}10^5\text{ нм}$ при среднем аэрозольном загрязнении атмосферы составляет $10^{-4}\text{--}10^{-6}\text{ см}^{-3}$, а выпадение частиц такого размера

происходит с интенсивностью $0,1\text{--}1\text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$. При переохлаждении воды на $0,01\text{--}1\text{ }^{\circ}\text{C}$ и скорости роста кристаллов $10^{-3}\text{--}10^{-1}\text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ образовавшуюся ледяную корку льда формируют около 10^4 м^{-2} кристаллов, размеры которых изменяются от $0,1\text{--}0,2$ до $3\text{--}5\text{ см}$ при длине отдельных кристаллов до $15\text{--}20\text{ см}$. Для крупных кристаллов, образовавшихся ранее, характерны сложные очертания, тогда как мелким кристаллам, возникшим на завершающих стадиях, свойственны более изометричные очертания (рис. 3, а, б).

Ориентация кристаллов в ледяной корке в целом хаотична, однако кристаллы, у которых направление наибольшей скорости роста расположено в пределах слоя переохлаждения, обычно имеют большую площадь развития, при отсутствии внешних воздействий это кристаллы с вертикальным расположением оси C [9, 17, 26, 29]. В случае понижения температуры воз-

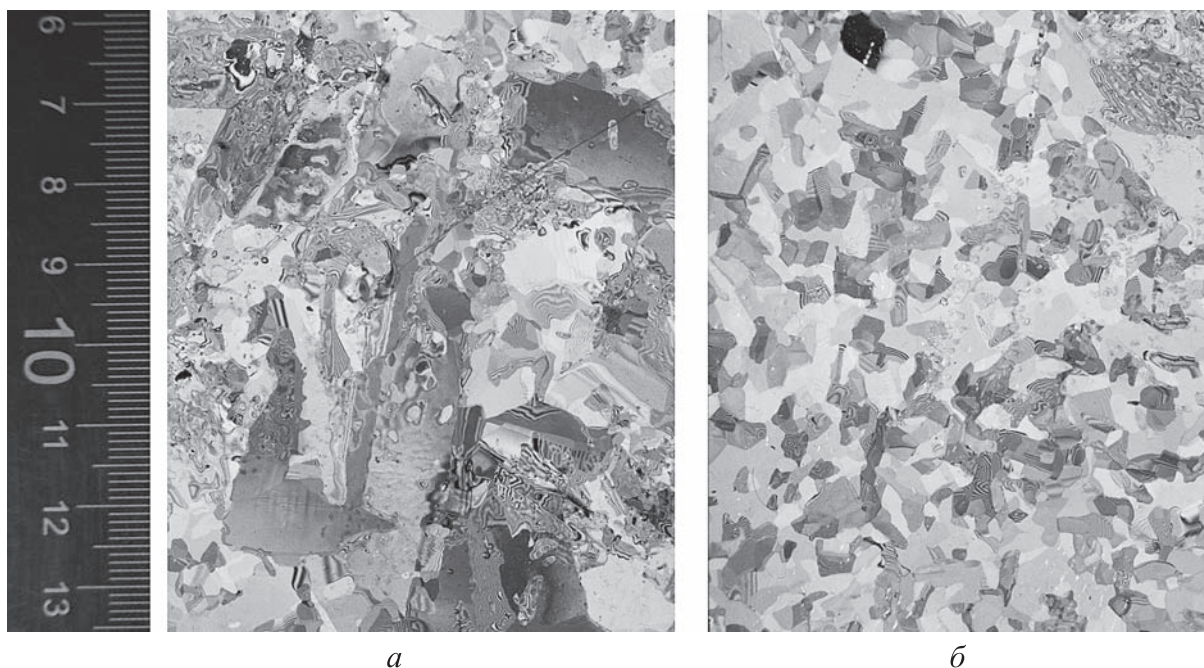


Рис. 3. Структура среднезернистого (а) и мелкозернистого (б) льда в поверхностном слое ледового покрова

