Р. В. Донченко

Ледовый режим рек СССР

Ленинград
Гидрометеоиздат
1987

УДК 556.535.5

Рецензент канд. техн. наук И. Н. Соколов

Излагаются физические основы процессов формирования и разрушения ледяного покрова на реках, механизм образования зажоров и заторов. Рассматриваются основные закономерности ледового режима рек СССР, типизируются процессы замерзания и вскрытия рек, характеризуется интенсивность нарастания толщины ледяного покрова в зависимости от условий ледообразования, приводятся карты распространения зажоров и заторов. Дается оценка изменений ледового режима рек под влиянием регулирования стока ГЭС, приводятся методы расчета характеристик ледового режима рек.

Книга рассчитана на гидрологов и гидротехников, занимающихся проектированием и исследованием гидрологического режима водных объектов.

The monograph "Ice regime of the USSR rivers" by R. V. Donchenko describes the physical principles of ice cover formation and break-up in rivers, the mechanism of ice dam and ice jam formation. The main laws of ice regime of the USSR rivers are discussed; the processes of river freeze-up and break-up are classified; the rate of ice-cover depth increase depending on the conditions of ice-cover formation is characterized; maps of ice dam and ice jam extension are shown. Changes in the ice regime of rivers under the effect of runoff control by hydro-electric power plants are evaluated, methods for the computation of ice regime characteristics are given.

The monograph is intended for hydrologists and hydraulic engineers engaged in various water projects.

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
Л-д 195196 Малоохтинский пр., 98

Д $\frac{1903030200\text{-}206}{069(02)\text{-}87}$ 29-87

© Гидрометеоиздат, 1987 г.

Предисловие

Ледовый режим рек характеризуется совокупностью повторяющихся процессов возникновения, развития и исчезновения льда. Закономерности его определяются в зависимости от климатических условий речных бассейнов, водности рек, морфологических характеристик русел и гидравлических свойств потока.

Ледовые явления имеют место почти на всех реках территории СССР, за исключением южного побережья Крыма, Ленкоранской и Колхидской низменностей и южной части Туркмении.

На большинстве рек ежегодно наблюдаются основные фазы ледового режима — замерзание, ледостав и вскрытие. Реки западных районов европейской части СССР, равнинной части Северного Кавказа и Средней Азии в годы с неустойчивым температурным режимом осенне-зимнего периода отличаются повторным замерзанием и вскрытием. На реках горных районов Кавказа и Средней Азии, расположенных южнее 44° с. ш., ледостав наблюдается крайне редко и только на отдельных участках.

Создание гидроэлектростанций и других гидротехнических сооружений вносит существенные изменения в ледовый режим рек. Вместе с этим при проектировании и эксплуатации гидротехнических сооружений возникает много инженерных задач, решение которых зависит от особенностей ледового режима, характера развития ледовых процессов. К числу таких задач относятся перекрытие русел рек, пропуск льда и шуги через стесненные перемычки русла, оценка термических и ледовых условий бьефов в связи с ледовыми затруднениями, а также воздействия ледяных образований на отдельные конструкции и др. Как известно, начало и окончание навигации на внутренних водных путях определяется сроками вскрытия и замерзания рек.

К настоящему времени имеются определенные достижения как в изучении процессов ледообразования, формирования и разрушения ледяного покрова, так и в разработке методов расчета и применения результатов исследований при решении практических задач.

Большой вклад в изучение ледового режима рек внесли Б. В. Проскуряков, В. С. Антонов, В. В. Баланин, В. П. Берденников, Ф. И. Быдин, С. Н. Булатов, Б. М. Гинзбург, Я. Л. Готлиб, А. М. Естифеев, А. Г. Колесников, К. Н. Коржавин, Б. П. Панов, А. И. Пехович, В. В. Пиотрович, К. И. Россинский, В. И. Синотин, И. Н. Соколов, В. А. Рымша, А. Н. Чижов, Л. Г. Шуляковский.

Результаты проведенных исследований опубликованы в виде многочисленных специальных статей в периодических изданиях и монографических обобщений, где отдельные вопросы рассматриваются весьма подробно. Однако работ, посвященных систематизации основных вопросов, входящих в круг исследований ледового

режима рек, мало. В связи с этим обобщение имеющихся исследований представляется своевременным и полезным для дальнейшего изучения ледовых явлений и разработки надежных количественных методов расчета и прогноза ледового режима рек.

Монография состоит из девяти глав. В первой главе дается краткий обзор изученности ледового режима рек. В последующих пяти главах последовательно рассматриваются вопросы ледообразования, формирования и разрушения ледяного покрова, образование зажоров и заторов. Приводятся количественные характеристики развития ледовых процессов, карты распространения ледовых явлений на реках СССР.

Седьмая глава посвящена оценке изменений ледового режима рек под влиянием регулирования стока. В этой главе излагаются особенности ледового режима водохранилищ и нижних бьефов. Рассматриваются изменения процессов замерзания и вскрытия рек, сроков и продолжительности ледовых явлений вследствие изменения зимнего стока, гидравлических и морфологических характеристик на зарегулированных участках рек.

Восьмая глава посвящена определению возможных изменений ледового и термического режима рек под влиянием территориального перераспределения речного стока. Отмечается, что изменение характеристик теплового стока, сроков и продолжительности ледовых явлений в значительной мере зависит от объема и режима изъятия части стока, места водозабора.

Завершает работу девятая глава, в которой изложены расчеты характеристик ледового режима рек.

В монографии использованы опубликованные в печати теоретические решения, натурные и экспериментальные данные, значительно дополненные результатами самостоятельных исследований автора и сотрудников гидрофизической лаборатории ГГИ. Использованы также данные зарубежных ученых.

Основные обозначения

A — коэффициент турбулентного обмена
a — количество льда на единицу поверхности, кг/м^2
b — ширина, м
C — коэффициент Шези
C_v — коэффициент вариации
$C_п$ — коэффициент цилиндрической жесткости
c — удельная теплоемкость, Дж/(кг·К)
d — диаметр кристалла, см
E — модуль упругости льда
e — влажность воздуха, гПа
F — площадь, м^2
Fr — число Фруда
f — коэффициент трения
g — ускорение свободного падения, м/с^2
H — уровень воды
$H_{зж}$ — зажорный уровень воды
$H_{зт}$ — заторный уровень воды
h — глубина, м
$h_а$ — толщина слоя активного перемешивания воды, м
$h_о$ — толщина слоя осадков, мм
$h_к$ — толщина кристалла льда, см
$h_л$ — толщина льда, м
$h_{сн}$ — высота снежного покрова, м
$h_ш$ — толщина слоя шуги, м
I — уклон водной поверхности
$I_р$ — уклон русла
k_v — коэффициент, учитывающий скорость движения кромки льда
$K_{зим}$ — зимний коэффициент расхода
$k_о$ — коэффициент ослабления теплообмена
$k_{у.о}$ — коэффициент упругого основания
L — удельная теплота фазового превращения, Дж/кг
l — длина, м
$l_{влн}$ — длина волны, м
$l_п$ — длина поля, м
M — коэффициент трансформации
m — масса, кг/м^3
$N_{зт(зж)}$ — количество льда в заторе (зажоре), м^3
$N_о$ — общая облачность
$N_н$ — нижняя облачность
$N_л$ — сток льда
$n_л$ — коэффициент шероховатости льда
$n_{пр}$ — приведенный коэффициент шероховатости (русла и льда)
P — интенсивность ледообразования, Дж/(см^3 · с)
Pr — число Прандтля
Q — расход воды, м^3/с
$Q_з$ — зимний расход воды, м^3/с
q — удельный расход подземных вод
$q_л$ — расход льда, кг/с
$q_{пр}$ — расход притоков, м^3/с
R — гидравлический радиус, м
$R_{кр.р}$ — радиус кривизны русла
r — альбедо воды
$r_л$ — альбедо льда

$r_{ш}$ — альбедо шуги
$r_{сн}$ — альбедо снега
S — тепловой поток с водной поверхности в атмосферу, Вт/м²
$S_{л}$ — тепловой поток с поверхности льда в атмосферу, Вт/м²
$S_{т}$ — тепловой поток при турбулентном теплообмене, Вт/м²
$S_{и}$ — тепловой поток при испарении, Вт/м²
$S'_{р}$ — тепловой поток солнечной радиации, Вт/м²
$S_{р}$ — радиационный тепловой поток, Вт/м²
$S_{п.р}$ — тепловой поток прямой солнечной радиации, Вт/м²
$S_{р.р}$ — тепловой поток рассеянной радиации, Вт/м²
$S_{эф}$ — тепловой поток эффективного излучения, Вт/м²
$S_{тр}$ — приток тепла за счет сил трения движущейся воды, Вт/м²
$S_{д}$ — тепловой поток от грунта дна, Вт/м²
$S_{о}$ — тепловой поток осадков, Вт/м²
$S_{гр.в}$ — тепловой поток грунтовых вод, Вт/м²
$S_{пр}$ — тепловой поток притоков, Вт/м²
T — абсолютная температура, °С
t — температура воды, °С
t_{0} — температура поверхности воды, °С
t_{2} — температура воздуха на высоте 2 м, °С
u — гидравлическая крупность, см/с
v — скорость течения, м/с
$v_{п}$ — поверхностная скорость течения, м/с
$v_{кр.л}$ — скорость движения кромки льда, м/с
w_{2} — скорость ветра на высоте 2 м, м/с
w_{10} — скорость ветра на высоте 10 м, м/с
x — длина разгона, м
x, y, z — пространственные координаты, м
$\alpha_{а}$ — коэффициент теплообмена водной поверхности с атмосферой, Вт/(м²·К)
$\alpha_{л}$ — степень покрытия водной поверхности льдом (шугой)
$\alpha_{в}$ — коэффициент теплообмена в водной массе, Вт/(м²·К)
$\alpha_{тр}$ — коэффициент сопротивления,
β — коэффициент расширения воды,
$\delta_{л}$ — пористость льда
$\delta_{ш}$ — пористость шуги
$\delta_{гр}$ — пористость грунта
$\delta_{зж(зт)}$ — пористость скоплений (зажорных, заторных)
ε — относительная поглощательная способность длинноволновой радиации (для воды $\varepsilon = 0{,}92$)
η — турбулентная теплопроводность, Вт/(м·К)
ϑ — эквивалентная температура воздуха, °С
λ — теплопроводность воды, Вт/(м·К)
$\lambda_{л}$ — теплопроводность льда, Вт/(м·К)
$\lambda_{ш}$ — теплопроводность шуги, Вт/(м·К)
$\lambda_{ш.л}$ — теплопроводность шугового льда, Вт/(м·К)
$\lambda_{сн}$ — теплопроводность снега, Вт/(м·К)
$\lambda_{гр}$ — теплопроводность грунта, Вт/(м·К)
$\mu_{т}$ — коэффициент внутреннего трения
μ — динамическая вязкость, Па·с
ν — кинетическая вязкость, м²/с
ξ — коэффициент бокового распора
ρ — плотность воды, кг/м³
$\rho_{л}$ — плотность льда, кг/м³
$\rho_{ш}$ — плотность шуги, кг/м³
$\rho_{сн.л}$ — плотность снежного льда, кг/м³
$\rho_{сн}$ — плотность снега, кг/м³
$\rho_{ш.л}$ — плотность шугового льда, кг/м³
σ — прочность льда, Па

$\sigma_Б$ — постоянная Стефана—Больцмана, равная $5{,}67 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м^2 · К^4)
τ — период, с
$\tau_з$ — период замерзания, сут
$\tau_в$ — период вскрытия, сут
φ — относительное разрушающее напряжение тающего льда
$\varphi_ш$ — коэффициент шугохода
ω — площадь поперечного сечения, м^2

Глава 1

Изученность ледового режима

1.1. Изученность ледового режима рек

Познание закономерностей ледового режима рек издавна привлекало внимание исследователей в связи с освоением водных путей, развитием гидроэнергетики и других видов хозяйственной деятельности.

Для изучения ледового режима рек применяются комплексные исследования, начиная от сетевых наблюдений за температурой воды и ледовыми явлениями, постановки и проведения специальных работ за развитием процессов ледообразования, формирования и разрушения ледяного покрова и кончая поисками строгих теоретических решений описания этих процессов, используемых для разработки методов расчета и прогноза.

Систематическое изучение ледового режима рек России началось с организации постоянно действующей сети водомерных постов в 80—90-е годы прошлого столетия. К этому периоду относятся и первые географические обобщения в виде карт средних сроков начала ледостава и весеннего ледохода, составленных М. А. Рыкачевым [154] и затем уточненных В. Б. Шостаковичем [187]. По мере развития и совершенствования сети станций и постов информация о ледовых явлениях на реках становилась более достоверной и надежной. Обобщения исследований зимнего режима и ледовых явлений на реках СССР даны в работах Е. В. Близняка, Ф. И. Быдина [29] и Б. П. Панова [130]. В настоящее время данные о ледовых явлениях за период от начала действия сети и по 1975 г. систематизированы и обобщены в составе таблиц ОГХ и в разделах по ледовому режиму справочников «Ресурсы поверхностных вод СССР».

Существенным вкладом в анализ и географическое обобщение сведений о ледовом режиме рек европейской и азиатской частей СССР явились исследования, выполненные Г. Р. Брегманом и Н. Ф. Виноградовой, Б. М. Гинзбургом, Л. К. Давыдовым и Н. М. Алюшинской при составлении Атласа ледовых явлений и других справочных изданий.

В исследованиях Б. М. Гинзбурга [43], выполненных на новой качественной и количественной основе данных наблюдений, впервые показана возможность построения кривых обеспеченности дат ледовых явлений и продолжительности периода отсутствия льда с помощью вычисления параметров уравнения кривой Пирсона III типа. Закономерности, выявленные путем географического обобщения параметров уравнения, позволяют рассчитывать кривые обеспеченности при недостаточности данных наблюдений.

Изучению процессов ледообразования, формирования и разрушения ледяного покрова на реках посвящено большое количество работ. Среди ранних исследований особое место занимают работы,

касающиеся выяснения природы образования внутриводного льда. Благодаря организации систематических исследований на реках в различных климатических районах России, а также постановке многочисленных лабораторных исследований по кристаллизации воды русские ученые дали правильное объяснение физической сущности загадочного явления. Большой вклад в эти исследования внес В. Я. Альтберг [6]. Он впервые показал определяющую роль теплообмена и перемешивания водных масс, способствующих переохлаждению воды и отводу тепла кристаллизации в процессе внутриводного ледообразования.

Дальнейшее развитие теории образования внутриводного льда нашло отражение в исследованиях В. А. Рымши [158], установившего распределение интенсивности ледообразования по глубине потока в зависимости от теплообмена и перемешивания водных масс, В. Я. Альтберга, Д. Н. Бибикова [21], Л. А. Букиной [31], В. В. Пиотровича [139], А. Н. Чижова [181], определивших форму и скорость роста кристаллов льда в условиях различного переохлаждения воды. Полное описание возникновения и роста кристаллов внутриводного льда в начальной стадии ледообразования дается на основании решения замкнутой системы уравнений в работе А. Г. Колесникова и В. И. Беляева [96]. Значительный интерес представляют различные подходы к изучению формирования кристаллических комплексов в процессе коагуляции и смерзания кристаллов в турбулентном потоке [60, 158, 159, 181]. Поиски необходимых решений предприняты в исследованиях Н. М. Абраменкова [1], показавшего пути применения кинематического уравнения для характеристики процесса формирования небольших комплексов.

Изучение режима охлаждения водных масс получило развитие благодаря применению уравнения теплового баланса, предложенного О. Девиком [200], Н. Н. Бернадским и Б. В. Проскуряковым [146]. Использование аналитических методов расчета позволило характеризовать интенсивность изменения температуры воды по длине реки и во времени. При этом расчет температуры воды производится либо непосредственно по уравнению теплового баланса, если градиент температуры воды по глубине мал (работы Н. М. Бернадского и Б. В. Проскурякова, В. А. Рымши, А. П. Браславского), либо по уравнению теплопроводности с использованием при его решении уравнения теплового баланса в качестве граничного условия (Д. Н. Бибиков, А. И. Пехович, Б. В. Проскуряков, К. И. Россинский, Л. Г. Шуляковский).

Более строгая постановка задачи охлаждения воды в потоке была сформулирована А. Г. Колесниковым и А. А. Пивоваровым [95, 138]. Путем решения системы уравнений, характеризующей тепловое взаимодействие водного потока с атмосферой и грунтом дна, а также в самой массе воды, получено выражение для определения температуры воды. Однако аналитическое решение оказалось довольно сложным и в связи с этим не имело широкого практического применения, за исключением упрощенного

варианта, когда русловой теплоприход небольшой, а теплообмен водной поверхности с атмосферой почти постоянный. Большое внимание уделялось исследованиям теплообмена водной поверхности с атмосферой в условиях отрицательной температуры воздуха. Расчетные формулы для определения составляющих теплового баланса, предложенные О. Девиком [200], неоднократно уточнялись на основании данных измерений теплопотерь с водной поверхности на реках СССР. В результате этих исследований были получены более надежные формулы для практических расчетов зимнего теплообмена (С. Н. Крицкий, М. Ф. Менкель и К. И. Россинский [108], В. А. Рымша и Р. В. Донченко [157]).

Исследования процессов замерзания горных и равнинных рек, проведенные В. С. Антоновым, Ф. И. Быдиным, С. Я. Вартазаровым, Я. Л. Готлибом, Р. В. Донченко, Р. А. Нежиховским, К. И. Россинским, В. А. Рымшей, А. Н. Чижовым, Л. Г. Шуляковским, позволили установить основные закономерности развития ледовых процессов в зависимости от водности рек, условий охлаждения и движения водных масс, а также разработать методы расчета количественных характеристик ледообразования и формирования ледяного покрова.

