

ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ ОЗЕР КАРЕЛИИ

Т. В. Ефремова, Г. Э. Здоровеннова, Н. И. Пальшин

Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН

ВВЕДЕНИЕ

Ледовый режим – особенности и изменение во времени процессов возникновения, развития и разрушения ледяных образований на водных объектах. Ледовый режим оказывает значительное влияние, прежде всего, на судоходство, качество воды, озерную экологию, рыболовство, рекреацию. С установлением ледостава резко изменяются условия теплообмена с атмосферой. Ледовый покров задерживает газовый обмен через поверхность воды и уменьшает проникновение солнечной радиации, необходимой для фотосинтеза. Результирующее уменьшение растворенного кислорода негативно сказывается на озерных экосистемах, а в экстремальных ситуациях (особенно на мелких водоемах) может вызывать заморы рыбы.

Установление и развитие ледового покрова являются результатом погодных условий (прежде всего температуры воздуха) и, следовательно, могут служить индикаторами климата и климатических изменений. В условиях глобального потепления сокращение сроков ледового покрова может оказывать сильное влияние на зимнюю экологию из-за нарушения стабильности окружающей среды, необходимой для различных уровней пищевых цепей. Это может привести как к позитивным, так и к негативным последствиям распространения и даже выживаемости некоторых видов.

В ледовом режиме водоемов различают три периода: замерзание, ледостав и вскрытие, продолжительность которых определяется метеорологическими, а также морфометрическими характеристиками данного водоема.

В работе обобщены опубликованные натурные данные ледовых характеристик по 38 озерам Карелии с начала XX в. по 1989 г. (Гидрологические ежегодники. 1936–1989; Многолетние данные..., 1986, 1987). Наблюдения проводились на озерных постах в прибрежной зоне от начала ледовых явлений осенью до их окончания весной. Ряды по измерениям температуры воды в этих водоемах неоднородны и имеют различную длину от 11 до 58 лет, причем на 59% озер наблюдения проводились более 40 лет, а на 19% озер – менее 20 лет. Самые ранние опубликованные наблюдения за ледовыми явлениями имеются для озер Гимольского (1912 г.), Верхнего Куйто (1912 г.), Выгозера

(1913 г.), Сандаля (1914 г.). Среднемесячные данные о температуре воздуха соответствовали периодам ледовых наблюдений. Каждому озеру подбиралась ближайшая репрезентативная метеостанция, использовались данные 19 станций.

ЗАМЕРЗАНИЕ ОЗЕР

За начало осенних ледовых явлений принята дата появления любых устойчивых ледяных образований (заберегов, плавучего льда и т. п.), а за начало ледостава принята дата образования устойчивого ледяного покрова (продолжительностью не менее 20 дней). На большинстве озер исследуемого региона озерные ледовые образования появляются в период перехода температуры воздуха через 0 °С, на северных озерах, как правило, в третьей декаде октября, а на южных – во второй декаде ноября. Установление ледостава на озерах Карелии обычно происходит в ноябре – декабре. Анализ имеющихся материалов показал, что при увеличении географической широты на каждый 1° с. ш. (111 км) ледостав на однотипных озерах устанавливается на 2,3 сут раньше, а сроки очищения задерживаются на 3,4 сут. При увеличении высоты над уровнем моря на 100 м ледостав устанавливается раньше на ~9 сут, в то время как очищение водоемов ото льда запаздывает на ~5 сут.

Среднегодовое наступление ледостава варьируют от первой декады ноября для малых озер до первой декады декабря для глубоководных озер (рис. 1). Из имеющихся материалов наблюдений самый ранний ледостав наблюдался на оз. Выгозеро в 1916 г. – 10 октября. Поскольку до конца 30-х гг. прошлого века наблюдения проводились нерегулярно и на ограниченном числе озер, эти данные трудно сравнивать. Как правило, самые ранние сроки установления ледостава наблюдаются на малых водоемах во второй декаде октября. Самые поздние сроки установления ледостава на малых озерах – конец ноября – начало декабря, а на крупных глубоководных (Сегозеро, Пальезеро) – вторая декада января. На малых озерах, где тепловой запас и перемешивание невелики, а охлаждение по площади происходит почти равномерно, сплошной ледяной покров может образоваться почти одновременно на всей площади за счет смыкания заберегов,