духа до $-5...-10$ °C переохлаждение охватывает слой воды толщиной несколько миллиметров и становится возможным формирование пространственных скелетных кристаллов. Разрастание и взаимопроникновение скелетных кристаллов ведет к формированию ажурной ледяной решетки, которая после замерзания межскелетной воды превращается в ледяную корку, сложенную хаотично ориентированными удлинёнными кристаллами. Время существования ледяных кристаллов и корок, образовавшихся в результате интенсивного испарения и радиационного теплообмена, ограничивается несколькими часами, если только их возникновение не совпадает с сезонным понижением температуры воздуха до отрицательных значений. В этом случае возникшие кристаллы могут оказаться первой фазой формирования устойчивого ледового покрова.

Формирование заберегов. В прибрежной зоне вода постоянно контактирует с намного более крупными почвенно-грунтовыми частицами и соответственно более активными в зарождении льда, здесь также в большем количестве присутствуют растительные остатки, льдообразующая активность которых в целом выше, чем у минеральных частиц. Все это предполагает зарождение ледяных кристаллов при меньшем переохлаждении воды и первоочередное формирование льда именно в прибрежной зоне [9]. Обычно это удлинённые на десятки сантиметров лучевидные кристаллы, разрастающиеся по поверхности воды от почвенно-грунтовых частиц или от выступающих из воды растений (рис. 2, а, б).

Разрастание выпадающих ледяных кристаллов. При адвекции холодных воздушных масс над поверхностью водоема образуется туман испарения, состоящий из переохлажденных и замерзших капель воды. Их осаждение способствует быстрому охлаждению поверхностного слоя водоема. Кроме того, кристаллизация части капель тумана устраняет необходимость предварительного переохлаждения воды, и формирование ледового покрова начинается практически сразу по достижении в этом слое температуры фазового перехода воды [9]. При температуре воздуха $-3...-5$ °C активные центры льдообразования могут встречаться лишь на частицах аэрозоля размером $\geq 10^3$ нм, интенсивность осаждения которых на поверхность воды составляет $1 \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$. Сплошной ледяной покров при таких условиях формируется за 10^4-10^5 с, а количество кристаллов в образовавшемся ледяном покрове может составлять 10^2-10^5 м^{-2} .

Размеры кристаллов, как и в случае формирования ледяной корки, могут изменяться от десятых долей сантиметра до 2–3 см и достигать 5–10 см при малой интенсивности выпадения ледяных кристаллов и малом переохлаждении воды. При температуре воздуха $-10...-15$ °C количество активных аэрозольных частиц и концентрация центров льдообразования в поверхностном слое водоема увеличиваются на 2–3 порядка, а время становления ледового покрова существенно сокращается. Средние размеры кристаллов

при этом уменьшаются, а степень неоднородности структуры обычно возрастает, причем размеры крупных кристаллов могут достигать 15–40 см и даже 1 м [9, 12, 14].

Ориентация кристаллов льда, которые формируются на находящихся в слое переохлаждения частицах и на зародышевых кристаллах, выпадающих из приземного слоя воздуха, хаотична, что объясняется произвольной ориентацией и аэрозольных частиц, и центров кристаллизации на их поверхности. Однако вследствие большей скорости роста призматических и пирамидальных граней преимущественное развитие получают кристаллы с вертикальным или близким к вертикальному расположением осей C [29]. Кристаллы с горизонтальным расположением оси C имеют обычно меньшие размеры.