В прогностической практике широкое распространение получил метод Л. Г. Шуляковского [188], разработанный на основе анализа условий теплопередачи в потоке и теплообмена водной поверхности с атмосферой. Определение сроков замерзания производится с помощью эмпирической зависимости критической температуры воздуха от скорости течения.

В практике гидрологических расчетов нашли применение методы К. И. Россинского [151], В. А. Рымши [156], А. И. Пеховича [137], А. Н. Чижова [179], учитывающие сток льда и шуги за период замерзания реки. Особенности внутриводного ледообразования использованы В. А. Рымшей [159, 160] для характеристики процессов замерзания. Предложенная типизация ледовых процессов на основании исследований распределения интенсивности ледообразования по глубине потока и на водной поверхности позволяет определять характер и длительность ледообразования. Эти работы получили развитие в исследованиях Р. В. Донченко [70]. Установленная зависимость продолжительности периода замерзания от плотности теплового потока с водной поверхности в атмосферу, скорости течения и физических свойств льда и шуги используются для расчета сроков замерзания рек [71, 75].

Изменение толщины ледяного покрова в течение зимы исследовалось многими учеными [29, 38, 94, 108, 138, 161, 179, 194]. Большим вкладом в изучение процесса нарастания толщины ледяного покрова являются экспериментальные и теоретические исследования с использованием метода теплового баланса, выполненные В. В. Пиотровичем [139—141].

Для определения толщины льда предложены десятки эмпирических формул. Большинство из них связывает толщину льда с суммой отрицательных значений температуры воздуха за пред-

шествующий период. Влияние на рост толщины льда снежного покрова и притока тепла снизу учитывалось введением различных коэффициентов [26, 29, 85, 192].

Теоретические исследования процессов нарастания толщины льда, базирующиеся на соединении достаточно строгих уравнений теплопроводности с более или менее произвольными гипотезами, позволяют решать многие практические задачи. В настоящее время для расчета толщины льда применяются формулы, полученные путем интегрирования дифференциальных уравнений (К. И. Россинский [108], А. Г. Колесников и С. В. Лутковский [138], А. И. Пехович [138], А. Н. Чижов [184], Л. Г. Шуляковский [190]), или расчет производится непосредственно по дифференциальному уравнению для коротких промежутков времени (В. В. Пиотрович [140]).

Интересным и практически важным исследованиям процессов вскрытия рек уделялось значительное внимание. Большое число работ посвящено изучению разрушения ледяного покрова под влиянием тепловых и механических факторов (В. П. Берденников [18], Л. М. Качанов, К. Н. Коржавин [105], И. Е. Козицкий [92], В. А. Кореньков [104], Д. Н. Панфилов [132], В. В. Пиотрович [140], И. С. Песчанский [136]). Существенный вклад в изучение процессов вскрытия рек внесли С. Н. Булатов [35—37] и Л. Г. Шуляковский [193]. Результаты теоретических и экспериментальных исследований изменения прочностных характеристик ледяного покрова под влиянием радиационного тепла и энергии потока явились основой модели процесса разрушения ледяного покрова, созданной для обоснования методов расчета и прогноза сроков вскрытия рек. В дальнейшем теория процесса разрушения ледяного покрова получила развитие в исследованиях В. А. Бузина [33] и была использована для прогнозной оценки возможных изменений сроков вскрытия рек под влиянием изъятия части стока.

В исследованиях процессов замерзания и вскрытия рек большое внимание уделяется изучению зажорных и заторных явлений. До недавнего времени исследования ограничивались в основном сетевыми наблюдениями и лишь в отдельных случаях создавались специальные экспедиции. В последние десятилетия наряду с развитием натурных наблюдений с применением аэрометодов разрабатываются физические и математические модели, базирующиеся на уравнениях гидравлики и механики сыпучих сред. Существенно развиты представления о механизме образования зажоров и заторов в работах, выполненных В. П. Берденниковым [16—18], Б. В. Проскуряковым [146, 147], В. И. Синотиным [164, 165], И. Н. Соколовым [170], Г. И. Болотниковым [25], А. М. Филипповым [177, 178], Б. Мишелем [206—208], Е. Паризе [209, 210], М. Узунером и Д. Кеннеди [214, 215].

В настоящее время установлены основные факторы заторообразования (В. П. Берденников [17], В. А. Бузин [32], А. Н. Чижов [183]) и предложена типизация заторов по условиям их возникновения (Е. Г. Попов [145], А. С. Руднев [152]), строению

заторных скоплений (Ю. А. Деев [58]) и механизму образования (В. П. Берденников [16, 19], А. Н. Чижов [183]).

На основании анализа и обобщений данных, представленных в Каталоге заторных и зажорных участков рек СССР, установлены закономерности территориального распространения заторов и зажоров на реках (Р. В. Донченко, А. С. Коробко, Е. В. Щеголева [72, 73]).

Значительное внимание уделялось разработке методов расчета и прогноза максимальных зажорных и заторных уровней воды (В. А. Бузин [32, 33], Р. В. Донченко [64, 74], М. Н. Жукова [83], В. Н. Карнович [88, 89], И. Я. Лисер [114], Р. А. Нежиховский [126, 127], Л. Г. Шуляковский [193].

1.2. Изученность ледового режима водохранилищ

Исследование водохранилищ начинается в период их наполнения путем организации и проведения систематических наблюдений за элементами гидрологического режима, в том числе и ледовотермического.

Создание специализированной сети гидрометеорологических станций и постов производится Госкомгидрометом. Основная часть наблюдений и работ специализированных обсерваторий регламентируется планами и программами НИР. В состав работ входят наблюдения за процессами ледообразования, формирования и разрушения ледяного покрова. Производятся измерения толщины льда, толщины слоя и плотности снега, а кроме того, исследуется строение ледяного покрова и его структура. Наблюдения производятся на всех береговых станциях и постах, а также на рейдовых вертикалях и гидрологических разрезах.

Пункты стационарных наблюдений за ледовым режимом располагаются также в зоне выклинивания подпора и вблизи гидротехнических сооружений. В зоне выклинивания подпора производятся специальные наблюдения за условиями шугообразования, формированием зажоров и заторов. Вблизи гидротехнических сооружений производятся наблюдения за образованием внутриводного льда, а также за состоянием ледяного покрова и его воздействием на гидротехнические сооружения.

На крупных водохранилищах и более мелких водоемах, имеющих важное народнохозяйственное значение, производятся авианаблюдения (авиаразведки), которые дают представление о развитии ледовых явлений на всей акватории водохранилища, дополняют и уточняют данные наземных наблюдений, используются для установления сроков начала и окончания навигации, а кроме того, позволяют оценить репрезентативность стационарных пунктов наблюдений. Кстати, наблюдения на малых водохранилищах производятся в первые годы проектирующими организациями, а затем обслуживающим персоналом. Данные таких наблюдений используются главным образом для обеспечения нормальной эксплуатации ГЭС.

Материалы наблюдений, проводимых обсерваториями и станциями Госкомгидромета, публикуются в гидрологических ежегодниках и дополнениях к ним — «Материалах наблюдений на озерах и водохранилищах». Начиная с 1978 г. взамен гидрологического ежегодника издаются «Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши» в рамках Государственного водного кадастра.

В настоящее время на сети Госкомгидромета внедряется автоматизированная система обработки гидрологических данных на базе ЭВМ.

На основе анализа, систематизации и обобщения ежегодных данных наблюдений за режимом водохранилищ на станциях и постах Госкомгидромета за период от начала действия и по 1975 г. включительно опубликованы в виде сводных таблиц с пояснительным текстом «Основные гидрологические характеристики» (ОГХ). Кроме того, создана, серия монографий, представляющих собой научное обобщение о режиме водохранилищ применительно к вопросам практики использования водных ресурсов. При этом для крупнейших водоемов составлены справочники-монографии под общим названием «Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР».

Первой из этой серии была издана монография по гидрологическому режиму верхневолжских водохранилищ (1975 г.), в которой рассматривается комплекс гидрометеорологических элементов, включающий в себя и данные о термическом и ледовом режиме Верхневолжского, Иваньковского, Угличского, Шекснинского, Рыбинского и Горьковского водохранилищ [52, 55].

Ледовый режим верхневолжских водохранилищ изучен в разной степени. Наиболее детальные исследования проводились на Рыбинском водохранилище, и естественно, что его режим рассмотрен в монографии наиболее полно.

Затем была опубликована серия отдельных монографий по гидрометеорологическому режиму Волгоградского водохранилища (1976 г.), Цимлянского (1977 г), Куйбышевского и Саратовского (1978 г.) [56].

В этот же период (1976 г.) опубликована монография по гидрометеорологическому режиму днепровского каскада, в которой представлены характеристики ледового и термического режима Киевского, Кременчугского, Днепродзержинского, Днепровского и Каховского водохранилищ. Степень изученности и полнота материлов наблюдений по отдельным водохранилищам каскада различны. Более подробно исследовано Каховское водохранилище.

Позже были изданы монографии по сибирским водохранилищам — Братскому (1978 г.), Новосибирскому (1979 г.) и Иркутскому (1980 г.); водохранилищам Средней Азии (1985 г.), Кавказа и Кольского полуострова (1985 г.).

На основе анализа и обобщений материалов наблюдений по водохранилищам, находящихся в различных климатических районах СССР, получены количественные характеристики и

установлены закономерности процессов ледообразования, формирования и разрушения ледяного покрова в водохранилищах, а также дана оценка изменений ледового режима рек под влиянием подпорных сооружений (Р. В. Донченко [62], Б. М. Гинзбург [43]).

Как уже отмечалось выше, при подготовке монографии были обобщены данные не только стандартных наблюдений, проводившихся сетью станций и постов, но и специальных комплексных исследований, выполнявшихся в разные периоды гидрометеорологическими обсерваториями, институтами Госкомгидромета (ГГИ, Гидрометцентр СССР, ГГО) и других ведомств (Гидропроект, ВНИИГ, ЛИВТ) для обоснования расчетных схем и методов прогноза, а также для разработки мероприятий по борьбе с ледовыми затруднениями на ГЭС.

Материалы исследований зимнего режима первых волжских водохранилищ и системы канала Москва — Волга позволили С. Н. Крицкому, М. Ф. Менкелю и К. И. Россинскому [108] впервые разработать методику расчета ледо-термического режима вновь создаваемых средненапорных водохранилищ.

Большой вклад в изучение зимнего теплового режима водохранилищ внесли Б. В. Проскуряков, А. Г. Колесников, А. И. Пехович, В. В. Пиотрович, К. И. Россинский, Л. Г. Шуляковский.

Изучение процесса замерзания в зависимости от условий теплообмена и перемешивания масс воды позволило Рымше, Донченко [160], Пиотровичу [139] и Шуляковскому [188] разработать методы расчета характера, сроков и продолжительности замерзания водохранилищ.

Экспериментальные исследования интенсивности нарастания толщины ледяного покрова при различных гидрометеорологических условиях способствовали развитию и усовершенствованию теоретических методов расчета толщины льда. Методики, разработанные В. В. Пиотровичем [140], Л. Г. Шуляковским [198] и А. П. Браславским [26] на основе метода теплового баланса, позволяют достаточно надежно рассчитать толщину льда и ее изменение по акватории любого водохранилища.

Теоретические исследования механизма разрушения ледяного покрова под влиянием солнечной радиации и аэродинамической нагрузки на ледяной покров, создаваемой ветром, явились основой модели процесса вскрытия, предложенной С. Н. Булатовым, для разработки методов расчета и прогноза вскрытия водохранилищ, расположенных в различных физико-географических районах страны, с различным характером вскрытия.

Значительный интерес представляют исследования К. И. Россинского [151], А. И. Пеховича, Я. Л. Готлиба, В. М. Жидких и Н. М. Сокольникова [49], которые решили большое число важных гидротехнических задач, позволивших определить тепловой режим водохранилищ в зимний период и осветили термику водохранилищ СССР.

Интересные в научном и практическом отношениях результаты исследований ледового режима сибирских водохранилищ — Иркут-

ского, в период его наполнения [47], Новосибирского [106], а также глубоководных Братского [54] и Красноярского [49]. Особый интерес представляют данные исследований водохранилища Вилюйской ГЭС в районе развития многолетней мерзлоты [49].

Следует подчеркнуть важность работ по изучению воздействия ледяного покрова водохранилищ на гидротехнические сооружения. Обстоятельные теоретические и экспериментальные исследования, поставленные Б. В. Проскуряковым, К. Н. Коржавиным, В. П. Берденниковым, явились основой расчетной методики статического и динамического давления льда на водопропускные, водозаборные и судоходные сооружения и на опоры мостов, изложенной в нормативных документах. Значительное внимание уделялось изучению регулирования пропуска льда при сооружении и эксплуатации плотин. В результате многолетних исследований (Н. М. Сокольников, А. Ф. Васильев, Я. Л. Готлиб, В. А. Кореньков, И. Н. Соколов, Д. Ф. Панфилов, К. Н. Коржавин, В. К. Тройнин и др.) были разработаны рекомендации по пропуску льда через гребенки плотин, донные отверстия и строительные туннели.

Таким образом, к настоящему времени выполнены значительные теоретические, лабораторные и полевые исследования по изучению процессов теплообмена, формирования и разрушения ледяного покрова в водохранилищах, на основании которых разработаны существующие методы расчета и прогноза толщины льда, сроков и продолжительности замерзания, ледостава и вскрытия, а также мероприятия по предотвращению или снижению ледовых затруднений при эксплуатации гидротехнических сооружений.

В меньшей мере проводились исследования динамики ледяных образований под воздействием ветра и течений, механизма формирования заторных и зажорных скоплений в зоне выклинивания подпора уровня воды водохранилища. Недостаточно развиты исследования по изучению физико-механических свойств и строения ледяного покрова, определяющих механизм разрушения льда.

В дальнейших исследованиях эти вопросы найдут свое отражение. Вместе с этим необходимо расширить исследования в области изучения механизма ледовых процессов, взаимодействия льда с потоком, а также необходимо получить пространственно-временные характеристики ледяного покрова водохранилищ различных географических зон.

Параллельно с теоретическими и натурными исследованиями необходимо совершенствовать существующие и разрабатывать новые методы расчета и прогноза ледовых явлений, а также инженерные мероприятия, обеспечивающие надежную работу гидротехнических сооружений в зимний период.

1.3. Изученность ледового режима нижних бьефов

С сооружением гидроэлектростанций естественный ледовый режим рек ниже плотины существенно меняется, так как развитие

ледовых процессов определяется не только гидрометеорологическими условиями зимнего периода, но и в значительной мере зависит от режима работы ГЭС, под влиянием которого регулируется тепловой сток из водохранилища и движение воды в нижнем бьефе.

В период строительства и первых 3—5 лет эксплуатации ГЭС экспедициями Гидропроекта выполняются специальные наблюдения для проверки принятых в проекте ледовых характеристик, а также для изучения изменений режима в нижнем бьефе [48]. В последующие годы наблюдения производятся на постах и станциях Госкомгидромета: регистрируются сроки ледовых явлений, измеряются расходы льда и шуги, уровни и температура воды, фиксируется положение кромки льда и определяется ее перемещение. Для наблюдений за формированием зажоров и заторов льда организуется специальная сеть временных постов. Места их расположения, состав и сроки наблюдений определяются в соответствии с существующими рекомендациями [150].

Материалы наблюдений публикуются в ежегодниках, сборниках работ гидрометеорологических обсерваторий, трудах НИИ, а также трудах координационных совещаний по гидротехнике.

Значительную ценность представляют материалы исследований, выполненных в первые годы работы Иваньковской ГЭС, которые послужили обоснованием методики расчета перемещения кромки ледяного покрова в нижнем бьефе (С. Н. Крицкий, М. Ф. Менкель, К. И. Россинский, [108]). Особо следует отметить исследования, выполненные при проектировании и строительстве ГЭС на Ангаре, в результате которых получены материалы, наиболее подробно характеризующие ледовые условия нижних бьефов ГЭС (Я. Л. Готлиб и др. [47—51]).

В настоящее время достаточно полно изучено движение кромки в нижних бьефах при различных условиях теплообмена водных масс с атмосферой в большом диапазоне изменения скорости течения (К. И. Россинский [151], Я. Л. Готлиб [48], А. И. Пехович, Г. А. Трегуб [137]). В ряде случаев для решения практических задач успешно применялись связи между скоростью перемещения кромки льда и температурой воздуха (А. Г. Богданов [48]; И. В. Горюнов, В. В. Пержинский [135]).

Большое внимание уделяется исследованию изменения подпора уровня воды при перемещении кромки по длине нижнего бьефа (И. Н. Соколов [171], Н. М. Сокольников [168], Р. В. Донченко, М. И. Баюсова [64]).

В последнее время развиваются исследования зажорно-заторных явлений. Изучается механизм формирования зажоров и заторов льда на характерных по морфологическим условиям участках в зависимости от гидродинамической нагрузки и прочностных характеристик льда (Я. Л. Готлиб [48], Р. В. Донченко [65, 66], В. П. Берденников [17, 18]). В модельных исследованиях установлены критические значения чисел Фруда, при которых происходит увеличение льдин под кромку в процессе формирования зажорных

и заторных скоплений (В. И. Синотин [164], А. М. Филиппов [177, 178]).

Предложен гидравлический метод расчета изменений водопропускной способности русла на зажорных и заторных участках (Б. В. Проскуряков, В. П. Берденников [147]). Разработана полуэмпирическая модель заторов (Г. И. Болотников [25]).

На основе закономерностей формирования ледового режима в нижних бьефах разработаны Методические рекомендации по расчету количества льда на зажорных участках, скорости перемещения кромки ледяного покрова, зажорных уровней воды [150].