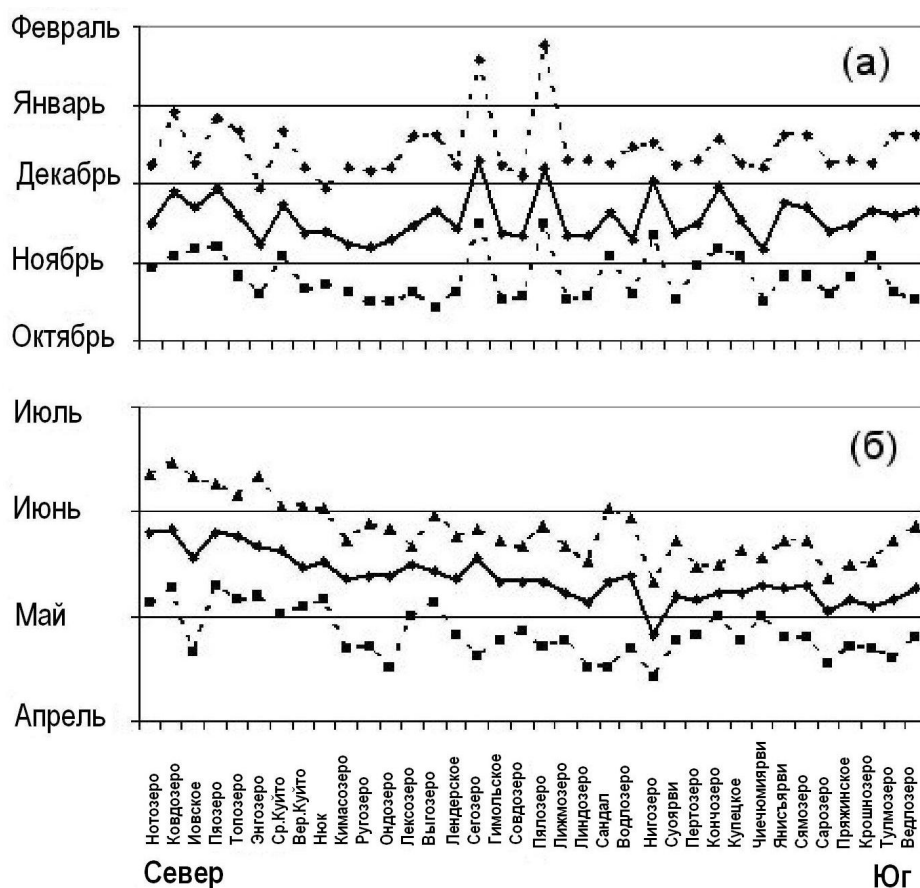


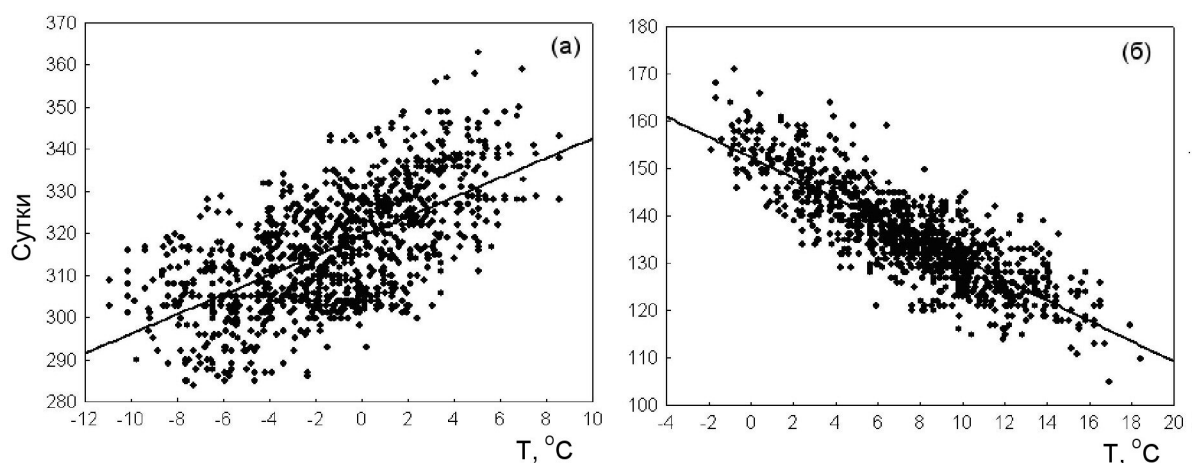
Рис. 1. Сроки наступления (а) и окончания (б) ледостава:

сплошная линия – среднемноголетняя дата, пунктирная линия – ранняя и поздняя даты.
Озера расположены с севера на юг