В случае выпадения снега структура поверхностного слоя ледового покрова существенно меняется. При снегопаде средней интенсивности ($0,5-5 \text{ мм} \cdot \text{ч}^{-1}$) охлаждение поверхностного слоя воды за счет таяния снежинок происходит со скоростью $10^{-3}-10^{-2} \text{ град} \cdot \text{с}^{-1}$, а по достижении температуры фазового перехода практически сразу начинается кристаллизация. Слабое переохлаждение воды ($10^{-3}-10^{-2}$ °C) предполагает сплошной рост осаждающихся снежинок со скоростью $10^{-4}-10^{-5} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ и развитие дисковидных форм кристаллов, не оставляя места лучевидным и дендритным формам. Время формирования ледового покрова в таких условиях составляет 10^2-10^4 с. Структура формирующегося льда, размеры и форма кристаллов, их ориентация в значительной степени определяются габитусом выпадающих снежинок [18, 29].

При сильном ветре или метели изменяется не только характер формирования поверхностного слоя льда, но и его структура. В местах относительного затишья скапливаются большие массы сильно промоченного снега (снежуры), а на открытом пространстве водоема формируются округлые блиноподобные образования из промоченного снега и обломков ледяных кристаллов. Размеры таких образований зависят от параметров волнения и интенсивности выпадения осадков и обычно не превышают 0,5 м. Эти образования и скопления снежуры при промерзании формируют толстые (3–10 см) блоки пористого снегового льда, сложенного кристаллами размером 0,5–2 мм. Переохлаждение охватывает довольно толстый слой воды, и между блоками разрастаются лучевые и дендритные выросты от кристаллов, расположенных в краевых частях блоков.

Взаимопроникновение таких выростов ограничивает относительные смещения блоков и тем самым понижает волнение воды. В пространстве между блоками образуется средне- и крупнозернистый лед аллотриоморфной структуры, сложенный удлинёнными пластинчатыми кристаллами с хаотичной ориентацией оптических осей. В результате поверхностный слой ледового покрова, формировавшегося в таких условиях, оказывается сложенным льдом двух основных типов: 1) мелко- и среднекристаллическим пористым

льдом с кристаллами изометричной формы и с хаотичным расположением осей *C*; 2) крупно- и среднекристаллическим льдом с кристаллами удлиненной формы, но также с хаотичным расположением осей *C*.

Формирование льда на водотоках, особенно в области быстрого течения, связано с аналогичными явлениями. Скопления обломков ледяных кристаллов и снежуры в зонах относительного затишья дают начало формированию мелкозернистого пористого льда с хаотичной ориентацией осей *C*. Разрастание этих ледяных образований может происходить как за счет дальнейшего накопления снежуры и ледяных обломков, так и в результате роста ледяных кристаллов в сторону свободной поверхности водотока. В последнем случае происходит формирование крупнокристаллического прозрачного льда, сложенного удлиненными кристаллами с хаотичной ориентацией осей *C* [8, 28].

В водотоках с сильным течением переохлаждение воды при отрицательной температуре воздуха может охватывать значительную часть толщи воды, вследствие чего развитие ледяных кристаллов становится возможным как в случае возникновения или закрепления их на неровностях русла (донный лед), так и при транспортировке их переохлажденной водой (внутриводный лед) [8, 16, 20]. Формирование внутриводного льда может быть связано с зарождением кристаллов льда на транспортируемых водой механических примесях и с разрастанием выпадающих твердых осадков, замерзших в воздухе капель воды, обломков дендритных кристаллов, образовавшихся в прибрежных зонах и на крупных предметах, которые омываются переохлажденной водой.

Зарождение и рост кристаллов льда на неоднородностях поверхности ложа (валуны, затонувшие предметы и пр.), а также скопление и смерзание внутриводного льда у препятствий внутри водотока дают начало донному льду, всплывание которого может вести к появлению в ледяном покрове участков со специфичным строением. Лед в пределах таких участков обычно неравномернозернистый и характеризуется пониженным по сравнению со снеговым льдом содержанием воздушных включений и высоким со-

держанием инородного, главным образом минерального, материала.