С учетом опыта и теоретических исследований разработаны Методические указания по борьбе с зажорами и заторами льда.

Ведутся исследования по прогнозированию возможных сроков и места возникновения заторов и зажоров льда, подъема уровня воды.

Глава 2

Замерзание рек

2.1. Теоретические исследования процессов замерзания рек

Процесс замерзания рек характеризуется совокупностью ледовых явлений, начиная от образования первичных кристаллов льда поверхностного или внутриводного происхождения и кончая формированием ледяного покрова.

Разнообразие ледовых явлений, сроки и продолжительность периода замерзания определяются комплексом условий теплообмена воды с атмосферой и грунтом, гидравлическими и морфологическими особенностями рек, а также физико-механическими свойствами льда, формирующего ледяной покров.

Необходимым условием начала ледообразования в реке является переохлаждение воды:

$$t < 0. \tag{2.1}$$

Это условие выполняется при полном расходе тепла в слое активного перемешивания в результате теплопотерь с водной поверхности в атмосферу:

$$Qc\rho t < Sbl. \tag{2.2}$$

В зависимости от условий перемешивания водных масс переохлаждение воды с образованием льда происходит либо преимущественно в поверхностном слое, либо по всей глубине. В первом случае образуется поверхностный лед, а во втором — внутриводный.

Ленинградский Гидрометеорологический ин-т

Изучив условия и характер замерзания рек, В. А. Рымша [158] предложил теоретическое описание процесса ледообразования, основанное на связи между интенсивностью ледообразования по глубине h, теплообменом S и турбулентным перемешиванием A или турбулентной теплопроводностью η:

$$P_z = \frac{S}{\sqrt{\eta m}} \frac{\operatorname{ch}\left[(h-z)/\sqrt{\eta m}\right]}{\operatorname{sh}\left(h/\sqrt{\eta m}\right)}, \qquad (2.3)$$

где m — параметр, характеризующий период появления первичных кристаллов льда.

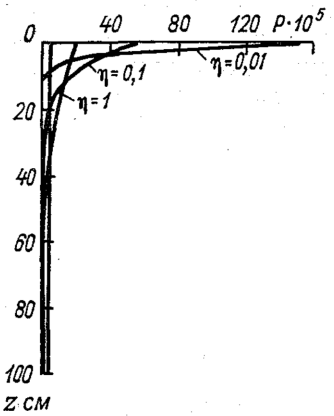


Рис. 2.1. Распределение интенсивности ледообразования P по глубине для различных значений η.

Характер распределения P_z по глубине в зависимости от η иллюстрируется графиком рис. 2.1, из которого следует, что при относительно слабом перемешивании процесс ледообразования сосредоточен в поверхностном слое воды. При больших значениях коэффициента η распределение P_z по всей глубине приближается к равномерному. Это условие соответствует образованию внутриводного льда. Промежуточное состояние характеризуется развитием процесса замерзания с образованием поверхностного льда и шуги.

Для поверхностного слоя воды ($z \to 0$) уравнение (2.3) можно записать в виде

$$P_0 = S/\sqrt{\eta m}. \qquad (2.4)$$

Чем меньше P_0, тем вероятнее образование внутриводного льда. При большом значении P_0, наоборот, наиболее вероятно образование льда на поверхности.

Анализ процесса замерзания различных рек [159, 160] показывает, что при образовании поверхностного льда $P_0 > 2 \cdot 10^{-4}$ Вт/см^3, а внутриводного — $P_0 < 1 \cdot 10^{-4}$ Вт/см^3. В зависимости от интенсивности ледообразования происходит формирование ледяного покрова в виде роста и смыкания заберегов или путем образования, перемещения и смерзания поверхностного льда или шуги.

Процессы ледообразовния и формирования ледяного покрова следует отличать друг от друга. Ледообразование может проис-

ходить во всей массе воды, а формирование ледяного покрова только на ее поверхности. Кроме того, оба процесса могут протекать в различных условиях. На участках рек с небольшими скоростями течения процессы ледообразования и формирования ледяного покрова протекают одновременно в поверхностном слое воды. Однако на участках рек со значительной скоростью течения ледообразование происходит не только в поверхностном слое воды, но и по глубине. В этом случае имеет место несовпадение

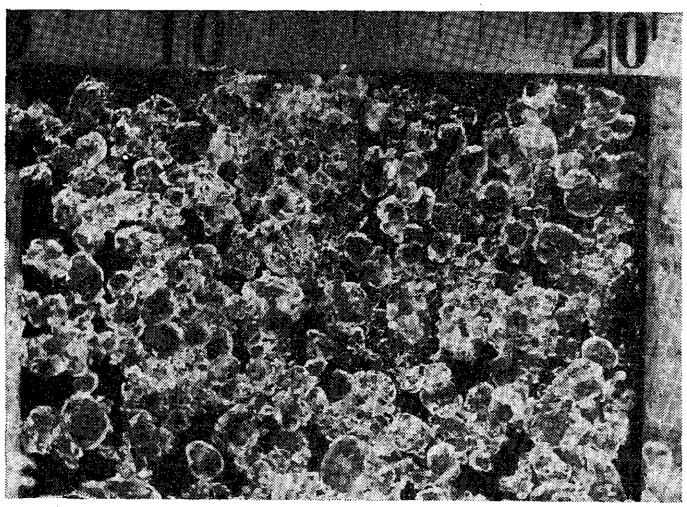


Рис. 2.2. Кристаллы внутриводного льда.

процессов ледообразования и формирования ледяного покрова по условиям и месту образования.

На участках рек с малыми уклонами и небольшой скоростью течения (до 0,2 м/с) переохлаждение воды имеет место только в тонком поверхностном слое, в котором появляются и смерзаются между собой кристаллы льда игольчатой формы, образуя корку льда. Ледяной покров формируется бóльшей частью в результате роста и смыкания заберегов.

В реках со скоростью течения более 0,4 м/с перемешивание водных масс способствует переохлаждению всей толщи воды, а поэтому образование льда происходит на разных глубинах и на дне. При интенсивном перемешивании воды образование льда на водной поверхности затруднено не только в результате незначительного переохлаждения воды, порядка 2—3 сотых градуса, но и вследствие механического воздействия на кристаллизацию. В этих случаях наблюдается образование кристаллов внутриводного льда в виде круглых линз, чечевицеобразной, пластинчатой или шарообразной формы (рис. 2.2).

Кристаллы льда находятся во взвешенном состоянии до тех пор, пока их гидравлическая крупность меньше вертикальной составляющей пульсационной скорости.

Гидравлическая крупность кристаллов внутриводного льда определяется по формулам, учитывающим геометрические размеры и форму кристаллов льда:

для округлой пластинчатой формы [60]

$$u = f_к g^{0,5} h^{0,4} d^{0,1}, \tag{2.5}$$

для шарообразной формы [20]

$$u = 167\nu d^{0,69}, \tag{2.6}$$

где f_k — безразмерный коэффициент.

На равнинных реках (Амударье, Неве, Волге и др.) образуются кристаллы в виде пластинок неправильной или округлой формы диаметром от 0,2 до 1,0 см и толщиной до 1 мм. Гидравлическая крупность указанных кристаллов составляет 2—8 см/с [60]. На горных реках (Мане, Нарыне, Чирчике) встречаются кристаллы чечевицеобразной и шаровидной формы, а также более или менее правильной формы типа эллипсоида [181]. Диаметр частиц нередко превышает 1,0 см, а гидравлическая крупность в среднем составляет 5—8 см/с, но в ряде случаев достигает 10—15 см/с.

В турбулентном потоке под влиянием теплообмена и многообразных ситуаций скоростного поля кристаллы льда формируются в ледяные образования различного размера, формы и степени устойчивости. В свою очередь форма и размеры ледяных образований являются по существу отражением турбулентной структуры потока.

В начальной стадии процесса ледообразования перемещение кристаллов льда происходит в виде пассивной примеси, распределенной в толще потока в форме шуговых облаков размером от 0,5 до 5—7 h по длине и от 0,1 до 0,3 b по ширине.

Вследствие гидродинамической неустойчивости основного течения шуговые облака не являются стабильными и в процессе движения распадаются на менее крупные образования — комья, которые затем превращаются в плотные шуговые скопления в результате роста, смерзания, а также механического слипания в переохлажденной воде (рис. 2.3). Под действием сил потока из комьев формируются на водной поверхности более устойчивые шуговые скопления в форме венков диаметром от 0,5 до (2... 3)h и толщиной от 0,1 до 0,6h, в зависимости от скорости течения и физических свойств шуги (рис. 2.4). В течение периода замерзания плотность шуги, движущейся в поверхностном слое, увеличивается от 300 до 700 кг/м^3 [60]. Причем ледяные образования приобретают устойчивость и не разрушаются под действием сил потока при достаточном сцеплении кристаллов льда, не менее 30—40 кПа. Согласно теоретическим и экспериментальным данным [35], этой прочности соответствует плотность льда около

600 кг/м³. Следовательно, для устойчивых ледяных образований в качестве минимальных значений прочности и плотности льда можно принять

$$\sigma > 40 \text{ кПа}, \quad \rho > 600 \text{ кг/м}^3. \tag{2.7}$$

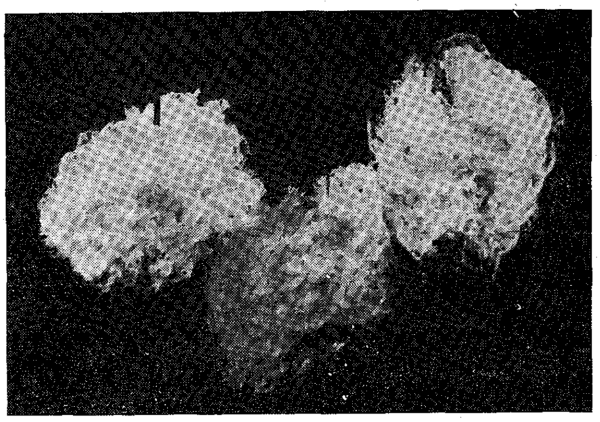


Рис. 2.3. Комья шуги.

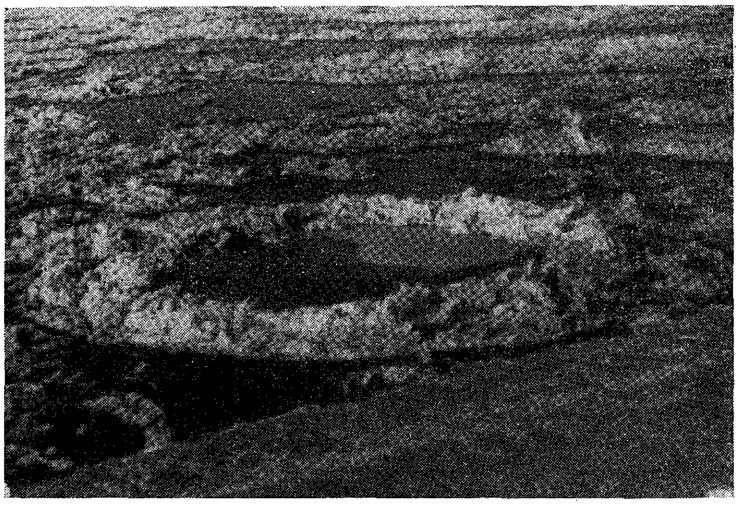


Рис. 2.4. Шуговые венки.

По мере промерзания ледяных образований прочность льда увеличивается и при полном смерзании достигает 370 кПа [136].

Сплочение и смерзание шуговых венков в крупные ледяные образования — ковры либо льдин в ледяные поля с преобладающим

размером, достигающим двух-трех ширин реки, являются по существу началом формирования ледяного покрова.

Количество льда, необходимое для образования ледяного покрова, зависит от скорости течения и ветра, физико-механических свойств льда и суммы теплопотерь с водной поверхности и льда в атмосферу, необходимой и достаточной для появления, накопления и смерзания ледяных образований [70], т. е.

$$N = f(v,\ \sigma,\ \sum S). \tag{2.8}$$

Завершается процесс замерзания реки ледоставом. Во всей цепи явлений — от появления первичных кристаллов льда, их переноса, накопления, роста, смерзания и до формирования ледяного покрова — можно различать характерные сочетания условий, определяющих особенности развития ледовых процессов.

Как отмечалось выше, основными факторами процесса ледообразования являются теплообмен и перемешивание масс воды. При формировании ледяного покрова главную роль играют теплообмен, гидравлические и морфологические условия, от которых зависит перенос и накопление льда в русле. При этом теплообмен льда с атмосферой способствует смерзанию ледяных образований и увеличению прочности льда.

В течение периода замерзания условия теплообмена реки изменяются не только под влиянием метеорологических элементов, но и вследствие изменения состояния водной поверхности, которая постепенно покрывается льдом.

По мере заполнения водной поверхности льдом уменьшается доля теплообмена воды ($S_в$) и увеличивается доля теплообмена льда с атмосферой ($S_л$). Причем теплообмен льда с атмосферой уменьшается с увеличением толщины ледяных образований. Если при толщине льда 1 см различие между теплопотерями воды и льда не превышает 10 %, то при толщине 20—30 см теплообмен льда в 3—4 раза меньше теплообмена воды с атмосферой.

В существующих методах расчета стока шуги и льда [156, 169, 187] учитывается изменение теплообмена реки под влиянием сокращения водной поверхности при появлении ледяных образований, однако исключается теплообмен льда с атмосферой, способствующий смерзанию ледяных образований и увеличению их плотности и прочности. Соответственно занижается сток льда за период замерзания.

Согласно исследованиям В. А. Рымши [156], при постоянных значениях теплопотерь в течение периода замерзания сокращение водной поверхности происходит по степенному закону.

В конце первого расчетного интервала времени часть водной поверхности, занятой шугой (коэффициент шугохода), составит

$$\alpha_1 = (\tau_1 \sum S)/(L\rho h_л). \tag{2.9}$$

Остающаяся свободная часть реки

$$\beta_1 = 1 - \alpha_1. \tag{2.10}$$

В конце второго интервала времени соответственно

$$\alpha_2 = (1 - \beta_2) = 1 - \beta_1^2,$$

$$\beta_2 = (1 - \alpha_2) = (1 - \alpha_1)^2 = \beta_1^2$$

и т. д. И наконец, для n-го интервала времени

$$\alpha_n = 1 - \beta_1^n, \tag{2.11}$$

$$\beta_n = \beta_1^n. \tag{2.12}$$

Следовательно, сумма теплопотерь с водной поверхности за период замерзания

$$\sum S = 0{,}5 \sum (\beta^{n-1} + \beta^n) S_в. \tag{2.13}$$

По такой же схеме можно рассчитать изменение площади поверхности, занятой льдом, за период замерзания и определить увеличение плотности льда при промерзании ледяных образований [70]. Если начальная плотность ледяных образований

$$\rho_1 = S/(Lh_л), \tag{2.14}$$

то пористость

$$\delta_1 = 1 - \rho_1/\rho_л = 1 - S/(L\rho_л h_л). \tag{2.15}$$

В конце второго расчетного интервала пористость

$$\delta_2 = 1 - \rho_2/\rho_л = (1 - \rho_1/\rho_л)^2 = \delta_1^2$$

и, наконец,

$$\delta_m = (1 - \rho_1/\rho_л)^m = \delta_1^m. \tag{2.16}$$

За период замерзания с учетом изменения площади и пористости ледяных образований сумма теплопотерь со льда

$$\sum S = 0{,}5 \sum (2 - \beta^{n-1} - \beta^n)(\delta^m - \delta^{m-1}) S_л. \tag{2.17}$$

Согласно уравнениям (2.13) и (2.17), общую сумму теплопотерь за период замерзания с водной поверхности и льда можно записать в следующем виде:

$$\sum S = 0{,}5 \sum (\beta^{n-1} + \beta^n) S_в + 0{,}5 \sum (2 - \beta^{n-1} - \beta^n)(\delta^m - \delta^{m-1}) S_л. \tag{2.18}$$

На основании теоретического анализа теплового баланса реки в период замерзания с учетом особенностей теплообмена льда с атмосферой коэффициент ослабления теплообмена реки можно представить в виде зависимости от степени покрытия водной поверхности льдом ($\alpha_л$) и толщины ледяных образований ($h_л$) [70]:

$$k_0 = 1 - 0{,}18\alpha_л - \psi\alpha_л, \tag{2.19}$$

где ψ — числовой коэффициент, в зависимости от толщины льда принимающий следующие значения:

$h_л$ см	5	10	20	30	40	50
ψ	0,12	0,20	0,40	0,45	0,52	0,55

Если $S_л$ выразить через $S_в$ и ввести коэффициент ослабления k_0, то уравнение (2.18) можно записать в виде

$$\sum S = \sum_1^n (k_0 S_в). \tag{2.20}$$

В зависимости от суммы теплопотерь за период замерзания реки определяется количество льда, необходимое для образования ледяного покрова толщиной $h_л$, т. е.

$$N = \sum_1^n (k_0 S_в) = L\rho_л h_л. \tag{2.21}$$

Толщина, плотность и прочность льда устанавливаются в зависимости от условий ледообразования, скорости течения и интенсивности смерзания ледяных образований.

Формирование ледяного покрова на больших реках происходит путем образования отдельных перемычек на участках с ограниченной ледопропускной способностью русла, т. е. в местах пониженных скоростей течения, ниже крутых поворотов русла, в местах расположения островов и других русловых форм, благоприятных для остановки льдин [188]. Расстояние между перемычками определяется морфологическими и гидравлическими особенностями реки. Для устойчивости образовавшейся перемычки необходимо, чтобы прочность ледяного покрова превышала напряжения, возникающие под воздействием аэрогидродинамических нагрузок. Следовательно, кромка ледяного покрова перемещается вверх по течению, если ледяное поле способно оказывать сопротивление гидродинамическим нагрузкам.