продвигающихся от берегов к центру озера. Если похолодание сохраняется, то возникновение первой ледяной корки является и установлением ледостава. На крупных глубоких озерах со сложной формой котловины, обладающих большим и неравномерно распределенным запасом тепла и подверженных сильному ветровому воздействию, установление ледостава происходит неодновременно по площади. На Онежском, Ладожском озерах интервал времени от появления первых ледяных образований до установления сплошного ледостава на отдельных участках может достигать до 20–45 сут, а общая продолжительность замерзания всего озера – до трех месяцев. На Онежском озере ледостав в среднем наступает 18 января и только в очень теплые зимы полный ледостав наступает в конце февраля. В умеренные зимы акватория Ладожского озера покрывается сплошным льдом в первой половине февраля, в суровые зимы – в конце января, а в теплые зимы ледовый покров озера составляет 50–60%. В среднем один раз в течение 4–5 лет Ладожское озеро не полностью покрывается льдом (Тихомиров, 1982).

Отрицательная сумма температур воздуха, необходимая для замерзания озера, варьирует в зависимости от его размеров. Для очень мелких озер достаточно сумма 20 градусо-дней, в то время как для глубоких – более 150–200 градусо-дней (Ресурсы..., 1972), для Онежского озера – 500 °С, а для Ладожского – 750–800 °С (Тихомиров, 1982).

Для установления связи между датой замерзания и температурой воздуха нами использовалась фиксированная средняя температура воздуха за определенный календарный период. Такая температура предпочтительнее, чем сумма отрицательных температур, в силу доступности материала. Как правило, даты установления ледостава наиболее тесно коррелируют с температурами воздуха за месяц или два до начала события. В результате проведенного анализа было установлено, что для озер рассматриваемого региона даты замерзания отражают климатические условия с октября по ноябрь (рис. 2, а). Отклонение средней температуры воздуха за два месяца в период, предшествующий развитию ледовых событий, на 1 °С от среднемноголетнего значения вызывает



Р и с . 2 . График связи даты установления ледостава и средней температуры воздуха (октябрь – ноябрь) (а); даты окончания ледостава и средней температуры воздуха (апрель – май) (б) за годы наблюдений

изменение в дате установления ледостава на 2,9 сут.

Таким образом, замерзание озер зависит от температуры воздуха и геометрических размеров водоема. Проведенный регрессионный анализ показал, что ключевым параметром для замерзания озер является их средняя глубина. В глубоком озере более высокие температуры воды в комбинации с большими глубинами (и связанная с этим большая теплоемкость) задерживают замерзание, и водоем интегрирует температуру воздуха за более длительный период. Естественно, чем меньше водоем, тем остывание его происходит быстрее. Это следует из формулы (Зайков, 1957), определяющей время t остывания столба воды высотой h до 0 °C:

$$t = \frac{h \cdot \theta}{Q},$$

где θ – средняя температура воды на вертикали, Q – теплоотдача воды.

Например, сроки установления ледостава для крупного глубоководного северного оз. Сегозеро (средняя глубина – 29 м, максимальная глубина – 103 м) и расположенного на пять с половиной градусов южнее оз. Валдайского (средняя глубина – 13,8 м; максимальная – 52,5 м) достаточно близки, что свидетельствует о существенном влиянии средней глубины озера на дату установления ледостава (рис. 3, а).

Никакие значимые соотношения между площадью поверхности озера и началом установления ледостава не найдены. С одной стороны, над озерами с большой площадью происходит усиление ветра, что способствует увеличению потерь тепла на испарение и выхолаживанию всей водной толщ озер. С другой стороны, из-за перемешивания нагревается приповерхностный