В зависимости от термодинамических условий ледостава — состояния поверхности водоема, источника центров кристаллизации и сопутствующей гидрометеорологической обстановки — формируется ледяной покров, структуру поверхностного слоя которого можно охарактеризовать одним из трех основных типов: 1) лед неравномернозернистый с крупными кристаллами удлиненной формы и хаотичной ориентацией осей *C*; 2) лед мелко- и среднезернистый, сложенный изометричными кристаллами с преимущественной вертикальной или горизонтальной ориентацией осей *C*; 3) лед неоднородного строения с хаотичной ориентацией осей *C*, на одних участках с изометричными кристаллами, мелко- и среднезернистый, на других с удлиненными кристаллами, крупнозернистый (таблица). Лед первого типа характерен для тонких корок, образование которых связано с охлаждением поверхности воды за счет испарения и радиационного теплообмена. Лед второго типа формируется обычно из осаждающихся ледяных кристаллов тумана испарения при резком понижении температуры или при спокойном выпадении снега на поверхность замерзающего водоема. Лед третьего типа образуется при динамичном состоянии поверхности воды, т.е. на участках быстрого течения на водотоках, а также на водоемах при метелях и сильном ветре.

Рост ледового покрова. После формирования поверхностного слоя льда разрастание кристаллов может происходить лишь за счет их однонаправленного (ортотропного) роста в глубь водоема, т.е. в условиях стесненного развития в ортогональных направлениях. Разрастание в этих направлениях может происходить лишь вследствие более быстрого роста некоторых кристаллов в основном направлении (вертикальном) по сравнению с соседними кристаллами.

Модель кластерного строения воды, опирающаяся на кинетическую теорию предпереходных явлений в жидкости, предполагает возможность роста кристаллов за счет присоединения отдельных кластеров [7, 8]

Зависимость структуры льда в поверхностном слое ледового покрова от термодинамических условий ледостава

Состояние поверхности водоема	Спокойное		Динамичное	
	Поверхностный слой воды	Атмосфера		Поступление с других участков водоема
Источники центров кристаллизации				
Сопутствующие гидрометеорологические явления и процессы	Радиационное охлаждение воды. Интенсивное испарение	Туман испарения	Твердые осадки	Замерзание капель воды
Структура поверхностного слоя льда	I. Неравномернозернистая, с крупными удлиненными кристаллами и с хаотичной ориентацией осей <i>C</i>	II. Мелко- и среднезернистая, с изометричными кристаллами и с преимущественной (вертикальной или горизонтальной) ориентацией осей <i>C</i>		III. Неоднородная, состоящая из: 1) мелко- и среднезернистого льда с хаотичной ориентацией осей <i>C</i> ; 2) крупнозернистого льда с удлиненными кристаллами и хаотичной ориентацией осей <i>C</i>

(микроблочного механизма, по Е.С. Федорову, 1916). При объемной концентрации кластеров 10^{21} моль $^{-1}$ у поверхности раздела находится до 10^{13} см $^{-2}$ произвольно ориентированных кластеров, время переориентации которых составляет около 10^{-10} с при 0 °С. Кластер может присоединиться к растущей грани кристалла с формированием поверхности срастания, свободная поверхностная энергия $\gamma_{\text{лк}}$ которой в зависимости от степени рассогласования квазирешетки кластера и решетки кристалла может составлять 0—65 эрг/см 2 . Последнее значение соответствует поверхностной энергии контактирующих граней соседних кристаллов льда и отвечает случаю, когда присоединение кластера может привести к формированию нового кристалла. Согласно теории кластерного роста, степень возможного несогласования определяется переохлаждением воды ΔT , а теоретическое выражение для скорости v роста льда хорошо согласуется с имеющимися экспериментальными данными [7]:

$$v = 0,053 (\Delta T)^{1,75} \text{ см} \cdot \text{с}. \quad (2)$$

В естественных условиях нарастание ледового покрова протекает при нестационарном, постоянно меняющемся термическом режиме. Это служит причиной закономерных или случайных изменений переохлаждения воды у фронта кристаллизации и ведет к изменению скорости роста кристаллов. Условия теплового взаимодействия на границе раздела лед—вода соответствуют [2]

$$T_{\text{гр.л}} = T_{\text{гр.в}} \text{ и } \lambda_{\text{л}}(\partial T/\partial z)_{\text{л}} = LV\rho - \lambda_{\text{в}}(\partial T/\partial z)_{\text{в}},$$