Ледяные скопления выше перемычки можно рассматривать как раздробленное ледяное поле. Силовое равновесие элемента этого поля определяется следующими силами: составляющей нормального напряжения по оси потока, касательным напряжением трения вода — лед, силой трения о берега. Согласно работе [18], уравнение равновесия имеет вид

$$d\sigma_x/dx = \alpha_{тр} v^2/h_л - 2\sigma_x f\xi/b. \tag{2.22}$$

После интегрирования этого дифференциального уравнения при граничных условиях σ_x=0 при x=0 в окончательном виде получаем

$$\sigma_x = [\alpha_{тр} v^2 b/(2\xi f h_л)][1 - \exp(-2\xi f x/b)]. \tag{2.23}$$

Нарастание напряжений происходит на ограниченном участке длины ледяного поля. При увеличении длины поля напряжение асимптотически приближается к определенному пределу:

$$\sigma_{макс} \simeq \alpha_{тр} v^2 b/(2\xi f h_л). \tag{2.24}$$

Применительно к условиям крупных рек (Обь, Иртыш, Енисей и др.) возможная нагрузка раздробленного ледяного поля на перемычку составляет 20—30 кПа.

В тех случаях, когда выше перемычки находится длинный прямой участок и отсутствует связь сплошного ледяного покрова с берегами, приращение напряжений $d\sigma$ по длине σx выражается в следующем виде [18]:

$$d\sigma = (\alpha_{тр} v^2 / h_л)\, dx, \tag{2.25}$$

т. е. общее напряжение, накапливаемое ледяным покровом в результате трения потока на границе вода — лед, в интегральном виде будет

$$\sigma = \int_0^l (\alpha_{тр} v^2 / h_л)\, dx. \tag{2.26}$$

Полагая $\alpha_{тр}$, v и $h_л$ постоянными, получим следующее выражение для нагрузки:

$$P = h_л \sigma = \alpha_{тр}' v^2 l. \tag{2.27}$$

С увеличением длины участка ледяного покрова при отсутствии связи с берегами нагрузка возрастает. Накапливаемая нагрузка в случае длинного прямого участка может быть достаточно большой — 200—600 кПа·м, т. е. в несколько раз превышает силовое воздействие на перемычку со стороны раздробленного ледяного поля, примыкающего к берегам.

Следовательно, при формировании кромки ледяного покрова по мере накопления масс льда давление их нарастает. Однако, помимо сил действующих в направлении потока, возникает распор, т. е. часть нагрузки начинает передаваться на берега.

Основываясь на анализе гидродинамической устойчивости ледяной перемычки, можно сформулировать условие начала перемещения кромки льда вверх по течению, т. е. одно из условий образования ледяного покрова на участке:

$$h_л \sigma \geqslant \alpha_{тр} v^2 l. \tag{2.28}$$

Скорость перемещения кромки за период замерзания исследуемого участка реки зависит от расхода льда, поступающего к кромке, а также от гидравлических и морфологических характеристик отдельных участков реки:

$$v_{кр.\,л} = f(q_л,\ \sigma,\ v,\ h_л,\ h,\ b). \tag{2.29}$$

Суммарный сток льда, образовавшегося за счет теплообмена реки с атмосферой (ΣS), рассчитывается по формулам, учитывающим изменение густоты ледохода, а также послойное промерзание ледяных образований:

$$N_л = 0{,}5 \sum_1^n (2 - \beta^{n-1} - \beta^n)\, abv\tau +$$

$$+ 0{,}5 \sum_1^m (2 - \beta^{n-1} - \beta^n)\, a_m (1 - \delta)\, \delta^{m-1}\, bv\tau. \tag{2.30}$$

Если в уравнении (2.28) толщину льда выразить через теплопотоки с водной поверхности (2.21), а длину ледяного поля через скорость течения v, то, сделав небольшие преобразования, уравнение (2.28) можно записать в следующем виде:

$$\sum_{1}^{n} k_0 S \geqslant (\alpha_{тр} L \rho_л k_v/\sigma)\, v^3. \qquad (2.31)$$

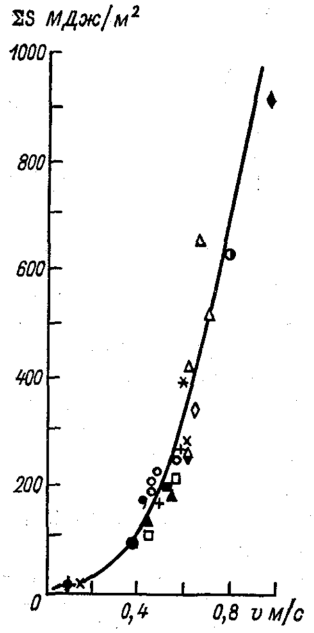


Рис. 2.5. Зависимость суммы теплопотерь за период замерзания от скорости течения.

Таким образом, уравнение (2.31) является количественным выражением связи между суммой теплопотерь, необходимой для образования ледяного покрова, гидравлическими характеристиками потока и физико-механическими свойствами льда.

Зависимость суммы теплопотерь за период замерзания, необходимой для образования ледяного покрова, от скорости течения приведена на рис. 2.5. Кроме теоретической кривой на этом графике приводятся данные по ряду рек, отличающихся скоростным режимом потока, а также условиями теплообмена реки с атмосферой. При этом теплопотери были рассчитаны по методу теплового баланса с учетом многолетних данных о продолжительности периода замерзания. Как следует из этого графика, полученная зависимость является общей для различных рек.

Продолжительность периода замерзания нетрудно определить, если сумму теплопотерь выразить через среднее суточное значение за период замерзания:

$$n = (\alpha_{тр} \rho_л Z/\sigma)\,(k_v/k_0)\,(v^3/S_{ср}) \qquad (2.32)$$

или

$$n = A_з v^3/S. \qquad (2.33)$$

Для оценки средних многолетних значений продолжительности периода замерзания шугоносных рек в качестве расчетного значения $A_з$ можно принять $1{,}58 \cdot 10^4$.

Предложенная физическая модель учитывает все стадии процесса замерзания — от появления льда до формирования ледяного покрова. Обоснование и проверка модели производилась на мате-

риалах натурных исследований процессов замерзания рек, отличающихся по характеру и продолжительности замерзания, с учетом данных лабораторных и экспедиционных исследований переохлаждения воды, интенсивности ледообразования, формирования скоплений льда и шуги [159, 160, 181, 187]. Характеристики теплообмена и перемешивания масс воды определялись по данным измерений и расчета.

2.2. Характеристики процессов ледообразования

2.2.1. Теплообмен водных масс. Изменение энтальпии водных масс и фазового состояния воды происходит в результате теплообмена воды с атмосферой и грунтом дна, а также в самой массе воды. Уравнение теплового баланса является количественным выражением связи между этими процессами. Впервые оно применялось в исследованиях О. Девика [200], В. Я. Альтберга [8], Н. М. Бернадского и Б. В. Проскурякова [146] при оценке количественных показателей ледовых процессов.

Для периодов охлаждения воды и ледообразования составляющими теплового баланса являются: радиационный ($S_р$) и турбулентный ($S_т$) теплообмен на поверхности воды, затраты тепла на испарение ($S_и$), расход тепла на таяние твердых осадков ($S_о$), приход тепла за счет сил трения движущейся воды ($S_{тр}$), приход тепла от грунта дна ($S_д$) и с грунтовыми водами ($S_{гр.\,в}$), а также расход или приход тепла притоков ($S_{пр}$). Балансом составляющих теплообмена определяется изменение количества тепла водных масс (S_1), а также теплоты фазового превращения воды (S_2).

Уравнение теплового баланса может быть записано в следующем виде:

$$S_1 + S_2 = \pm S_р \pm S_т \pm S_и - S_о + S_{тр} + S_{гр.\,в} + S_д \pm S_{пр}. \quad (2.34)$$

Описание методов измерений и расчета составляющих теплового баланса, критический анализ и обоснование существующих расчетных формул достаточно полно представлены в ряде монографий и статей [26, 30, 49, 102, 110, 151]. Причем объем данных непосредственных измерений теплопотерь в природных условиях при отрицательной температуре воздуха невелик из-за трудоемкости производства этих работ [157]. Вместе с этим имеется ряд пособий и нормативных документов для определения отдельных составляющих теплового баланса [150, 152], которые используются в расчетной практике.

Радиационный баланс на поверхности воды определяется разностью между поглощенной радиацией и эффективным излучением. Для расчета применяются формулы:

М. И. Будыко и Т. Г. Берлянд [30]

$$S_р = (S_{п.\,р} + S_{р.\,р})\left[1 - (1 - k)N_о\right](1 - r) - \\ - S_{эф}(1 - cN_о^2) - 4\sigma_Б \varepsilon T^3 (T - T_2); \quad (2.35)$$

А. П. Браславского и З. А. Викулиной [26]

$$S_р = (S_{п.р} + S_{р.р})\, k_и k_т [1 - k_и N_н - k_{в+с}(N_о - N_н)] \frac{1-a}{1-\gamma a} - \\ - \sigma_Б T^4 (b_1 + b_2); \qquad (2.36)$$

П. П. Кузьмина [110]

$$S_р = [(S_{п.р} + S_{р.р})(1 - r)(1 - 0{,}14N_о - 0{,}53N_н)] - \varepsilon\sigma_Б T^4 + \\ + [(0{,}62 + 0{,}05\sqrt{e})(1 + 0{,}12N_о + 0{,}12N_н)]\, \sigma_Б T_2^4. \qquad (2.37)$$

Основное различие эмпирических формул в определении средних значений коэффицентов, учитывающих влияние облачности, изменяющейся от сезона года, высоты солнца, плотности, вида и высоты облаков. В формуле (2.35) влияние изменений высоты и формы облаков учитывается среднеширотными факторами. Путем введения данных о количестве облаков различных ярусов по формулам (2.36) и (2.37) определяется влияние свойств облачности на суммарную радиацию. Кроме того, коэффициентом формулы (2.37) учитывается изменение прозрачности атмосферы, связанное с изменением влажности воздуха и высоты местности.

Формула (2.35) обычно применяется для определения средних многолетних значений радиационного баланса за период не меньше месяца. Вычисленные по этой формуле значения несколько превышают измеренные в условиях малой влажности. Формула (2.36) дает завышенные значения при малой облачности и заниженные при большой [97].

Применительно к условиям ледообразования в реках радиационный баланс рассчитывается по формуле (2.37), учитывающей особенности атмосферных процессов зимнего периода.

Радиационный теплообмен в осенне-зимний период характеризуется небольшой приходной частью прямой и рассеянной радиации и довольно значительным расходом тепла на излучение. Поэтому составляющая радиационного теплообмена для большинства рек, за исключением районов Средней Азии и Кавказа, отрицательная и достигает значений в среднем 50—100 Вт/м². Удельный вес ее в тепловом балансе составляет около 25 %. Однако в условиях штиля и при безоблачном небе основная роль в процессах охлаждения воды и ледообразования принадлежит радиационному теплообмену.

Турбулентный теплообмен определяется в зависимости от разности значений температуры воды и воздуха, скорости ветра и состояния водной поверхности (вода, лед). В настоящее время имеется большое количество формул для расчета $S_т$, отличающихся одна от другой эмпирическими коэффициентами. Особенности теплообмена в условиях охлаждения и фазового превращения воды в какой-то мере учитываются коэффициентами, полученными при анализе и обобщениях данных измерений теплопотерь при отрицательной температуре воздуха, в формулах:

С. Н. Крицкого, М. Ф. Менкеля и К. И. Россинского [108]

$$S_т = 3{,}87\,(t_0 - t_2)\sqrt{1 + 0{,}2w_2^2}, \qquad (2.38)$$

В. А. Рымши и Р. В. Донченко [157]

$$S_т = 1{,}89\,(t_0 - t_2)\,(k + w_2), \qquad (2.39)$$

А. П. Браславского и С. Н. Нургалиева [26]

$$S_т = 2{,}64\,(t_0 - t_2)\,[1 + 0{,}8w_2 + f\,(\Delta t)]. \qquad (2.40)$$

Значения коэффициента k в формуле (2.39) приведены в табл. 2.1.

Результаты вычислений по формуле (2.39) хорошо согласуются с результатами измерений на многих реках СССР, в том числе на Вуоксе, Ангаре, Волге, Нарыне, Енисее, Амударье [157, 160, 165], а также на реках Исландии [204] и США [202, 203].

Таблица 2.1

Значения $k=f(\Delta t)$

Δt	0	1	2	3	4	5	8
k	1,28	1,54	1,80	2,10	2,30	2,56	2,80
Δt	10	12	15	20	25	30	40
k	3,08	3,33	3,58	3,84	4,10	4,35	4,60

Для рек, находящихся в различных климатических условиях, потери тепла под влиянием турбулентного обмена в среднем составляют 50—200 Вт/м² (табл. 2.2), т. е. около 50 % общего теплообмена водной поверхности с атмосферой. При низкой отрицательной температуре воздуха и большой скорости ветра турбулетной составляющей теплообмена принадлежит основная роль в процессах охлаждения водных масс и ледообразования.

Для расчета потерь тепла на испарение воды в осенне-зимний период, так же как и для расчета турбулентного теплообмена, применяются формулы, учитывающие особенности влагообмена между водной поверхностью и атмосферой при отрицательной температуре воздуха:

С. Н. Крицкого, М. Ф. Менкеля и К. И. Россинского [108]

$$S_и = 8{,}4\,(e_0 - e_2)\sqrt{1 + 0{,}2w_2^2}; \qquad (2.41)$$

В. А. Рымши и Р. В. Донченко [157]

$$S_и = 2{,}95\,(e_0 - e_2)\,(k + w_2); \qquad (2.42)$$

А. П. Браславского и С. Н. Нургалиева [26]

$$S_и = 4{,}1\,(e_0 - e_2)\,[1 + 0{,}8w_2 + f\,(\Delta t)]. \qquad (2.43)$$

В формулах (2.42) и (2.43) кроме разности значений парциального давления водяного пара (при температуре поверхности воды и на высоте 2 м) и скорости ветра учитывается изменение интенсивности влагообмена под влиянием термического фактора. Это

Таблица 2.2

Средние многолетние значения составляющих теплового баланса водной поверхности в период замерзания рек, Вт/м²

Река—пункт	$S_р$	$S_т$	$S_и$	Река—пункт	$S_р$	$S_т$	$S_и$
Печора — г. Усть-Цильма	36	180	84	Томь — г. Томск	42	160	83
Уса — г. Уса	58	126	68	Обь — г. Барнаул	60	140	64
Поной — г. Поной	38	112	64	Обь — с. Белогорье	42	98	60
Северная Двина — г. Архангельск	32	84	38	Обь — г. Салехард	30	95	50
				Енисей — г. Кызыл	54	118	68
Нева — с. Новосаратовка	35	110	70	Енисей — п. Верхнеимбатское	30	165	115
Волга — г. Балахна	42	86	64				
Волга — г. Волгоград	24	52	32	Ангара — г. Иркутск	125	195	100
Западная Двина — г. Витебск	34	76	38	Лена — г. Якутск	70	150	70
				Лена — г. Жиганск	70	200	90
Неман — г. Каунас	30	62	34	Олекма — г. Олекминск	90	170	80
Десна — г. Брянск	30	54	23	Вилюй — г. Вилюйск	60	110	60
Днепр — г. Киев	32	46	32	Колыма — г. Среднеколымск	60	150	75
Днестр — г. Жванец	24	45	28				
Дон — с. Николаевка	21	52	32	Яна — с. Казачье	75	155	80
Донец — г. Чугуев	18	44	36	Анадырь — с. Марково	35	125	80
Южный Буг — г. Винница	18	42	28	Шилка — г. Сретинск	37	82	81
Кубань — п. Тиховской	12	20	20	Селенга — г. Улан-Уде	50	90	40
Ишим — г. Ишим	52	31	65	Амур — г. Хабаровск	32	128	64
Урал — г. Гурьев	26	88	62	Зея — г. Бомнак	34	80	40
Амударья — г. Чатлы	5	55	40	Бурея — с. Усть-Мальта	40	95	45
Сырдарья — г. Кзыл-Орда	30	140	50	Селемджа — г. Экипчан	50	80	50
Нарын — г. Нарын	29	77	44	Вуокса — п. Лесогорск	40	120	60
Иртыш — г. Омск	45	108	52				

является, по-видимому, одной из причин, что значения $S_и$, вычисленные по формулам (2.42) и (2.43), оказались более близкими к измеренным на Кенгирском водохранилище, чем вычисленные по формуле (2.41). В первом случае средняя квадратическая ошибка не превышала 10—12 %, а во втором она была около 32 % [27].

Процесс влагообмена между водой и воздухом в осенне-зимний период характеризуется существенными расходами тепла на испарение, в среднем 30—120 Вт/м². Удельный вес его в тепловом балансе составляет 20—25 %. В холодные зимы затраты тепла на испарение с водной поверхности увеличиваются до 350 Вт/м².

Остальные составляющие теплового баланса обычно не играют заметной роли в процессах охлаждения и ледообразования. Сравнительно малая доля тепла расходуется на таяние твердых осадков, выпавших в воду (2—3 %). Исключением являются дни с интенсивным снегопадом, особенно на реках с неустойчивым ледовым режимом, когда потери тепла на снеготаяние могут быть больше потерь тепла на испарение или турбулентный теплообмен.