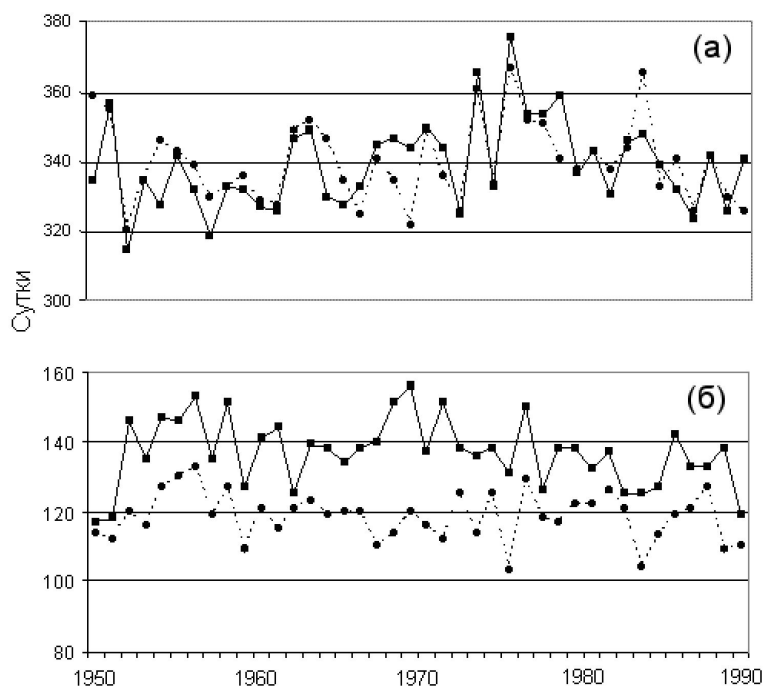
слой воды, а сам ветер, взламывая лед, механически препятствует образованию ледового покрова. В результате одни эффекты компенсируются другими.

Следовательно, дата установления ледостава является главным образом функцией температуры воздуха, географической широты, высоты над уровнем моря и средней глубины. Увеличение температуры и глубины вызывает более позднее установление ледового покрова, в то время как высота или широта при их увеличении приводят к более ранним срокам начала ледостава.

Данные о толщине льда (в сантиметрах) получены за период с 1944 по 1989 г. Наблюдения проводились обычно через 5–10 сут на прибрежных станциях. Наибольший прирост толщины льда наблюдается, как правило, в декабре-январе по мере увеличения суммы отрицательных температур воздуха, причем процесс нарастания льда происходит одновременно и снизу, и сверху. В дальнейшем с увеличением мощности ледяного покрова и высоты снега на нем интенсивность нарастания толщины льда замедляется (табл.). Наибольшая толщина льда на южных озерах наблюдается в третьей декаде марта, на северных озерах – в первой декаде апреля, и в среднем она равна на южных озерах 50–60 см, а на северных – 60–70 см. Наибольшая зарегистрированная за период наблюдений толщина льда составляла 108 см на оз. Пяозеро 5 апреля 1985 г.

СРЕДНЕМОГОЛЕТНЯЯ ТОЛЩИНА ЛЬДА НА КОНЕЦ МЕСЯЦА, см

	31 декабря	31 января	28 февраля	31 марта
Средняя	32	45	54	58
Минимальная	22	34	38	40
Максимальная	40	51	53	71



Р и с . 3 . Даты установления (а) и даты окончания (б) ледостава на оз. Сегозеро (сплошная линия) и оз. Валдайском (пунктирная линия)

Процессы роста льда на малых и крупных озерах различаются. В самых крупных водоемах преобладает образование кристаллического льда. В малых озерах из-за перегрузки льда снегом на поверхность выступает вода и при замерзании образуется белый лед. Общая толщина льда и его текстура зависят от суровости зимы и от количества атмосферных осадков. Часто между верхним и нижним льдом наблюдаются прослойки воды со снегом. В периоды образования белого льда кристаллический лед не растет. Толщина белого льда в малых озерах к концу зимы составляет 30–50%.

ВСКРЫТИЕ И ОЧИЩЕНИЕ ОЗЕР ОТО ЛЬДА

Весной с увеличением прихода тепла происходит таяние и разрушение льда, а затем и вскрытие водоема. Вскрытие водоема – длительный процесс. Таяние снежно-ледового покрова начинается с таяния снега и пропитывания его водой, что приводит к уменьшению альбедо снега (отношения отраженной радиации к падающей), в результате более значительная часть солнечной радиации проникает через лед, вызывая его таяние. После освобождения ледового покрова от снега начинается интенсивное стаивание льда сверху. Часть солнечной радиации может проникать через лед в воду, нагревая ее и вызывая таяние льда с нижней поверхности. Механизмы разрушения льда различны и определяются географическим по-

ложением водоема, погодными условиями, количеством тепла, проникающего через лед, в зависимости от структуры льда и снега. Для более мощного льда необходимо для таяния больше тепла, чем для тонкого. Таким образом, в годы с большей толщиной льда вскрытие водоема будет происходить позже, чем в средние годы.