где $T_{\text{гр.л}}$ и $T_{\text{гр.в}}$ — температура льда и воды на границе раздела соответственно, $\lambda_{\text{л}}$ и $\lambda_{\text{в}}$ — теплопроводность льда и воды соответственно, $(\partial T/\partial z)_{\text{л}}$ и $(\partial T/\partial z)_{\text{в}}$ — градиенты температуры во льду и в воде, L — теплота фазового перехода, V — скорость роста льда, ρ — плотность льда. При наиболее вероятных значениях градиентов температуры скорость роста ледового покрова имеет значения 10^{-4} — 10^{-5} см/с, что близко соответствует измеренным значениям скорости прироста толщины ледового покрова в естественных условиях [8]:

$$V = 7,7 \cdot 10^{-5} \cdot (\text{grad} T)_{\text{сл}}, \quad (3)$$

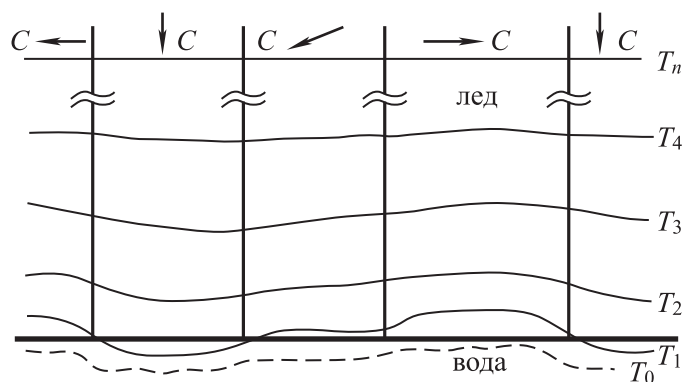


Рис. 4. Положение термоизоплет в ледяном покрове при показанной схеме ориентации С-осей кристаллов и плоском фронте кристаллизации

где $(\text{grad} T)_{\text{сл}}$ — среднезимний градиент температуры в снежно-ледяном покрове водоема.

Используя теоретическую зависимость скорости роста льда от переохлаждения воды (2) и данные о скорости прироста толщины ледового покрова (3), получим следующее соотношение между градиентом температуры $(\text{grad} T)_{\text{л}}$ и переохлаждением воды у фронта кристаллизации $\Delta T_{\text{в}}$ в натуральных условиях:

$$\Delta T_{\text{в}} = 2,2 \cdot 10^{-2} \cdot (\text{grad} T)_{\text{сл}}^{0,57}. \quad (4)$$

Формирование структуры ледового покрова при ортотропном росте кристаллов льда. Уравнение (4) позволяет оценивать величину переохлаждения воды на фазовой границе лед—вода и прогнозировать возможные изменения скорости роста и структуры ледового покрова (выклинивание и разрастание кристаллов) на этапе ортотропного роста кристаллов по мере продвижения фронта кристаллизации и изменения градиента температуры в ледовом покрове.

Анизотропия теплопроводности льда (теплопроводность в направлении главной (С) оси на 3—10% выше, чем в перпендикулярном направлении (А-оси), т.е. $\lambda_{\text{С}} = (1,03 \div 1,1) \lambda_{\text{А}}$ [2]) предполагает, что в случае плоской поверхности раздела лед—вода переохлаждение перед С-кристаллами (ось С расположена вертикально) должно быть больше, чем перед А-кристаллами (ось С расположена горизонтально), и вследствие этого происходит более быстрый рост С-кристаллов (рис. 4).