Рассчитывается S_0 в зависимости от количества и температуры осадков, выпавших на водную поверхность, по формуле

$$S_0 = 0{,}485\,(8 + 0{,}05t)\,h_0. \qquad (2.44)$$

Составляющие $S_{тр}$, $S_{д}$, $S_{гр.в}$ представляют собой приходную часть теплового баланса и определяются в зависимости от гидрологических характеристик реки. В процессе охлаждения воды общая доля руслового теплоприхода невелика, в среднем 30—35 Вт/м², из которых половина поступает с подземными водами ($S_{гр.в}$), а вторая половина — путем теплообмена с грунтом дна при его охлаждении ($S_{д}$), а также за счет тепла, выделяющегося в результате преодоления потоком гидравлических сопротивлений ($S_{тр}$).

Разумеется, для участков рек с большими скоростями течения или со специфическими условиями подземного стока соотношения между составляющими иные. Если на реках со спокойным течением $S_{тр}$ мало, не превышает 3 Вт/м², то на участках горных рек со стремительным течением и скоростью свыше 2,0 м/с приход тепла может достигать 30—80 Вт/м² и больше в зависимости от глубины потока и уклона водной поверхности. Для таких случаев $S_{тр}$ рассчитывается по формуле

$$S_{тр} = g\rho vhI. \tag{2.45}$$

Невелико влияние на процесс охлаждения воды и теплообмена с грунтом дна ($S_{д}$). Однако при наличии ледяного покрова тепло, поступающее от грунта дна, приобретает решающее значение в формировании зимнего термического режима реки. Количество тепла, отдаваемого грунтом дна, в зависимости от температуры и физических свойств поверхности грунта вычисляется по формуле К. И. Россинского [151]:

$$S_{д} = \frac{2}{\tau_m}\sqrt{\lambda_{гр}\rho_{гр}c_{гр}/\pi}\left[t_i\left(\sqrt{\tau_{i-m}+\tau}-\sqrt{\tau_{i-m}}\right)+\right.$$

$$+\sum_{k=2}^{m-1} t_k\left(\sqrt{\tau_k+\tau_{k-m}}+\sqrt{\tau_{k-m}+\tau_m}-\sqrt{\tau_k+\tau_{k-m}+\tau_m}-\right.$$

$$\left.\left.-\sqrt{\tau_{k-m}}\right)-t_m\sqrt{\tau_m}\right], \tag{2.46}$$

где t_k, t_m — температура поверхности грунта для соответствующих расчетных интервалов времени τ_i, τ_k.

Для приближенных расчетов параметр $\sqrt{\lambda_{гр}\rho_{гр}c_{гр}}=2080$. В случае отсутствия данных наблюдений за температурой поверхности грунта $S_{д}$ определяется по таблицам с учетом широтного положения рек и их глубины [26].

Что касается поступления тепла с подземными водами и притоками, то обычно оно учитывается на основании данных о температуре и расходе воды. Одновременно с притоком происходит смешение водных масс, в результате которого температура воды понижается или повышается в зависимости от тепло- и массообмена вод реки и ее притока:

$$S_{пр} = (t_{пр} - t_{в})\, q_{пр}c\rho/F, \tag{2.47}$$

где F — площадь расчетного участка, м².

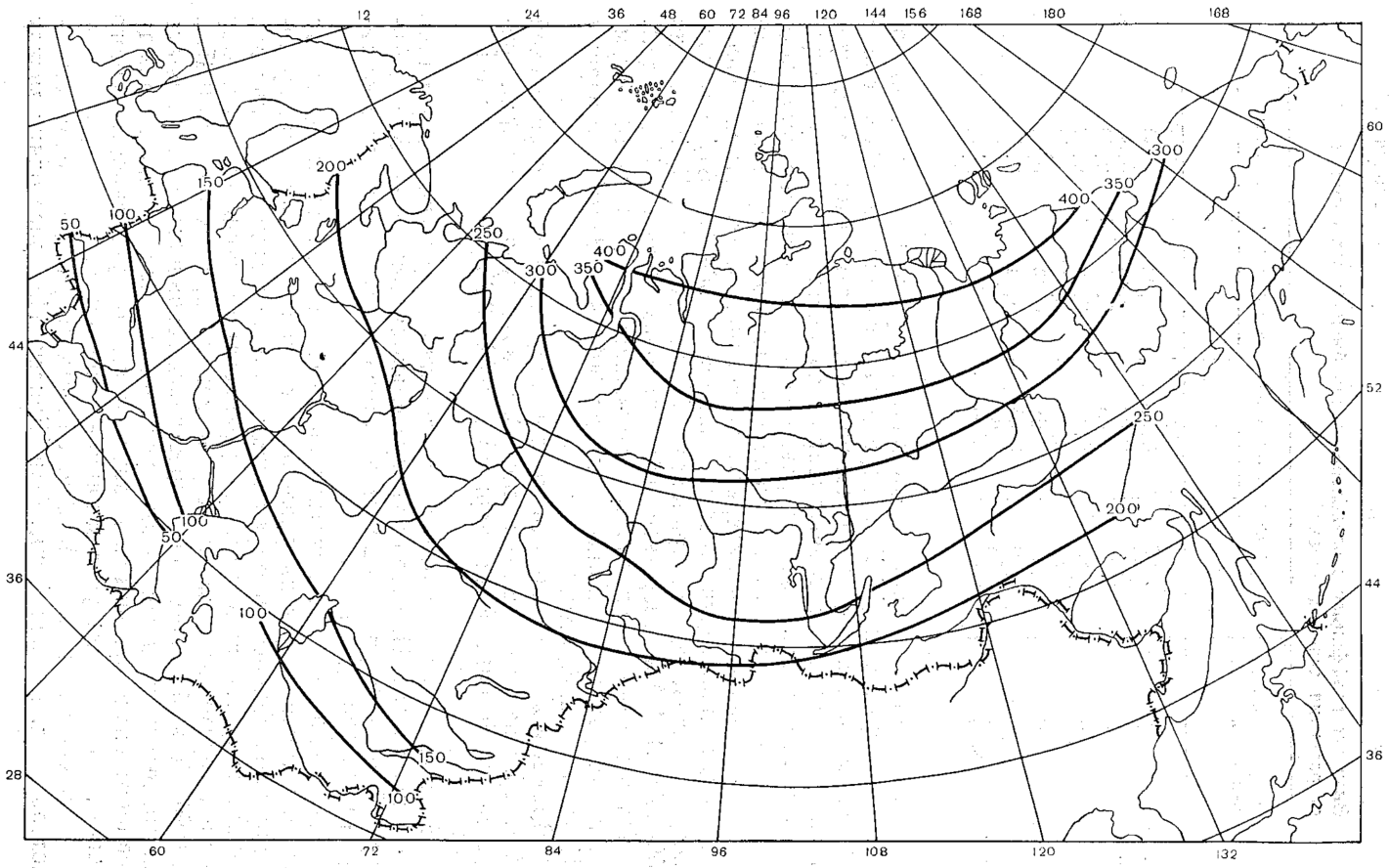


Рис. 2.6. Средние многолетние теплопотери с водной поверхности рек в период замерзания, Вт/м².

пунктами более 400—500 км коэффициенты корреляции постепенно уменьшаются от значений 0,6—0,7 до значений 0,2—0,1 при расстоянии свыше 1500 км.

На реках, текущих в широтном направлении, однородность теплопотерь сохраняется по всей длине. Так, например, при замерзании Амура, Алдана, Шилки значения теплопотерь на различных участках примерно одинаковы.

Характером изменчивости теплопотерь обусловливается режим замерзания рек.

2.2.2. Перемешивание водных масс. В качестве характеристики тепло- и массообмена при процессах охлаждения и ледообразования применяются коэффициенты турбулентной вязкости A и турбулентного обмена теплом $A_т$ или турбулентной теплопроводности (η, λ). Отношение коэффициентов, выражающее аналогию механизмов турбулентного обмена как для трения, так и для теплопроводности характеризуются числом Прандтля:

$$Pr = A/A_т.$$

Числовые значения Pr, принимаемые в исследованиях водных потоков различными авторами, неодинаковы $Pr \approx 0{,}5 \ldots 1{,}0$ [49, 87, 116]. В практических расчетах это отношение используется для вычисления коэффициентов турбулентной теплопроводности по заданному значению коэффициента турбулентного обмена. При этом коэффициент турбулентного обмена рассчитывается по известным в гидравлике методам, разработанным на основании теоретических и экспериментальных исследований. Для обоснования расчетных методов, предложено несколько теорий: полуэмпирическая теория Прандтля — Кармана, Тейлора, диффузионная теория В. М. Маккавеева, статистическая теория А. Н. Колмогорова и другие.

В практике гидротермических расчетов для вычисления среднего по глубине коэффициента турбулентного обмена рекомендуется формула В. М. Маккавеева [116], полученная с использованием параболической эпюры скорости Базена:

$$A = g\rho h v_{ср}/(2mC), \qquad (2.49)$$

в которой коэффициент m принимается по Базену, равным 24. Путем замены средней скорости местной скоростью v и коэффициента $2m$ новым параметром M А. В. Караушевым была получена формула для расчета переменного по вертикали коэффициента A [87]:

$$A = g\rho h v/(MC), \qquad (2.50)$$

где $M = 0{,}7C + 6$ при $10 < C < 60$ и $M = 48$ при $C > 60$.

На основании теоретического анализа и постановки специальных экспериментальных исследований А. В. Караушев показал, что лучшее приближение к натурным данным дает эллиптическое уравнение профиля скорости.

В исследованиях процессов охлаждения и кристаллизации воды условия перемешивания водных масс характеризовались коэффициентами A и A/ρ, вычисленными по формуле (2.51). В качестве исходных были использованы данные о расходе воды, скорости течения и морфометрических характеристиках участков реки. Определялись как средние суточные значения A и A/ρ, так и средние за период замерзания.

На основании вычисленных значений A и A/ρ оценивался режим охлаждения водных масс, а также интенсивность ледообразования по глубине [159, 160].

Из табл. 2.4, в которой приведены расчетные значения коэффициентов турбулентного обмена и турбулентной теплопроводности для некоторых участков исследованных рек, следует, что значения коэффициентов A/ρ изменяются в довольно широких пределах: от $0{,}6 \cdot 10^{-2}$ м^2/с для участков рек, различающихся малыми глубинами и небольшой скоростью течения (р. Ишим, Пижма), и до $(5 \ldots 8) \cdot 10^{-2}$ м^2/с для участков рек с большой скоростью течения (Нарын, Анадырь, Нарва). Естественно, при переходе от одного участка к другому отмечаются большие колебания коэффициентов A, особенно на плесах и перекатах в местах сужений, поворотов и разветвлений русла.

Изменчивость коэффициентов A на одних и тех же участках в различные годы обусловлена режимом меженного стока. Как показали исследования, она наибольшая (0,56—0,91) для рек с осенними паводками (Северная Двина, Вычегда, Томь), а также для рек с неустойчивым ледовым режимом (Амударья, Сырдарья, Катунь, Бия). В результате значительного колебания расходов воды в этот период создаются специфические условия режима охлаждения водных масс и процессов ледообразования.

2.2.3. Температура воды. Запасы тепла в реках к моменту перехода температуры воздуха к отрицательным значениям существенно сокращаются под влиянием интенсивного теплообмена водной поверхности с атмосферой. В этот период на большинстве рек Союза температура воды 3—5 °С. Причем самая высокая температура воды наблюдается на устьевых участках больших рек. Интенсивность охлаждения больших северных и сибирских рек (Северная Двина, Печора, Енисей, Лена, Обь и др.) в среднем составляет 0,2—0,4 °С в сутки (табл. 2.5). В отдельные годы на некоторых реках при резком похолодании понижение температуры воды в течение суток может достигать 3—5 °С (Амударья, 1952 г., Волга, 1959 г.)

Охлаждение воды до 0 °С в малых реках обычно происходит в день перехода температуры воздуха к отрицательным значениям. В южных районах Средней Азии и Кавказа отмечается выраженная цикличность в суточном ходе температуры воды: днем температура воды повышается до 0,8 °С под влиянием тепла солнечной радиации, а в ночное время она понижается до —0,04 °С (Нарын, Ахурян, Зеленчук). Охлаждение речных вод происходит в условиях осенней гомотермии. Под влиянием

Таблица 2.4

Средние значения коэффициентов турбулентного обмена и турбулентной теплопроводности за период замерзания рек

Река—пункт	A_T, м²/с	η кВт/(м·К)
Енисей — г. Кызыл	0,015	63
Енисей — г. Енисейск	0,022	92
Ангара — г. Иркутск	0,017	70
Ангара — г. Усолье-Сибирское	0,013	54
Обь — г. Салехард	0,021	85
Обь — с. Белогорье	0,024	100
Обь — г. Барнаул	0,014	60
Томь — г. Томск	0,015	63
Иртыш — г. Омск	0,011	46
Иртыш — г. Павлодар	0,010	42
Илим — с. Сотниково	0,013	54
Селенга — г. Улан-Удэ	0,005	21
Катунь — с. Сростки	0,013	54
Китой — г. Ангарск	0,002	9
Алдан — с. Верхоянский перевоз	0,013	54
Лена — д. Грузновка	0,012	50
Лена — г. Якутск	0,017	70
Витим — г. Бодайбо	0,019	80
Курейка — г. Курейка	0,010	42
Зея — с. Назимово	0,020	84
Бурея — с. Сектагли	0,019	80
Селемджа — с. Стойба	0,022	92
Шилка — с. Онон	0,007	29
Амур — г. Ленинск	0,020	84
Сырдарья — г. Казалинск	0,018	75
Амударья — г. Чатлы	0,010	42
Абакан — с. Абза	0,012	50
Нарын — г. Нарын	0,084	350
Ишим — г. Ишим	0,006	26
Волга — г. Калинин	0,015	63
Западная Двина — г. Витебск	0,011	46
Нева — с. Носаратовка	0,025	108
Нарва — г. Нарва	0,044	182
Волхов — г. Волхов	0,012	50
Днестр — г. Жванец	0,019	80
Днепр — г. Киев	0,013	54
Южный Буг — г. Винница	0,010	42
Печора — г. Усть-Цильма	0,011	46
Северная Двина — д. Абрамково	0,017	70
Неман — г. Каунас	0,011	46
Пижма — д. Боровая	0,008	34
Белая — п. Кирпичный	0,003	14
Кубань — п. Днестровский	0,006	24
Терек — г. Моздок	0,020	84
Северский Донец — г. Изюм	0,010	42
Ока — с. Поповское	0,014	59

теплообмена и турбулентного перемешивания водные массы переохлаждаются по всей глубине на —0,02... —0,08 °С [160].

Вопрос об интенсивности переохлаждения детально изучался при исследованиях кристаллизации воды в лабораторных и натурных условиях [155, 158, 181]. Результаты анализа и обобщений данных наблюдений на реках представлены в виде графической зависимости переохлаждения воды от плотности теплового потока с водной поверхности в атмосферу и коэффициента турбулентного перемешивания (рис. 2.7). Как следует из этого графика,

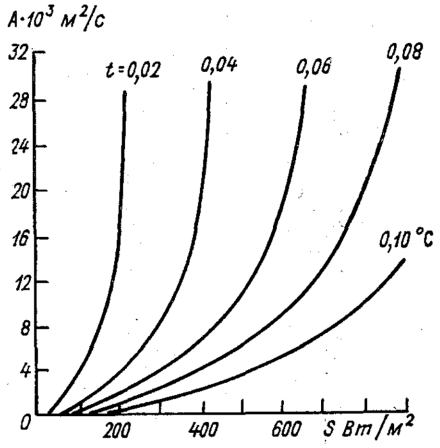


Рис. 2.7. Зависимость температуры переохлаждения воды от плотности теплового потока и коэффициента турбулентного обмена.

Значения температуры у кривых отрицательные.

Таблица 2.5

Средние многолетние значения интенсивности охлаждения воды при отрицательной температуре воздуха

Река—пункт	Температура воды, °С	Интенсивность охлаждения воды, °С/сут
Амур — г. Покровск	3,6	0,30
Аргунь — г. Урюпинск	3,0	0,27
Селенга — г. Улан-Удэ	4,0	0,27
Бурея — с. Усть-Мальта	3,0	0,26
Обь — с. Белогорье	3,4	0,46
Иртыш — г. Тобольск	3,8	0,44
Томь — г. Томск	4,8	0,33
Лена — с. Табага	3,9	0,28
Колыма — г. Среднеколымск	2,5	0,24
Енисей — г. Кызыл	2,4	0,17
Енисей — г. Енисейск	6,4	0,21
Мана — с. Мана	1,5	0,15
Абакан — с. Абза	3,3	0,25
Волга — г. Волгоград	2,8	0,24
Северная Двина — д. Абрамково	3,4	0,23
Днепр — г. Каховка	3,8	0,21
Западная Двина — г. Витебск	3,2	0,22
Нева — с. Новосаратовка	3,4	0,18
Волхов — г. Волхов	3,4	0,20

значительное переохлаждение воды (—0,1 °С и больше) может быть при относительно малом перемешивании (значения A/ρ не более 0,01 м²/с) и больших теплопотерях ($S>200$ Вт/м²). Такие переохлаждения наблюдаются в реках в экстремальных условиях.

На равнинных реках переохлаждение воды небольшое (—0,02 ...—0,03 °С), а на горных оно превышает указанные значения и нередко достигает значений —0,05 ...—0,08 °С, из-за малой водности при интенсивной теплоотдаче в атмосферу.

Последовательность появления ледяных образований по длине рек обусловлена перемещением нулевой изотермы. Положение и скорость перемещения ее на каком-либо участке реки определяются запасами тепла водных масс к началу перехода температуры воздуха к отрицательным значениям, теплопотерями с водной поверхности в атмосферу, а кроме того, направлением течения. Из наблюдений известно, что на некоторых реках однородное термическое состояние одновременно отмечается на участках в сотни километров. Так, например, на р. Лене распространение нулевой изотермы по длине реки в среднем составляет 250 км/сут, на р. Амударье — 150 км/сут, на р. Десне — 200 км/сут, на р. Дону — 150 км/сут и т. д. На незамерзающих участках рек, вблизи истока из крупных озер, в нижних бьефах ГЭС, а также на участках с порогами и выходом грунтовых вод положение нулевой изотермы отличается стабильностью в течение всей зимы.