За дату вскрытия, или окончания ледостава, принимается дата, предшествующая первой дате появления битого льда, начало дрейфа льда под действием ветра, ледохода. За дату очищения ото льда принят день, после которого ледовые явления в водоеме в данном сезоне уже не наблюдались. На малых водоемах лед обычно тает на месте, поэтому за дату окончания ледостава принят последний день с ледяным покровом, после которого площадь участков чистой воды составляет 30%. Среднемноголетнее окончание ледостава на исследованных северных озерах региона наступает на 2–3 недели позже (третья декада мая), чем на южных (первая декада мая). Самые поздние сроки окончания ледостава наблюдаются на северных озерах – первая декада июня. Самые ранние сроки – середина апреля (рис. 1, б). Период от даты вскрытия до даты очищения ото льда для малых озер в среднем составляет 3–5 дней. На крупных глубоководных озерах разрушение ледового покрова может продолжаться несколько недель. Так, период разрушения льда на Ладожском озере после зим с полным ледоставом начинается в среднем 25 апреля и продолжается

почти месяц. На Онежском озере этот период начинается в среднем 3 мая и длится 15–16 дней, редко превышая 20, а самый короткий период составлял 8 дней (Тихомиров, 1982).

Время окончания ледостава и очищения озера ото льда имеет большое экологическое значение, так как после исчезновения ледового покрова резко изменяются подводный световой режим, кислородные условия, питательный режим, влияющие на биопродуктивность водоема. Образование и разрушение льда – фундаментально различные процессы. Глубина – физически самая важная в образовании ледового покрова – почти не оказывает никакого влияния при его разрушении. Это утверждение хорошо иллюстрирует рис. 3. Так, если даты замерзания южного для данного региона оз. Валдайского и глубоководного оз. Сегозеро почти совпадают (рис. 3, а), то даты окончания ледостава на оз. Сегозеро наступают в среднем на 19 сут позже, чем на оз. Валдайском. Сроки очищения озер ото льда в основном связаны только с географической широтой. Как и даты начала ледостава, даты окончания ледостава хорошо коррелируют с температурой воздуха для данного региона за два месяца – апрель и май (рис. 2, б).

Продолжительность ледостава определялась от даты установления ледостава в предшествующем году до даты окончания в данном году. Когда замерзание происходит рано, то период ледового покрова, как правило, будет длиннее, чем при средних значениях. Среднепогодная продолжительность ледостава на северных озерах составляет в среднем 180–190 сут,

на южных – 160–170 сут. Максимальная продолжительность ледостава наблюдалась в оз. Энгзеро зимой 1971–1972 гг. – 231 день.

ИССЛЕДОВАНИЕ СНЕЖНО-ЛЕДОВОГО ПОКРОВА ОЗЕРА ВЕНДЮРСКОГО

Снежный и ледовый покров мелководного озера изучался сотрудниками лаборатории гидрофизики Института водных проблем Севера КарНЦ РАН на примере Вендюрского озера. В зимние месяцы 1994–2009 гг. изучалась структура и оптические свойства снежно-ледового покрова озера, а также проводились измерения потоков падающей, отраженной и проникающей под лед солнечной радиации. Описание использовавшихся приборов приведено в (Петров и др., 2005).

Озеро Вендюрское, находящееся в южной части Карелии (широта $62^{\circ}10'–62^{\circ}20' N$, долгота $33^{\circ}10'–33^{\circ}20' E$), – относительно небольшой (площадь зеркала $10,4 \text{ км}^2$) и мелководный (средняя и максимальная глубины 5,3 и 13,4 м, соответственно) водоем, принадлежащий к бассейну водной системы р. Суны. Котловина оз. Вендюрского ледникового происхождения, вытянута с запада на восток, длиной ~ 7 , шириной $\sim 1,5 \text{ км}$ (рис. 4).

Осенью озеро охлаждается в состоянии гомотермии под действием ветрового перемешивания и термической конвекции, обусловленной наличием максимума плотности пресной воды при температуре около $4^{\circ}C$. В предледоставный период озерная водная масса и верхний слой донных отложений теряют накопленное за лето