Однако помимо анизотропии теплопроводности лед характеризуется анизотропией скорости роста, согласно которой скорость роста А-кристаллов при равном переохлаждении должна быть больше, чем С-кристаллов [8, 10]. Каждый из этих факторов действует независимо от другого, т.е. мы имеем суперпозицию анизотропии скорости роста и анизотропии теплопроводности в основных кристаллографических направлениях, а выклинивание—разрастание С- и А-кристаллов в процессе роста ледового покрова определяется не только величиной переохлаждения, но и соотношением переохлаждения перед соседними кристаллами. С одинаковой скоростью они растут лишь при условии, что перед С-кристаллами переохлаждение на 3—10% больше, чем перед А-кристаллами [10].

При высоких значениях градиента температуры $(\text{grad} T \geq 2 \text{ град/см})$ соотношение переохлаждения перед соседними кристаллами составляет $\Delta T_{\text{С}} \leq 1,01 \Delta T_{\text{А}}$, этого недостаточно для присоединения кластеров к С-кристаллам с такой же интенсивностью, как и к А-кристаллам. В результате С-кристаллы отстают в росте, а выступающие относительно соседних кристаллов грани А-кристаллов получают возможность для разрастания в направлении отстающих кристаллов, ограничивая тем самым площадь их поперечного сечения.

По мере роста толщины ледового покрытия и уменьшения градиента температуры переохлаждение воды перед фронтом кристаллизации снижается, но соотношение $(\Delta T_{\text{С}}/\Delta T_{\text{А}})$ между переохлаждением воды

перед C - и A -кристаллами при этом постепенно возрастает, т.е. увеличивается роль анизотропии теплопроводности, и соотношение значений скорости роста (V_C/V_A) все более приближается к 1. При $\Delta T_C = 1,03\Delta T_A$ рост C - и A -кристаллов происходит с одинаковой скоростью. При дальнейшем снижении градиента температуры и уменьшении переохлаждения воды перед фронтом кристаллизации скорость роста C -кристаллов (V_C) начинает превышать скорость роста A -кристаллов (V_A), вследствие чего фронт кристаллизации сначала выравнивается, а затем вперед выдвигаются уже C -кристаллы (рис. 5). При $\Delta T_C \geq 1,1\Delta T_A$ выступающие над соседними кристаллами грани C -кристаллов разрастаются со скоростью, близкой фронтальной скорости роста C -кристалла. Дальнейшее разрастание C -кристаллов ведет к выклиниванию иначе ориентированных кристаллов и формированию ледового покрова, сложенного кристаллами призматической формы, ориентация осей C которых совпадает с удлинением кристаллов и с направлением теплового потока.

Выводы:

— переохлаждение воды ΔT , необходимое для формирования ледового покрова, определяется составом осаждающихся аэрозольных частиц или частиц, находящихся в поверхностном слое водоема, их размером и временем нахождения в слое переохлаждения, что предполагает возможность управлять процессом формирования ледового покрова;

— строение поверхностного слоя ледового покрова водоемов и водотоков в зависимости от метеорологической обстановки, состояния его поверхности в период ледостава и источников центров кристаллизации можно подразделить на три основных типа: а) лед неравномернотернистый, с крупными кристаллами удлиненной и неправильной формы и хаотичной ориентацией осей C , характерен для ледостава, происходящего при интенсивном охлаждении поверхности воды за счет испарения и радиационного теплообмена; б) лед мелко- и среднетернистый, сложенный изометричными кристаллами с вертикальной или горизонтальной ориентацией осей C , сформировавшимися при спокойном выпадении снега на поверхность замерзающего водоема или осадении ледяных кристаллов из тумана испарения при адвекции холодных воздушных масс; в) лед неоднородного строения с хаотичной ориентацией осей C , на одних участках мелко- и среднетернистый с изометричными кристаллами, на других крупнотернистый с удлиненными кристаллами, образующийся при динамичном состоянии поверхности воды, при метелях и сильном ветре, а также на участках быстрого течения на водотоках;

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров Л.Н. Кинетика образования и структуры твердых слоев. Новосибирск: Наука, 1972. 227 с.
2. Богородский В.В., Гаврило В.П. Лед. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 384 с.