Учет перемещения нулевой изотермы при отсутствии непосредственных измерений производится расчетным путем по методу теплового баланса. Уравнение теплового баланса для этой цели впервые применялось О. Дэвиком [200]. В дальнейшем этот метод получил развитие в работах К. И. Россинского [108], Д. Н. Бибикова и Б. В. Проскурякова [146], В. В. Пиотровича [146], А. П. Браславского [26], В. А. Рымши [157], Л. Г. Шуляковского [188] и др. Анализ предложенных решений содержится в статьях и монографиях [49, 101, 151, 156].

Строгое теоретическое решение задачи осеннего охлаждения воды в потоках и водоемах было получено А. Г. Колесниковым и А. А. Пивоваровым в виде интегродифференциального уравнения [95]. Однако в практических расчетах оно не нашло широкого применения из-за отсутствия данных, характеризующих распределение температуры в воде и грунте. Между тем частный случай решения уравнения при определении гидрологических и метеорологических характеристик применяется для вычисления изменений температуры воды по длине реки в период охлаждения водных масс:

$$t_l = t_0 \exp[-\alpha_a l/(c\rho h)] - \vartheta\{\exp[-\alpha_a l/(c\rho h)] - 1\}, \qquad (2.51)$$

где ϑ — эквивалентная температура воздуха.

При сопоставлении рассчитанных значений температуры воды с измеренными на реках Волге, Оби, Вуоксе и Амударье были получены удовлетворительные результаты. Отклонение между ними не превышало ±0,3 °С.

В практике гидрологических прогнозов для расчета понижения температуры воды по длине реки в основном используется формула Л. Г. Шуляковского [190], полученная в результате математического моделирования режима охлаждения водных масс.

Температура воды вычисляется по формуле

$$t_l = t_0 \exp(-a_0 l) + \frac{\alpha_в k t_2 + \alpha_в d + (\alpha_в + k) S^*}{\alpha_в k + (\alpha_в + k) c\rho\gamma}[1 - \exp(-a_0 l)], \quad (2.52)$$

где

$$a_0 = \frac{\alpha_в k + (\alpha_в + k) c\rho\gamma}{(\alpha_в + k) c\rho h v},$$

$$S^* = S_{тр} + S_д + S_{гр.в}.$$

Расчет температуры воды по формуле (2.52) производится для всех участков реки, на протяжении которых возможно осреднение температуры воздуха t_2, скорости течения v и глубины потока h, а также удельного теплообмена с ложем $S_д$, притока подземных вод ($S_{гр.в}$), удельного теплообмена при равенстве температуры воздуха и поверхности воды d. Коэффициент теплообмена k и коэффициент подачи тепла из водной массы к поверхности раздела вода — воздух $\alpha_в$ вычисляются по следующим формулам:

$$k = [(S_и - S'_и) + S_т - (S_{эф} - S'_{эф})]/(t - t_2), \quad (2.53)$$

$$\alpha_в = 10^{-3}(0{,}2v + 0{,}02w) c\rho. \quad (2.54)$$

Точность расчета температуры воды по формуле (2.52) при использовании фактической температуры воздуха достаточно высокая.

Для оценки изменений средних многолетних характеристик охлаждения воды в реках при отрицательной температуре воздуха может быть использовано более простое уравнение [50, 156]:

$$t_l = t_0 - (bl \sum S)/(Qc\rho). \quad (2.55)$$

Из этого уравнения при $t_l = 0$ определяется положение нулевой изотермы по длине реки:

$$l = 86400 Qc\rho t_0/(b \sum S). \quad (2.56)$$

В качестве исходных данных принимаются сведения по тепловому стоку на момент перехода температуры водуха к отрицательным значениям, средние суточные значения теплопотерь с водной поверхности и данные о ширине реки на расчетном участке.

2.2.5. Интенсивность ледообразования.

Значения интенсивности ледообразования, рассчитанные по формуле (2.4) для различных участков рек, различающихся по условиям перемешивания и значениям теплопотерь с водной поверхности за период ледообразования, изменяются от $0{,}3 \cdot 10^{-4}$ до $12 \cdot 10^{-4}$ Вт/см^3. Причем наибольшие значения могут превышать приведенные цифры в десятки раз за счет более высоких значений S и малых A. Минимальное значение P_0 не наблюдалось ниже

$0{,}3 \cdot 10^{-4}$ Вт/см^3. Это, по-видимому, те условия, при которых на реках появляется шуга.

Интенсивностью ледообразования в поверхностном слое воды (P_0) определяется не только характер замерзания, т. е. образуется поверхностный или внутриводный лед, но в какой-то мере и длительность замерзания, поскольку последняя обусловлена необходимостью накопления ледяного материала в количестве, достаточном для формирования ледяного покрова при данных условиях теплообмена и турбулентного перемешивания. Как следует из данных наблюдений, длительность замерзания изменяется от 1 сут при быстром замерзании до 50 сут при шугообразовании.

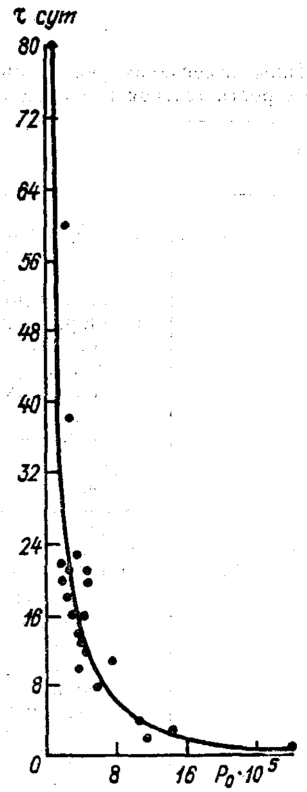


Рис. 2.8. Длительность замерзания τ в зависимости от интенсивности ледообразования P_0.

На основании анализа данных наблюдений за продолжительностью периода замерзания и интенсивностью ледообразования на различных реках [159] получена гиперболического типа зависимость $\tau = f(P_6)$ (рис. 2.8). Эта зависимость учитывает совместное влияние на процесс ледообразования теплопотерь и перемешивания. Из графика следует, что при максимальных значениях интенсивности ледообразования отмечается малая продолжительность ледообразования (1—2 сут). Изменение характера ледообразования имеет место при переходе от правой (пологой) к левой (крутой) части графика, отражающей малые значения P_0 и большую продолжительность замерзания (10—30 сут). В этой части графика оказались точки, полученные по данным наблюдений на шугоносных реках. Средняя часть графика является переходной от условий быстрого замерзания к условиям затяжного процесса формирования ледяного покрова. В этом случае наблюдается ледоход и ледостав устанавливается в результате поверхностного ледообразования.

2.3. Типы процессов замерзания рек

Характер развития ледовых процессов в реке обусловлен сочетанием условий теплообмена и перемешивания водных масс, движения и накопления льда в русле. Детальные исследования процессов ледообразования и формирования ледяного покрова,

количественная оценка характеристик теплообмена и перемешивания водных масс, интенсивности охлаждения и кристаллизации воды в реках, находящихся в различных климатических условиях, позволяют установить закономерности и выделить основные типы процессов замерзания рек (табл. 2.6).

Таблица 2.6

Типы замерзания рек в зависимости от интенсивности ледообразования P_0, скорости течения v и продолжительности периода замерзания τ

Тип замерзания	Характер замерзания	$P_0 \cdot 10^4$ Вт/см³	v м/с	τ сут
I	а) Образование забереговледяного покрова с начальной толщиной до 2 см	>2	<0,1	1—2
	б) Образование забереговсала, слабый ледоход, рост забереговдо их смыкания, ледостав. Начальная толщина льда до 2 см	>2	<0,2	2
II	Образование забереговледоход, ледостав. Начальная толщина льда до 15 см	1—2	<0,4	3—10
III	а) Образование забереговшугоход, ледостав. Начальная толщина льда более 15 см	<1	>0,4	10—15
	б) Образование забереговдлительный шугоход, зажор, ледостав. Начальная толщина льда более 20 см	<1	>0,5	>15

Первый тип замерзания (быстрый) характеризуется большой интенсивностью ледообразования в поверхностном слое ($P_0 > 2 \cdot 10^{-4}$ Вт/см³). Замерзание сопровождается образованием сала, заберегов. Ледяной покров формируется путем роста и смыкания заберегов при незначительной начальной толщине льда (1—2 см) в течение 1—2 сут.

При замерзании по второму типу (замедленному) ледообразование происходит в слое активного перемешивания толщиной 20—30 см. При этом $1 \cdot 10^{-4} \leqslant P_0 \leqslant 2 \cdot 10^{-4}$ Вт/см³. В период замерзания образуются забереги и льдины, перемещающиеся по реке (ледоход). Ледяной покров формируется при остановке, сплочении и смерзании льдин. Начальная толщина ледяного покрова 10—15 см. Длительность процесса замерзания 3—10 сут.

Третий тип замерзания (длительный) характеризуется интенсивным ледообразованием по всей глубине потока, $P_0 < < 1 \cdot 10^{-4}$ Вт/см^3. Замерзание сопровождается образованием шуги, движением ее вниз по течению (шугоход). Ледяной покров формируется при остановке, сплочении и смерзании шуги. Толщина ледяного покрова в начале ледостава превышает 20 см. Длительность процесса замерзания 10—20 сут и более. На участках с повышенными уклонами образуются зажоры льда.

Распространение основных типов замерзания рек по территории СССР показано на карте (рис. 2.9).

Первый тип замерзания наблюдается на малых и некоторых средних реках, отличающихся незначительной водностью в осенне-зимний период и медленным течением, скорость которого не превышает 0,2 м/с. Плотность теплового потока с водной поверхности, равная 100 Вт/м^2, является достаточной для охлаждения и замерзания реки. Длительность периода замерзания небольшая вследствие интенсивного теплообмена водных масс с атмосферой в условиях малой водности. Этот тип замерзания отмечается на многих реках в пределах Восточно-Европейской равнины, на реках левобережья Нижней Волги, в обширной области низовья Урала, на большинстве рек Северного и Центрального Казахстана. Образование ледяного покрова в результате роста и смыкания заберегов имеет место на малых и средних реках севера Якутии, Сибири, на равнинных реках Забайкалья, на реках Амурского бассейна, на реках побережья Охотского моря, Сахалина и Камчатки.

Второй тип замерзания распространен на многих средних и больших реках равнинной территории европейской и азиатской частей СССР, на которых скорость течения в период ледообразования не превышает 0,4 м/с. Начало ледохода отмечается спустя 2—3 сут после появления заберегов. В случае резкого похолодания (при температуре воздуха —10... —15 °С) одновременно с появлением заберегов наблюдается ледоход. Неоднородность гидравлических и морфологических характеристик по длине реки обусловливает значительное колебание ледотранспортирующей способности на отдельных участках. Увеличение ее сверху вниз нарушается на поворотах русла, в местах слияния рукавов, а также впадения притоков. В годы малой водности ледотранспортирующая способность резко уменьшается. Так, например, в низовьях рек Оби и Иртыша сток льда в годы максимальной водности в 3 раза больше, чем в годы малой водности [69]. Причем в годы повышенной водности наблюдается интенсивное шугообразование и вместо второго отмечается третий тип замерзания.

Формирование ледяного покрова по длине рек происходит путем образования ряда перемычек в местах малой ледопропускной способности русла [69, 188]. Между перемычками кромка ледяного покрова перемещается вверх по течению за счет образования и движения льда на участке, расположенном выше по течению и ограниченном ближайшей перемычкой. Скорость перемещения кромки в среднем составляет 30—100 км/сут. Изменяется

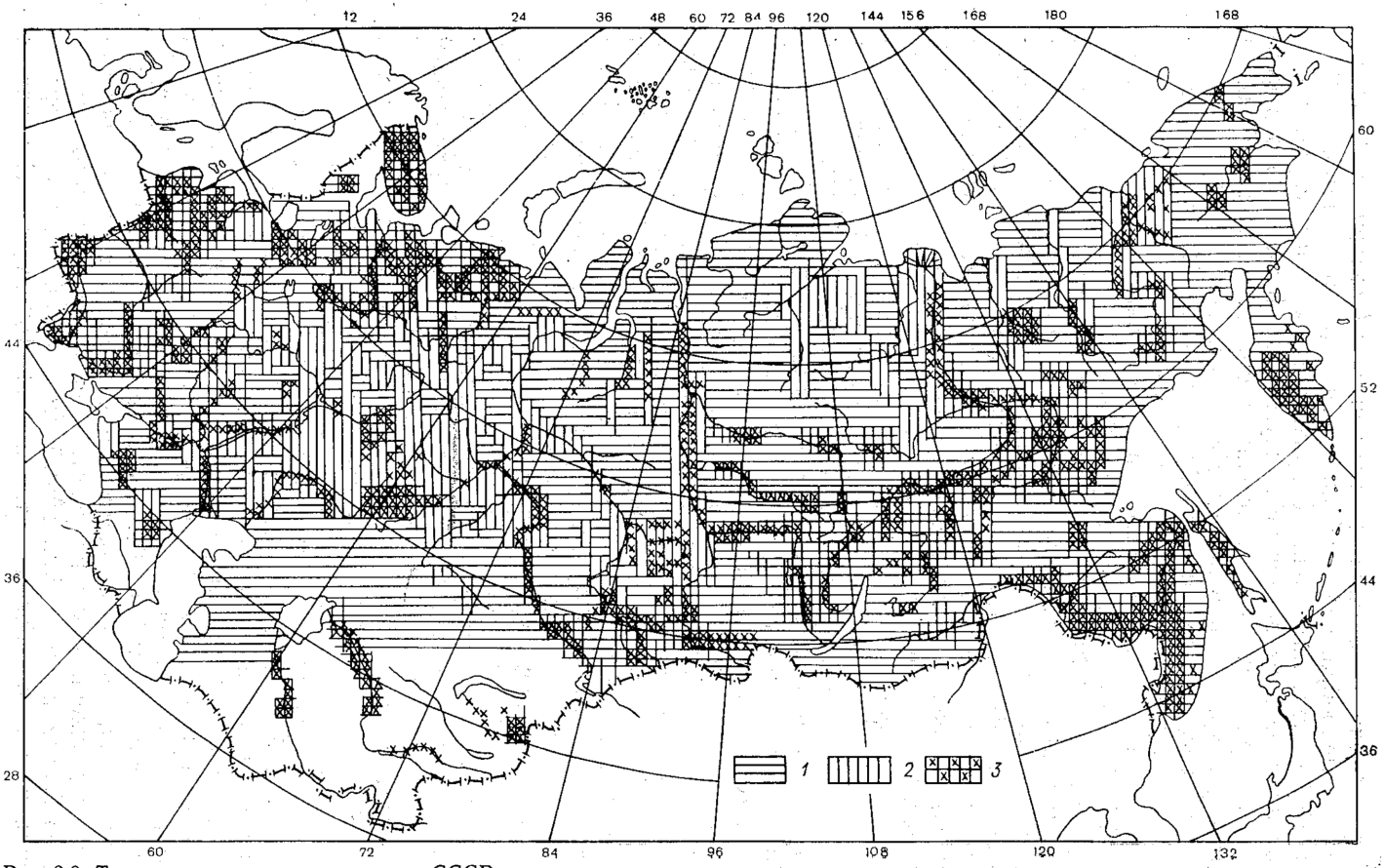


Рис. 2.9. Типы процессов замерзания рек СССР.

1 — первый тип, *2* — второй тип, *3* — третий тип.

она в зависимости от длины участка ледообразования, расходов льда (балльности ледохода, толщины и плановых размеров льдин, а также скорости их движения). На реках, текущих с севера на юг, скорость перемещения кромки меньше, чем на реках, текущих с юга на север, особенно на участках впадения крупных притоков. Так, например, скорость перемещения кромки льда на Северной Двине 50 км/сут, а на Урале 20 км/сут.

Реки, текущие в широтном направлении, замерзают почти одновременно по всей длине, Кроме того, в годы пониженной водности при глубоком и продолжительном похолодании даже на больших реках — Лене, Енисее, Амуре — отмечается одновременное замерзание участков протяженностью 1000—1500 км.

Третий тип замерзания является характерным для участков рек с повышенной скоростью течения (более 0,4 м/с). Ежегодно наблюдается третий тип замерзания на реках Средней Азии и Кавказа, Прибайкалья и Забайкалья, Камчатки, Сахалина, Алтая, западных районов европейской части СССР и Кольского полуострова. Кроме того, он наблюдается на многих больших и средних реках в годы повышенной водности и с неустойчивыми погодными условиями. При замерзании рек одновременно с забегами появляется шуга. Характер распределения ее на водной поверхности, размеры и форма шуговых скоплений являются в какой-то мере отражением структурных особенностей потока. На прямолинейных участках она движется по всей ширине реки, а на извилистых — только у одного из берегов в виде полосы. Между шириной этой полосы и кривизной потока существует достаточно тесная связь. С уменьшением радиуса кривизны русла закономерно уменьшается и ширина полосы движения шуги и льда. Такая закономерность объясняется повышением интенсивности поперечной циркуляции воды с уменьшением радиуса кривизны русла.

На участках поворота русла наблюдается изменение характера движения шуги в результате отклонения льдин к вогнутому берегу, где густота шугохода увеличивается. Кроме того, распределение шуги по ширине реки изменяется под влиянием ветра и в зависимости от его направления скорость движения шуги увеличивается или уменьшается.