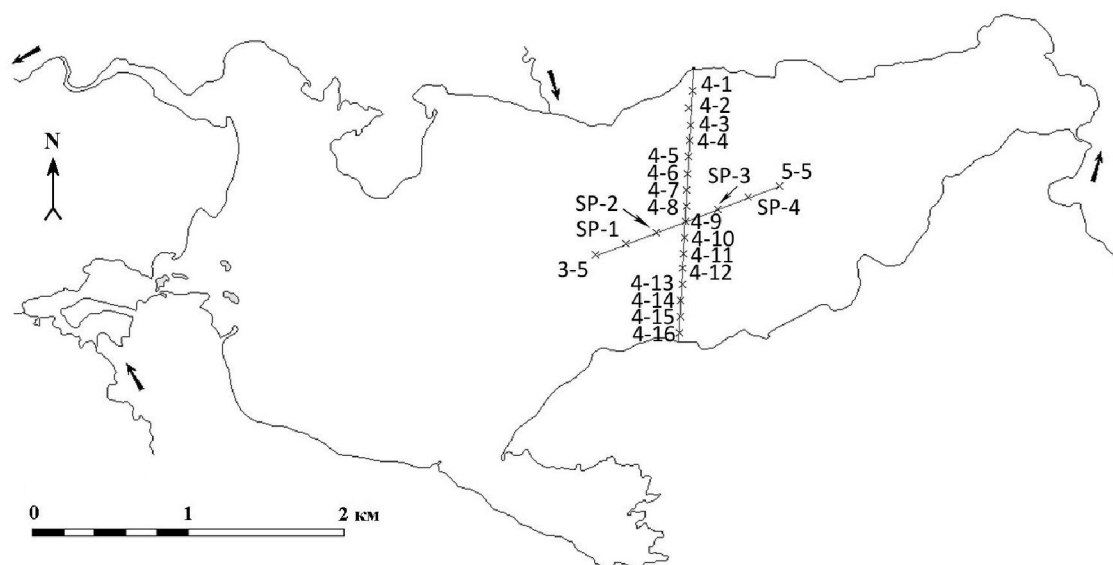


Рис. 4. Положение станций измерений толщины и описания структуры озерного снега и льда и станции актинометрических измерений (ст. 4-3)

тепло. Чем короче предледоставный период, тем меньшее количество тепла теряется донными отложениями и тем интенсивнее с началом ледостава нагревается озеро вследствие передачи тепла от донных отложений в воду. Чем выше температура водной массы озера непосредственно перед образованием льда, тем быстрее в первые дни ледостава выравнивается градиент на границе вода – донные отложения и тем медленнее в дальнейшем повышается температура воды. В момент, непосредственно предшествующий появлению льда, средняя температура столба воды в оз. Вендюрском в разные годы составляет 0,3–1,8 °С.

Данные многолетних наблюдений показывают, что ледовый покров на оз. Вендюрском обычно устанавливается в первой половине ноября, однако в отдельные годы это происходит позже (вторая половина ноября – начало декабря). Озеро освобождается ото льда 1–19 мая.

Продолжительность ледостава, таким образом, составляет ~150–190 сут.

На рис. 5 приведены фотографии, иллюстрирующие интенсивное выхолаживание водной массы оз. Вендюрского вечером 21 октября 2007 г. и появление утром 22 октября вдоль линии берега тонкого слоя кристаллического льда.

Ледовый покров оз. Вендюрского состоит из белого и кристаллического слоев. Кристаллический лед образуется в начале зимы. На его нижней границе поддерживается температура замерзания воды (0 °С). На границе льда с воздухом зимой температура редко поднимается выше нуля. Градиент температуры в толще льда определяет скорость его нарастания. В начале зимы при морозной погоде толщина кристаллического льда оз. Вендюрского увеличивается в день на 0,5–1,0 см. Формирование белого льда начинается во время снегопадов: в результате давления выпадающего снега на кристалличе-



Р и с . 5 . Интенсивное выхолаживание поверхностного слоя водной массы оз. Вендюрского вечером 21 октября 2007 г. (верхний левый снимок), появление вдоль линии берега тонкого слоя кристаллического льда утром 22 октября 2007 г. (верхний правый снимок), образец кристаллического льда с включением пузырьков воздуха (нижний левый снимок), покрытые инеем растения вблизи береговой линии озера (нижний правый снимок)

ский лед в нем образуются трещины, через которые вода выходит на поверхность. Вода пропитывает нижний слой снега, который со временем замерзает, образуя белый лед. К концу зимы образуется белый лед с многослойной структурой, включающий в себя иногда две-три прослойки воды со снегом. Толщина белого льда оз. Вендюрского к концу зимы достигает 0,1–0,3, а кристаллического составляет в среднем ~0,3–0,5 м (Петров и др., 2005). На протяжении всей зимы поверхность льда покрыта слоем снега, толщина которого достигает максимальных значений (0,3–0,4 м) в марте – начале апреля. К концу апреля снег практически повсеместно стаивает. На протяжении всех лет наблюдений на оз. Вендюрском фиксировалась существенная пространственная изменчивость толщины и структуры ледового покрова по площади озера (рис. 6, 7).