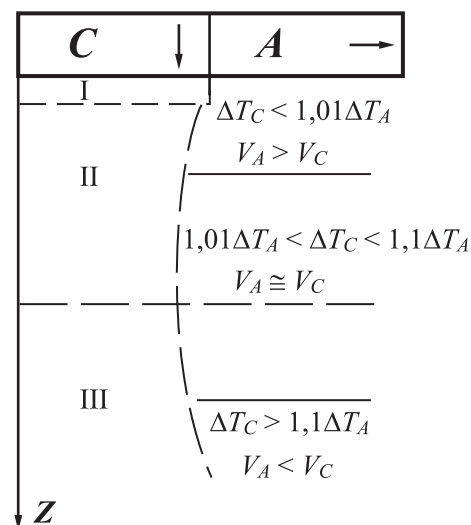


Рис. 5. Стадии формирования ледового покрова и соотношения переохлаждения перед C - и A -кристаллами, скорости их роста и вектора выклинивания с учетом суперпозиции анизотропии скорости роста и анизотропии теплопроводности кристаллов льда

— изменения строения ледового покрова связаны с разрастанием—выклиниванием кристаллов вследствие формирования неплоского фронта кристаллизации и разрастания в ортогональном направлении боковых граней кристаллов, выдвинувшихся относительно соседних, ориентированных иначе. Разрастание и выклинивание кристаллов обусловлено суперпозицией анизотропии теплопроводности и скорости роста соседних кристаллов и ведет к возникновению преимущественной ориентации, отличной от средней ориентации кристаллов в поверхностном слое. Оценка переохлаждения воды на фазовой границе лед—вода и изменений структуры ледового покрова по мере его роста возможна на основе сведений о градиенте температуры в снежно-ледяном покрове;

— строение поверхностного слоя льда наследуется формирующимся ледовым покровом, поэтому сведения об условиях ледостава и последующего роста позволяют оценивать возможные изменения строения и свойств ледового покрова по глубине [3, 5] либо решать обратную задачу, т.е. реконструировать условия формирования льда на основе сведений о его строении. Так, в конжеляционном льду над оз. Восток в Антарктиде зафиксировано разрастание кристаллов до размеров >1 м, поэтому сведения об ориентации C -осей этих кристаллов могут служить необходимой информацией для оценки градиентов температуры, существовавших во время их роста и скорости роста льда.

Выражаю благодарность Д.М. Фролову за помощь в подготовке статьи к публикации.

3. Войтковский К.Ф., Голубев В.Н. Зависимость механических свойств льда от условий его образования // II Междунар. конф. по мерзлотоведению: Докл. и сообщ. Вып. 4. Якутск: Якутское кн. изд-во, 1973. С. 7—16.