Формирование ледяного покрова из шуги, которая часто бывает смерзшейся в поверхностном слое, сходно с образованием его из льдин и происходит так же, как при втором типе замерзания: путем перемещения кромки ледяного покрова снизу вверх по течению реки, т. е. постепенным заполнением водной поверхности льдом, поступающим с верхних участков, либо путем образования отдельных перемычек и последующего замерзания водной поверхности между ними. В зависимости от морфологических особенностей русла имеет место тот или другой вариант. На участках рек с повышенными уклонами водной поверхности образуются зажоры льда. В этих случаях наблюдается наиболее длительный период замерзания рек, так как скорость перемещения

кромки на зажорных участках невелика, 3—6 км/сут. Сток льда за период замерзания шугоносных рек исчисляется миллионами кубических метров.

При третьем типе продолжительность замерзания участка реки 10—20 сут и более. Причем на реках бассейнов с неустойчивыми погодными условиями осенне-зимнего периода (западной части СССР, южных районов Азии, на Сахалине и Камчатке) в отдельные годы она увеличивается до 50 сут.

Кроме указанных типов замерзания в природе имеют место также случаи с различными промежуточными условиями, при которых наблюдается формирование ледяного покрова за счет шуги и поверхностного льда. На реках Енисее, Лене, Урале и других при быстром смерзании шуги в условиях резкого похолодания иногда трудно отличить шугоход от ледохода.

В сложном сочетании всех причин замерзания выделяются особенности, присущие тому или другому процессу замерзания. Тип замерзания определяет ледовый режим реки, характеризующийся интенсивностью нарастания толщины ледяного покрова, условиями вскрытия, образования зажоров и заторов льда, а также пропускной способностью русла в зимний период.

2.4. Сроки замерзания рек

Начало развития ледовых явлений на реках определяется особенностями циркуляции воздушных масс осенне-зимнего периода над территорией СССР. На большинстве рек Восточной Сибири появление льда связано с формированием восточно-сибирского антициклона и притоком холодных воздушных масс, поступающих через Карское море и Таймыр. На реках Западной Сибири сроки появления льда обусловлены формированием и развитием гребня восточно-сибирского антициклона, усилению которого способствует вторжение холодных воздушных масс с севера и северо-запада. От характера развития процессов синоптического предзимья зависит период появления льда на реках европейской части СССР [9, 43, 57].

На реках Сибири и в северных районах европейской части СССР лед образуется в октябре, в большинстве районов европейской части СССР — в ноябре, а в районах Средней Азии и Кавказа — в декабре.

При интенсивном похолодании лед появляется почти одновременно на малых, средних и больших реках, при слабом и кратковременном похолодании — только на малых и средних реках. На больших реках различие в сроках появления льда обусловлено не только своеобразной структурой метеорологических элементов, определяющих разновременность сроков перехода температуры воздуха к отрицательным значениям, но и направлением течения, а также гидрологическими особенностями отдельных участков реки. Закономерная последовательность распространения ледовых явлений по длине больших рек нарушается местными условиями,

особенно на участках впадения крупных притоков. Так, например, на Оби в зоне впадения Иртыша ледовые явления наблюдаются в более поздние сроки, а в зоне впадения Томи и Чулыма — в более ранние. Запаздывает появление льда на Енисее под влиянием Ангары. Холодные воды Буреи способствуют раннему появлению льда в низовье Амура. На Енисее, Лене, Северной Двине, Печоре и других реках лед поступает из притоков на несколько суток раньше начала ледообразования на главной реке.

Разница в сроках появления льда по длине Енисея и Лены в среднем составляет 2—3 недели. Появление льда на р. Оби происходит в течение недели. Отмечается одновременность появления льда в среднем и нижнем течении Северной Двины.

Влияние водности наиболее выражено для рек, текущих с юга на север, и в значительной мере ослаблено для рек, бассейны которых вытянуты в широтном направлении.

Благодаря географическим обобщениям, выполненным М. А. Рыкачевым и В. В. Шостаковичем, Л. К. Давыдовым и Н. М. Алюшинской, Г. Р. Брегманом, Н. Ф. Виноградовой и Б. М. Гинзбургом, установлены основные закономерности территориального распространения сроков ледовых явлений в зависимости от климатических условий. На картах изохрон сроков ледовых явлений [43] пространственное распределение средних многолетних сроков появления льда характеризуется широтной направленностью изохрон в пределах Восточной Сибири с небольшим отклонением под влиянием выноса теплых воздушных масс с Тихого океана в районе Приморского края. Отклонение изохрон от широтной направленности выражено в Западной Сибири из-за выноса теплых воздушных масс с Атлантики. Причем наиболее сильное влияние его на северо-западе европейской части СССР, и поэтому изохроны сроков ледовых явлений приобретают направленность с северо-востока на юго-запад (рис. 2.10).

Пространственное распределение сроков ледовых явлений полностью отражает закономерное изменение теплообмена водных масс с атмосферой на реках территории СССР.

Различие между сроками ледовых явлений на реках южных и северных районов азиатской части СССР в среднем составляет около месяца (конец сентября — конец октября), а европейской — почти полтора месяца (конец октября — середина декабря). Как установлено Гинзбургом, изменчивость сроков ледовых явлений увеличивается с востока на запад. Среднее квадратическое отклонение сроков появления льда от средних на реках Восточной Сибири и Дальнего Востока составляет 4—5 сут, а затем увеличивается до 8—10 на реках Западной Сибири и до 15—20 сут на реках западных и южных районов европейской части СССР.

Характер изменчивости сроков ледовых явлений обусловлен климатическими особенностями речных бассейнов различных географических районов. Наименьшая изменчивость отмечается в районах резко континентального климата, а наибольшая — в зоне морского климата.

Процессы замерзания рек завершаются ледоставом. В течение октября он распространяется на реках азиатской части СССР. В ноябре замерзают реки Камчатки, северных районов Приморья и Сахалина, а также реки северных районов европейской части СССР. В декабре ледяной покров образуется почти на всех реках СССР, за исключением рек горных районов Средней Азии и Кавказа, расположенных южнее 44° с. ш., на которых ледостав наблюдается крайне редко и только на отдельных участках.

Пространственное распределение средних многолетних сроков ледостава на реках территории СССР в общем характеризуется широтной направленностью на азиатской части и почти меридиональной в пределах Восточно-Европейской равнины (рис. 2.11). В большинстве районов европейской части СССР изохроны сроков ледостава на реках, так же как и сроков появления льда, приобретают направленность с севера-востока на юго-запад [43].

Изменчивость сроков ледостава наибольшая на реках запада и юга европейской части СССР, среднее квадратическое отклонение от средних многолетних составляет 18—20 сут. На реках Западной Сибири оно уменьшается до 8—10 сут, а на реках Восточной Сибири — до 4—5 сут.

Глава 3

Зажоры на реках

3.1. Процессы образования зажоров

Зажор представляет собой скопление шуги с включением мелкобитого льда в русле реки, вызывающее стеснение водного сечения и связанный с этим подъем уровня воды непосредственно на участке зажора и выше по течению. Ниже зажора в период его образования уровни понижаются.

Зажоры образуются на шугоносных реках в период формирования ледяного покрова на участках с повышенными уклонами, где задерживается перемещение кромки, а также в местах стеснения русла островами, валунами, где образуются ледяные перемычки. Кроме того, зажоры формируются при ледоставе ниже больших полыней в результате заноса шуги под ледяной покров (рис. 3.1, 3.2).

В нижних бьефах ГЭС из-за постоянно действующей полыньи зажоры образуются в процессе перемещения кромки льда на участках с повышенными скоростями течения. На горных реках зажоры образуются при интенсивном шугоходе в местах недостаточной ледопропускной способности русла.

Формирование ледяного покрова на шугоносных реках происходит либо путем перемещения ледяной кромки снизу вверх по

течению реки, либо путем постепенного заполнения водной поверхности льдом, поступающим с верхних участков, либо путем обра-

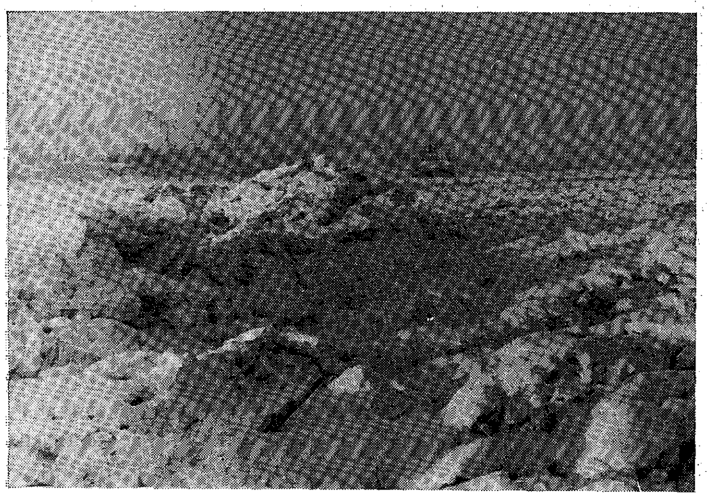


Рис. 3.1. Зажор на р. Неве.



Рис. 3.2. Зажор на р. Волге.

зования отдельных перемычек в местах уменьшения скорости течения и последующего замерзания между ними.

Закономерности перемещения кромки льда определяются продольным профилем водной поверхности реки, а также местными уклонами. На участках с небольшими уклонами водной

поверхности (менее 0,01 ‰) образуются перемычки за счет остановки и смерзания шуговых образований. На этих участках кромка ледяного покрова перемещается со скоростью, превышающей 20 км/сут. С увеличением уклонов водной поверхности наблюдается закономерное уменьшение скорости перемещения кромки, а при подходе к участкам с уклонами более 0,1 ‰ непрерывное перемещение кромки льда прекращается. Для того чтобы оно возобновилось, необходимо снижение скорости течения за счет образования скопления шуги, создающего дополнительное гидравлическое сопротивление, необходимое для возникновения подпора, обеспечивающего дальнейшее перемещение кромки льда. При этом чем больше уклоны и скорости течения, тем больше, при прочих равных условиях, мощность зажора. Отмеченная закономерность впервые была выявлена К. Е. Ивановым при исследованиях зажорных явлений на р. Неве.

Под влиянием зажоров водопропускная способность русел уменьшается, и на участке ниже зажора происходит временный спад уровней воды. Выше зажора наблюдается подъем уровней и образование подпора. Уменьшение уклона и скорости течения на этом участке обеспечивает дальнейшее перемещение кромки льда.

На некоторых реках (Ангаре, Неве, Зее, Бурее, Днестре и др.) вследствие неоднородности морфологических характеристик по их длине формирование ледяного покрова сопровождается образованием каскада зажоров различной мощности. Особенно сложные ледовые условия наблюдаются в нижних бьефах ГЭС в зоне пульсации кромки льда. На этих участках под влиянием суточного регулирования ГЭС происходит непрерывный процесс образования и разрушения ледяного покрова. В местах стабилизации кромки льда наблюдаются зажорно-заторные явления, возникающие в период значительных колебаний расходов воды и интенсивного шугообразования в приплотинной полынье.

В процессе формирования зажора выделяются следующие стадии его развития:

1) вовлечение шуговых образований под кромку льда;
2) движение и отложение шуги под ледяным покровом;
3) перераспределение шуговых образований в зажоре и перемещение кромки льда вверх по реке.

Исследования движения шуги в потоке впервые были выполнены советскими, а затем развиты канадскими учеными. В работе А. М. Естифеева [80] движущийся шуговой слой характеризуется коэффициентом вязкости, от значений которого зависит устойчивость шугового скопления. В исследованиях В. П. Берденникова [15] помимо сил вязкого трения учитывается начальное скалывающее напряжение движущегося шугового слоя и условие равновесия между силами сопротивления шугового слоя и влекущей силой потока записывается следующим уравнением:

$$h_л (\tau_0 + \mu\, dv/dx) = 0{,}5\rho g I h x. \qquad (3.1)$$

При остановке шугового слоя $v = 0$, тогда

$$h_л\tau_0 = 0{,}25\rho g I h b. \quad (3.2)$$

Чем больше толщина шугового слоя и значения скалывающего напряжения, тем больше его устойчивость. Если силы потока превышают сопротивляемость шугового слоя, то он разрушается и шуга вовлекается под кромку ледяного покрова. Скорость течения, глубина потока, а также толщина и плотность шуги определяют условия погружения и переворота шуговых образований. Так, например, в период замерзания р. Невы при расходе воды 3000 м³/с, плотности шуговых образований 450—550 кг/м³ и толщине слоя шуги 0,5 м на участках с повышенным уклоном формируются зажоры, так как влекущее усилие потока в несколько раз больше сопротивляемости шугового слоя.

В исследованиях Паризе, Оссе, Кивисильда и Мишеля доказана возможность характеризовать условия заноса ледяных образований под кромку критическим значением числа Фруда, исходя из условия гидродинамической устойчивости кромки ледяного покрова [207, 209]:

$$\mathrm{Fr} = v/\sqrt{gh} = (1 - \Delta h_{зж}/h_{зж})\sqrt{[2(\rho - \rho_л)/\rho](1 - \varepsilon_{зж})\Delta h_{зж}/h_{зж}}. \quad (3.3)$$

Равенство (3.3) достигает максимума при

$$\mathrm{Fr}_{кр} = 0{,}154\sqrt{1 - \varepsilon_{зж}}. \quad (3.4)$$

В зависимости от пористости шуговых образований $\mathrm{Fr}_{кр}$ изменяется в диапазоне 0,06—0,12. При значениях $\mathrm{Fr} < \mathrm{Fr}_{кр}$ подплывающие ледяные образования вовлекаются под кромку. Следовательно, необходимым условием зажорообразования является вовлечение шуговых скоплений под кромку, а это происходит при значениях числа Фруда больше критических.

Из условия (3.4) определяется критическое значение уклона, характеризующего место образования зажора льда:

$$I > 0{,}05\ ‰. \quad (3.5)$$

В. И. Синотиным и З. А. Генкиным [164] установлена зависимость критической скорости подныривания от преобладающего размера льдин при соизмеримых значениях длины льдины и глубины потока:

$$v_{кр} = \sqrt{0{,}035gl}. \quad (3.6)$$

В модельных исследованиях, выполненных А. М. Филипповым [177], кроме длины учитывается и толщина льдин. Максимальное значение $\mathrm{Fr}_{кр}$ имеет место в тех случаях, когда длина льдин соизмерима с ее толщиной.

Головная часть зажора формируется непосредственно у кромки ледяного покрова. Характер движения и отложения шуговых образований под кромкой обусловлен гидравлическими характеристиками зажорного участка, размерами, формой скоплений и физическими свойствами шуги.

Рассматривая систему сил, действующий на льдину, и применяя условия статики, В. К. Тройнин [174] предложил расчетные формулы скорости потока, определяющей начало поступательного движения (скольжения) льдин вдоль ледяного покрова ($v_п$), а также скорости, обеспечивающей угловое перемещение (поворот) льдин под ледяным покровом ($v_{у.п}$):

$$v_п = \sqrt{\frac{(\rho_в - \rho_л)\, g h_л + g\rho h_л / l}{k l_1 / l + (f_2/f_1)\, m_2^2 h_л / l + f_2/f_1}}; \qquad (3.7)$$

$$v_{у.п} = \sqrt{\frac{(\rho_в - \rho_л)\, g h_л + 2\rho g h_л\, (l_1/l)\, [1 - l_1/(2l)]}{f_1 m_2^2 h_л^2 / l^2 + f_2 \dfrac{h_л}{l} + 2k\,(1 - l_1/l)\, l_1/l}}, \qquad (3.8)$$

где k=0,04 см²/м⁴; f_1 и f_2 — коэффициенты трения лед—лед и лед—вода; m_2 — коэффициент, характеризующий изменение скорости потока под льдиной.

Из анализа формул (3.7) и (3.8) следует, что существенное влияние на скорость скольжения и вращения льдин оказывают их размеры. При отсутствии препятствий под ледяным покровом преобладает поступательное движение льдин. В том случае, если оно затруднено, льдины перемещаются путем многократных поворотов. С увеличением плановых размеров льдин сокращается путь их движения под кромкой. Для больших льдин основным видом движения является скольжение по ледяному покрову [178].

На зажорных участках путь движения льдин под кромкой ледяного покрова невелик из-за препятствий поступательному движению льдин и малой скорости течения, не обеспечивающей переворот льдин.

Лабораторные исследования, а также данные наблюдений за условиями формирования зажоров на Ангаре, Неве, Западной Двине, Волге и других реках показали, что поступающий к кромке ледяной материал остается в пределах зажорного участка. Убыль льда в процессе формирования зажора мала по сравнению с общим объемом, и ею можно пренебречь.

С повышением уровня воды на зажорном участке уменьшается число Фруда и соответственно изменяются условия вовлечения льда под кромку. Подплывающая шуга останавливается у кромки и, смерзаясь, образует шуголедяной покров.

Исходя из уравнения статического равновесия между силами потока и сопротивлением зажорных скоплений граничные условия устойчивости зажора можно записать следующим уравнением [207]:

$$h_{зж} \sqrt[4]{b} / (\xi \sqrt{Q}) = 2{,}36; \quad h_ш / h_{зж} = 0{,}33, \qquad (3.9)$$

где

$$\xi = \left(\frac{2{,}28 n_0^2 \rho}{\sin(2\psi)\,(1 - \varepsilon_{зж})\,(\rho - \rho')\, h_{пзж}^{1/3}} \right)^{0{,}25}.$$

Колебания стока воды и погодных условий в процессе формирования зажора приводят к нарушению равновесия и устойчивости зажорных скоплений. Начинаются подвижки, при которых шуговые массы уплотняются и в отдельных местах увеличивается их толщина, а в целом по длине участка происходит перераспределение ледяного материала. При больших подвижках кромка льда отступает на 1—2 км со скоростью 0,1—0,3 м/с.