Процесс кристаллизации льда в озерах сопровождается выделением в воду растворенных в ней солей и газов. Химический анализ образцов льда на разных озерах показал, что в кристаллическом льду минеральных и органических веществ меньше, чем в озерной воде, в 5–10 раз, а содержание растворенного кислорода снижается в 3–4 раза. В белом льду концентрации химических веществ выше, чем в кристаллическом, но меньше, чем в воде.

Весной ведущая роль в тепловом бюджете озера переходит к проникающему под лед потоку солнечной радиации, величина которого зависит от толщины и структуры снежно-ледового покрова, его альбедо (отношения отраженной радиации к падающей), высоты Солнца и погодных условий. Весной погодные условия

над озером изменяются достаточно быстро, при этом существенно меняются оптические свойства его поверхности. В течение нескольких часов снежная буря может смениться солнечной малооблачной погодой, что наблюдалось 19 апреля 2008 г. (рис. 8).

Альбедо свежеснеженного льда приближается к 1,0, т. е. практически вся падающая на поверхность радиация отражается. Поскольку весной поток приходящей на поверхность озера солнечной радиации велик, выпавший снег быстро тает. Уже через несколько часов после снегопада на поверхности озера местами наблюдаются темные пятна (пропитавшийся водой снег), альбедо которых на 20–25% ниже альбедо окружающей заснеженной поверхности (рис. 9). При стаивании свежего снега альбедо поверхности уменьшается до 0,6–0,8, а к концу ледостава, когда на поверхности льда почти повсеместно появляется талая вода, – до 0,2–0,4 (Петров и др., 2005).

По данным актинометрических измерений в 1995–2009 гг. установлено, что в середине апреля потоки падающей и отраженной солнечной радиации на верхней границе снежно-ледового покрова оз. Вендюрского составляют 500–800 и 200–500 Вт м⁻², соответственно. Поток солнечной радиации, проникающей в воду, в середине апреля составляет 2–20, в последней декаде апреля – 50–120 Вт м⁻².

Для оценки степени ослабления солнечной радиации снегом и льдом в апреле 2004, 2005 и 2007 гг. проводились серии экспериментов с образцами озерного снега и льда. Измерения падающей и отраженной солнечной радиации проводились на поверхности снега и льда.



Рис. 6. Изменение толщины снежно-ледового покрова оз. Вендюрского вдоль поперечного (станции через 100 м) и продольного (через 250 м) разрезов 18.04.2006 г.:

1 – снег, 2 – белый лед, 3 – кристаллический лед



Рис. 7. Пространственная изменчивость толщины и структуры ледового покрова оз. Вендюрского 17–18 апреля 2005 г.



Рис. 8. Снежная буря над озером 19 апреля 2008 г. 11 ч 22 мин (левый снимок); после бури поверхность озера покрыта тонким слоем свежесыпавшего снега, 16 ч 22 мин (правый снимок)



Рис. 9. Изменение состояния поверхности оз. Вендюрского в течение 16 апреля 2008 г.: в 10 ч 32 мин заснеженная поверхность (левый снимок), в 13 ч 15 мин поверхность озера с темными пятнами (правый снимок)

Также измерялась солнечная радиация, прошедшая сквозь слои снега и льда разной толщины. На рис. 10 показано размещение пиранометра в снежном покрове и измерения падающей и отраженной радиации на поверхности снега 17 апреля 2005 г.

Из ледового покрова оз. Вендюрского в апреле 2005 и 2007 гг. выпиливались блоки льда. В эксперименте 2005 г. выпиленный блок льда был разделен на слои кристаллического и белого льда (рис. 11). Боковые грани блоков льда оборачивались черной бумагой (для предотвращения попадания на нижнюю границу блока рассеянного света). Затем блоки льда устанавливались на специальных конструкциях для дальнейшего измерения солнечной радиации на их нижних границах.

В эксперименте 2007 г. в период с 13 по 19 апреля было выпилено четыре блока льда, в нижних гранях которых высверливались отверстия разной глубины. В эти отверстия помещались датчики, фиксирующие проходящую через слои льда разной толщины солнечную радиацию (рис. 12).

Эффективный коэффициент ослабления (ЭКО) солнечной радиации в снежном и ледовом покровах был оценен исходя из предположения, что солнечная радиация снижается в них по закону Бугера-Ламберта:

$$I(z) = I(0)e^{-kz},$$

где $I(0)$, $I(z)$ – солнечная радиация на поверхности снежного или ледового покрова и на глубине z , Вт м⁻²; k – ЭКО солнечной радиации в слое снега или льда от поверхности до z , м⁻¹.