4. Голубев В.Н. Условия возникновения льда на границе твердого тела и воды // Гляциологические исследования. № 26. М.: Радио и связь, 1981. С. 16—21.
5. Голубев В.Н. Прогнозирование условий возникновения, структуры и прочности ледяных покрытий на поверхности твердых тел // Проблемы инженерной гляциологии. Новосибирск: Наука, 1986. С. 121—128.
6. Голубев В.Н. Теоретические основы конжеляционного льдообразования в криосфере Земли // Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике. Новосибирск: Наука, 1997. С. 129—134.
7. Голубев В.Н. Рост кристаллов льда в переохлажденной воде // Мат-лы гляциол. исследований. 1998. № 86. С. 11—16.
8. Голубев В.Н. Структурное ледоведение. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999; 2-е изд. 2000.
9. Голубев В.Н. Зарождение и рост льда на поверхности водоемов // Мат-лы гляциол. исследований. 2001. № 91. С. 149—157.
10. Голубев В.Н. Закономерности ортотропного роста льда // География и окружающая среда. СПб.: Наука, 2003. С. 166—177.
11. Голубев В.Н. Глобальная роль конжеляционных льдов // География, общество, окружающая среда. Т. 1. Структура, динамика и эволюция природных геосистем. М.: Изд. дом "Городец", 2004. С. 311—323.
12. Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: Изд-во Главсевморпути, 1945. 360 с.
13. Кондратьев К.Я., Поздняков Д.В. Аэрозольные модели атмосферы. М.: Наука, 1981. 104 с.
14. Молчанов И.В. О строении и структуре озерного льда в связи с метеорологическими условиями // Изв. Росс. гидр. ин-та. 1925. № 14. С. 17—29.
15. Пивоваров А.А. Термика замерзающих водоемов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. 156 с.
16. Пиотрович В.В. О применении гидрофобных веществ для борьбы с образованием внутриводного льда на сооружениях ГЭС и водопроводов // Метеорология и гидрология. 1969. № 10. С. 64—68.
17. Савельев Б.А. Строение, состав и свойства ледового покрова морских и пресных водоемов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1963. 541 с.
18. Стрикленд-Констэбл Р.Ф. Кинетика и механизм кристаллизации. Л.: Недра, 1971. 310 с.
19. Черепанов Н.В. Классификация льдов природных водоемов // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 331. С. 77—99.
20. Чижов А.Н. Образование внутриводного льда и формирование шугохода на горных реках // Тр. ГГИ. 1962. Вып. 93. С. 3—23.
21. Benson B., Magnuson J. Global lake and river ice phenology database. Boulder: National Snow and Ice Data Center / World Data Center for Glaciology, 2000 (updated 2006). Digital media.
22. Golubev V.N. The ice formation in ground freezing // Ground Freezing 97 / Ed. S. Knutsson. Rotterdam: Balkema, 1997. P. 87—91.
23. Hendricks Franssen H.-J., Scherrer S.C. Freezing of lakes on the Swiss plateau in the period 1901—2006 // Intern. J. Climatology. 2008. Vol. 28, N 4. P. 421—433.
24. Korhonen J. Long-term changes in lake ice cover in Finland // Nordic Hydrology. 2006. Vol. 37. P. 347—363.
25. Livingstone D.M. Break-up dates of Alpine lakes as proxy data for local and regional mean surface air temperatures // Climatic Change. 1997. Vol. 37. P. 407—439.
26. Lyons J.B., Stoiber R.E. Orientation fabrics in lake ice // J. Glaciology. 1962. Vol. 4, N 33. P. 367—370.
27. Magnuson J.J., Robertson D.M., Benson B.J. et al. Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere // Science. 2000. Vol. 289. P. 1743—1746.
28. Michel B., Ramseier R.O. Classification of river and lake ice // Canad. Geotechn. J. 1971. Vol. 8, N 1. P. 36—45.
29. Muguruma J., Kikuchi K. The origin of vertical C-axis ice on Peters Lake, Alaska // J. Glaciol. 1964. Vol. 39, N 5. P. 372—374.
30. Palecki M.A., Barry R.G. Freeze-up and break-up of lakes as an index of temperature changes during the transition seasons: a case study for Finland // J. of Climate and Applied Meteorology. 1986. Vol. 25. P. 893—902.

Поступила в редакцию
12.09.2013

V.N. Golubev

FORMATION OF ICE COVER ON FRESH-WATER RESERVOIRS AND WATER COURSES

Role of the state of water surface (quiet or dynamic), associated hydrometeorological phenomena and processes, and the source of crystallization centers for ice cover formation and spreading as well as for the structure of its surface layer is described. Systematization of thermodynamic conditions of ice cover formation (according to field observations and analytical studies) made it possible to identify three principal types of the structure of the surface layer of ice cover. Changes of ice structure in the underlying strata depend on the variations of thermodynamic conditions on the ice cover surface, as well as the superposition of thermal conductivity anisotropy and that of ice crystals growth rate.

Key words: water, supercooling, crystallization, ice, growth, thermal conductivity, structure.