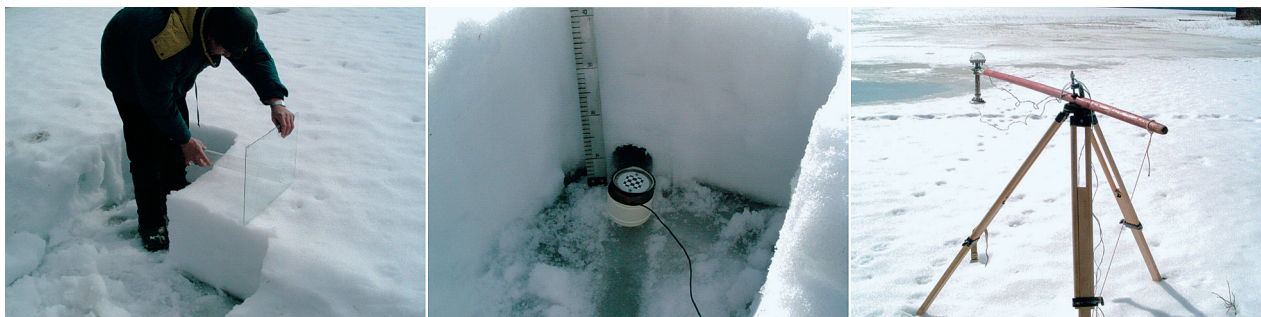


Рис. 10. Размещение пиранометра на нижней поверхности снежного покрова оз. Вендюрского 17 апреля 2005 г. (левый и центральный снимки) и измерение падающей и отраженной радиации на поверхности снега (правый снимок)



Рис. 11. Эксперимент 22 апреля 2005 г.: извлечение блока льда и измерение его толщины (верхние левый и центральный снимки); разделение слоев кристаллического и белого льда (верхний правый снимок); оборачивание блоков льда черной бумагой (нижний левый снимок); измерение падающей и отраженной радиации на верхней границе блоков льда (нижний центральный снимок); измерение радиации на нижней границе блоков льда (нижний правый снимок)



Рис. 12. Эксперимент 13 апреля 2007 г.: выпиливание и извлечение блока льда (верхние левый и центральный снимки); измерение его толщины (верхний правый снимок); высверливание отверстий в блоке льда (нижние левый и центральный снимки); размещение в отверстиях датчиков, измеряющих радиацию (нижний правый снимок)

В результате обработки полученных в ходе экспериментов данных было установлено, что слой снега толщиной 0,15–0,20 м и слой льда толщиной 0,40 м поглощают ~90 и 80% солнечной радиации, падающей на их верхнюю границу, соответственно. Среднее значение ЭКО снега составляет 11,3–11,7, белого льда – 6,8–8,0, кристаллического – 2,2–2,4, льда смешанной структуры (с разным соотношением белого и кристаллического) – 2,7–4,9 м⁻¹ (Петров и др., 2005).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальный анализ многолетних данных, проведенный в Институте водных проблем Севера по озерам различного размера, глубины и географического положения, позволил определить, какие из этих характеристик оказывают наибольшее влияние на дату начала ледостава, его окончания, продолжительности и толщину льда. Независимые входные переменные вклю-

чали климатические, географические и батиметрические параметры. Отмечено существенное различие процессов ледового образования и разрушения для крупных глубоководных и мелководных водоемов. На примере оз. Вендюрского показаны уникальные экспериментальные исследования, проводимые лабораторией гидрофизики, по изучению ледового режима мелководного озера. Проиллюстрированы эксперименты по изучению пространственно-временной изменчивости толщины и структуры снежно-ледового покрова, по определению степени поглощения солнечной радиации снегом и льдом, показана их зависимость от погодных условий. Установлены характерные значения эффективных коэффициентов ослабления для снега, белого и кристаллического льда.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 07-05-00351).

ЛИТЕРАТУРА

Гидрологический ежегодник. Л.: Гидрометеопиздат, 1936–1989.

Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Т. 1, вып. 5. Л.: Гидрометеопиздат, 1986. 688 с.; Т. 1, вып. 7. Л.: Гидрометеопиздат, 1987. 220 с.

Петров М. П., Тержевик А. Ю., Пальшин Н. И. и др. Поглощение солнечной радиации снежно-ледовым покровом озер // Водные ресурсы. 2005. Т. 32, № 5. С. 546–554.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 2: Карелия и Северо-Запад. Ч. 1. Л.: Гидрометеопиздат, 1972. 525 с.

Тихомиров А. И. Термика крупных озер. Л.: Наука, 1982. 232 с.