Число и размеры подвижек определяются изменением уклонов водной поверхности, влекущей силой потока, давлением поступающих сверху масс льда и шуги, а также интенсивностью потепления воздушных масс. Наиболее мощные подвижки обычно наблюдаются в период быстрого подъема зажорного уровня воды. На участках рек с уклонами водной поверхности во время формирования зажора 1—2 ‰ происходит до десяти крупных подвижек. По данным исследований [47] на Ангаре, без подвижек и динамических уплотнений зажорных скоплений не может образоваться ледяной покров на участках с большими уклонами. В процессе формирования зажора существенное воздействие на шуголедяной покров оказывает ветер, под влиянием которого возникают подвижки и кромка отступает на несколько километров. Такое явление неоднократно наблюдалось при формировании зажоров на р. Неве, когда ветер со скоростью 10—15 м/с в направлении течения вызывал срыв кромки и отступление ее вниз по реке на 4—6 км. При этом уплотнение зажорных скоплений приводило к дальнейшему сокращению водопропускной способности русла на зажорном участке.

Мощность зажора характеризуется высотой подпора, сооветствующего перемещению кромки на зажорном участке. В свою очередь скорость перемещения кромки является комплескной характеристикой условий формирования зажора [65]:

$$v_{кр.\,л} = q_ш/[\omega\,(1 - I_{эж}/I_0)^{-0,3}]. \qquad (3.10)$$

По данным исследований на Ангаре, Волге, Неве, Днестре и других реках, в этот период уклоны водной поверхности изменяются в 3—4 раза и больше.

Зависимость скорости движения кромки ледяного покрова от уклонов водной поверхности характеризуется гиперболической кривой, построенной по материалам натурных измерений на Ангаре, Волге и Неве (рис. 3.3).

При одних и тех же уклонах изменение скорости движения кромки ледяного покрова находится в полном соответствии с изменением расходов льда. Естественно, наименьшая скорость движения кромки наблюдается при малых теплопотерях водной поверхности и длине участка ледообразования меньше суточного пробега. Кроме того, имеют место случаи сокращения участков ледообразования за счет ледяных перемычек, отсекающих часть ледопроизводящего участка.

Чем больше расходы шуги в процессе формирования зажора, тем больше скорость перемещения кромки льда. По данным

исследований, на реках Ангаре, Волге, Амударье среднее значение скорости перемещения кромки льда на зажорных участках изменяется от 0,1 до 5 км/сут, при этом расходы шуги в среднем составляют 50—200 м³/с, а максимальные достигают 1000 м³/с.

Количество льда в зажоре определяется по данным измерений расходов шуги, поступающей на зажорный участок с верхних участков реки за период формирования зажора либо вычисляется по методу теплового баланса с учетом гидравлических характеристик потока:

$$N_{зж} = q_л \tau; \tag{3.11}$$

$$q_л = \alpha_л abv. \tag{3.12}$$

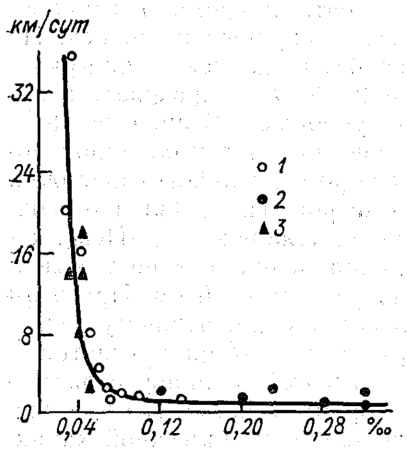


Рис. 3.3. Зависимость скорости перемещения кромки льда от уклона водной поверхности.

1 — р. Волга, *2* — р. Ангара, *3* — р. Нева.

Кроме того, количество льда в зажоре может быть оценено гидравлическим методом с помощью опорных кривых по данным измерений уровней воды на верхнем и нижнем створах зажора с учетом морфологических характеристик зажорного участка. На основе расчетных значений изменения водопропускной способности русла под влиянием зажорных скоплений оценивается толщина и количество льда в зажоре [63].

По данным исследований на реках Ангаре, Амударье, Волге и других, зашугованность русла на зажорных участках составляет 20—80 %. При этом в зависимости от глубины потока, формы поперечного и продольного профиля русла толщина зажорных скоплений изменяется от 2 до 10 м (в отдельных случаях достигает 12—15 м), а длина — от 3 до 5 км на средних реках и от 10 до 25 км на больших. Соответственно и объем шуги в зажорах изменяется от 10 до 80 млн. м³. Поверхность зажоров торосистая, высота торосов до 3 м. Отмечаются навалы льда на берегах, высотой 3—4 м. Длительность образования зажора зависит от расхода и физических характеристик льда и шуги, быстроты его смерзания, а также от гидравлических характеристик потока на участке реки.

Время промерзания шуги определяется по формуле, учитывающей толщину скоплений, плотность шуги и тепловые свойства зажорных скоплений [66]:

$$\tau = L(\rho_л - \rho_ш) h_ш^2/(2\lambda_л t). \quad (3.13)$$

Завершается процесс формирования зажора резким увеличением скорости продвижения кромки льда.

Восстановление пропускной способности русла происходит в течение некоторого промежутка времени в результате увеличения напора воды, а также из-за эрозийного процесса зажорных скоплений. На реках северных районов зажорные скопления сохраняются в течение всего зимнего периода и при вскрытии реки являются очагами заторообразования. При неустойчивых погодных условиях, особенно при потеплении, зажорные массы легко размываются потоком. По данным исследований А. Н. Чижова [181], на горных реках зажоры могут существовать только в состоянии динамического равновесия, т. е. в период шугохода, когда отложения шуги, переносимые потоком под зажором, компенсируют его размыв. После окончания шугохода зажорные скопления разрушаются, сохраняясь в отдельных местах в виде «мостов» или ледяных валов.

3.2. Зажорные уровни

Закономерности подъема уровня воды, возникающего вследствие уменьшения водопропускной способности русла, определяются режимом расходов воды, морфологическими особенностями зажорного участка, толщиной, пористостью и коэффициентом шероховатости зажорных скоплений:

$$H_{зж} = f(Q, I, h_ш, \delta_ш, n_ш). \quad (3.14)$$

Амплитуда подъема зажорного уровня воды является интегральной характеристикой мощности зажора. Вместе с этим последняя увеличивается соответственно увеличению расходов воды, так как чем больше расход воды, тем больше гидравлическое сопротивление, необходимое для создания подпора, обеспечивающего продвижение кромки льда.

Появление зажора в русле реки сопровождается повышением уровня воды не только вследствие стеснения водного сечения шугой, но и в результате дополнительного сопротивления движению воды за счет удлинения смоченного периметра, повышенной шероховатости и специфической формы зажорных скоплений, создающих особый режим водному потоку. Оно преодолевается потоком путем увеличения глубины и уклона на исследуемом участке реки.

Задача определения роли и значения отдельных составляющих подъема довольно сложная. В какой-то мере их можно оценить на основании теоретического анализа с привлечением данных специальных наблюдений на зажорных участках. К сожалению,

такие наблюдения производятся крайне редко из-за трудоемкости зимних работ.

Для оценки зажорных уровней воды можно воспользоваться связью между гидравлическими характеристиками открытого русла и при наличии скоплений шуги зажорный уровень можно записать в виде функции глубины у верхней кромки скоплений ($h_{зж}$), т. е.

$$H_{зж} = f(h_{зж}), \tag{3.15}$$

при этом $h_{зж}$ выразить через глубину потока под зажором $h_{пзж}$ и толщину погруженных скоплений шуги $h_{ш}$:

$$h_{зж} = h_{пзж} + h_{ш}\rho_{л}/\rho_{в}, \tag{3.16}$$

а затем $h_{пзж}$ заменить глубиной открытого русла h:

$$h_{пзж} = kh; \tag{3.17}$$

$$k = a^{0,6}(b/b_{зж})^{0,6}(n_{пр}/n_{р})^{0,6}(I/I_{зж})^{0,3}, \tag{3.18}$$

где k — коэффициент, характеризующий отношение гидравлических характеристик в условиях открытого русла и при зажоре для периода его стабилизации при $Q_{з}=Q_{0}$; a — отношение гидравлического радиуса открытого русла и при наличии шуги.

Если относительный подъем уровня воды, вызываемый стеснением русла шугой, характеризовать коэффициентом β, т. е.

$$\Delta h_{зж}/h_{зж} = \beta, \tag{3.19}$$

то после небольших преобразований, учитывая выражения (3.17) и (3.18), уравнение (3.15) можно представить в виде

$$h_{зж} = hk/(1-\beta) \tag{3.20}$$

или

$$h_{зж} = A_{зж}h. \tag{3.21}$$

Соотношение k и β по существу является показателем зажорности участка реки. Значение $A_{зж}$ устанавливается путем анализа данных наблюдений на зажорных участках рек за все годы наблюдений. При анализе зажорных уровней на реках была выявлена зависимость коэффициента зажорности ($A_{зж}$) от уклона водной поверхности (рис. 3.4). Аналитическое выражение этой зависимости имеет следующий вид [74]:

$$A_{зж} = e^{\alpha_{зж}}I^{0,3}, \tag{3.22}$$

$\alpha_{зж}=3{,}30+0{,}10$. Значение поправки принимается с учетом коэффициента формы русла. Для каждого исследуемого участка значение коэффициента $\alpha_{зж}$ уточняется по мере накопления данных гидрофизических наблюдений.

Таким образом, выражение (3.20) принимает вид

$$h_{зж} = e^{\alpha_{зж}}I^{0,3}h. \tag{3.23}$$

Имея данные о глубине потока и уклоне водной поверхности можно определять глубину у верхней кромки зажора ($h_{зж}$) и зажорный уровень ($H_{зж}$). С помощью зависимости (3.23) можно рассчитать зажорные уровни для участков рек, не освещенных данными зимних наблюдений и, кроме того, ею можно воспользоваться при разработке методов прогноза, а также для обоснования эксплуатационного режима работы гидротехнических сооружений в зимний период.

Количественные характеристики зажорных подъемов и зажорных уровней воды на реках систематизированы и обобщены в «Каталоге заторных и зажорных участков рек СССР» [90]

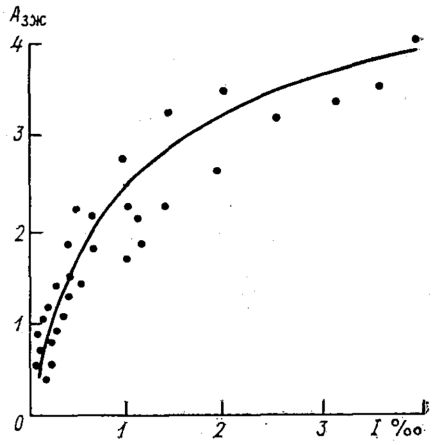


Рис. 3.4. Зависимость коэффициента зажорности от уклона водной поверхности.

На основании данных наблюдений в 1030 пунктах, расположенных на реках азиатской и европейской частей СССР, составлена карта зажоров льда на реках (рис. 3.5), характеризующая расположение зажорных участков по длине рек, повторяемость зажоров льда, зажорные уровни воды и превышения их над уровнями весеннего половодья. В результате исследований выявлены особенности процессов образования и распространения зажоров на реках СССР.

3.3. Распространение зажоров на реках СССР

Зажорные явления характерны для шугоносных рек, отличающихся наличием порогов и перекатов. Зажоры образуются на участках перелома общего продольного профиля реки, а также на участках с сосредоточенным падением.

В пределах европейской части СССР зажоры наблюдаются на большинстве рек. Повышенной зажорностью характеризуются реки бассейнов Белого и Баренцева морей — Северная Двина, Сухона, Вычегда, Печора, Онега, Кемь, Тулома, Поной и др.

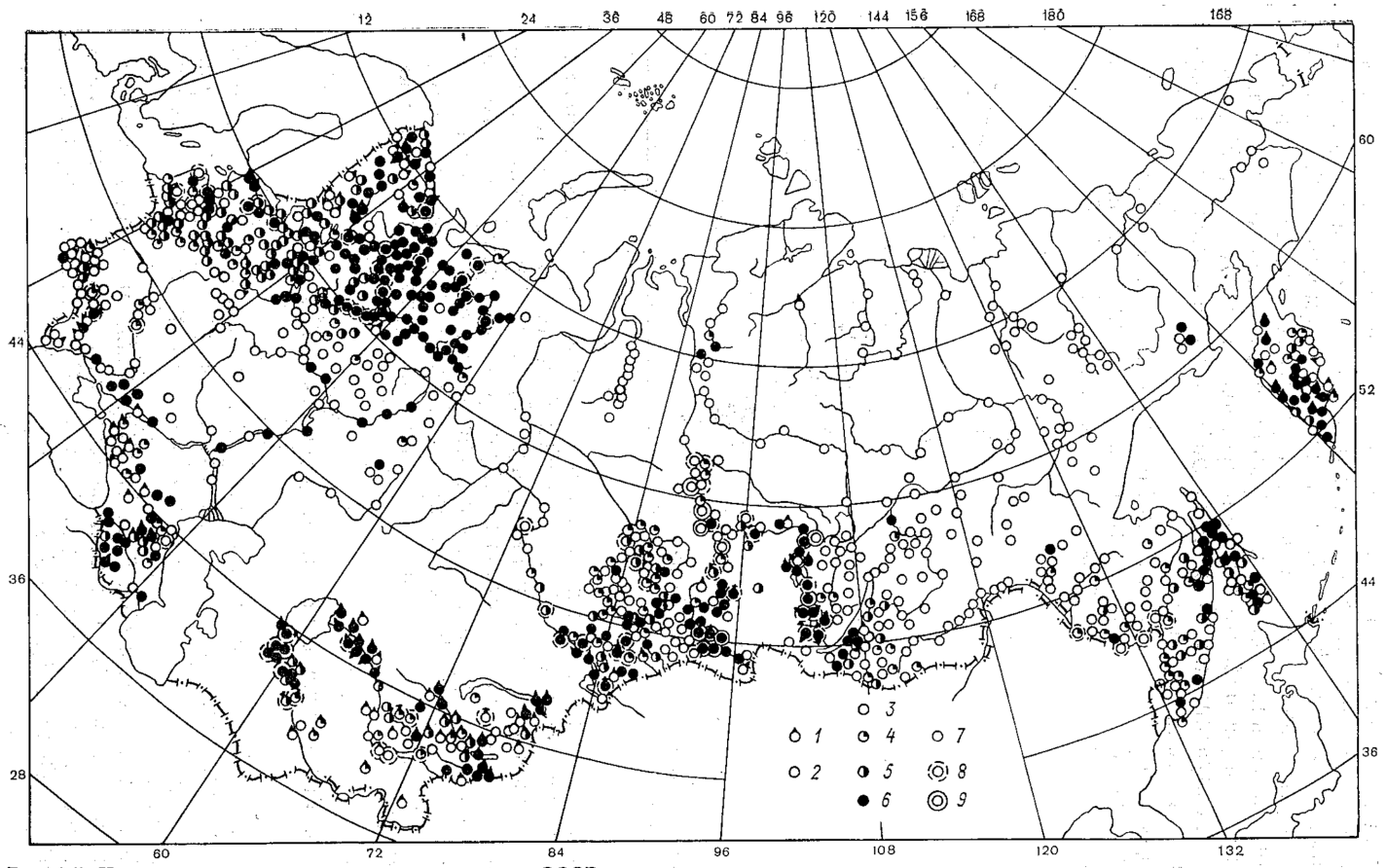


Рис. 3.5. Карта распространения зажоров на реках СССР.

1) $H_{\text{макс. зж}} > H_{\text{макс. н/зж}}$, *2)* $H_{\text{макс. зж}} < H_{\text{макс. н/зж}}$; *3, 4, 5, 6* — повторяемостью соответственно: 0—40, 40—60, 60—80, 80—100; *7)* $h <$ <300 см, *8)* $300 < h < 500$ см, *9)* $h > 500$ см.

На Северной Двине и ее притоках (Сухоне, Пинеге, Вычегде) повторяемость зажоров 90—100 %. Зажорные участки длиной 5—25 км расположены по всей реке от истока до устья. Наибольшие зажорные подъемы уровня $\Delta H_{зж}$ наблюдались на нижних участках Северной Двины (5,1 м), Сухоне (4,6 м), Вычегде (3,3 м), Пинеге (2,6 м). Относительный зажорный подъем уровня, т. е. $\Delta H_{зж}/H_{зж}$ составляет 0,25—0,75 в зависимости от зашугованности русла.

Значительная зажорность характерна для Печоры и ее притоков — Ижмы, Сулы, Цильмы, особенно в средней части рек. Зажорные подъемы уровня воды на Печоре достигают 3,5—4,2 м, а на притоках — 2,5—2,7 м. Относительный подъем уровня составляет 0,3—0,7.

На реках Кольского полуострова формирование ледяного покрова нередко сопровождается зажорными явлениями, большей частью на устьевых участках. Зажорные подъемы уровня воды превышают 3 м (р. Стрельня — 3,3 м, р. Поной — 3,1 м).

Интенсивное шугообразование и формирование зажоров большой мощности, вызывающее зимние наводнения, наблюдаются на Неве, Западной Двине и Немане. Повторяемость зажоров на Неве 100 %. Максимальный зажорный подъем уровня 3,4 м при зашугованности русла 6—7 м и пористости зажорных скоплений 0,35—0,40. Относительный зажорный подъем уровня составляет 0,4—0,6.

Примерно такой же интенсивности отмечались зажоры на Нарве. Зашугованность русла распространялась на 8—10 м по глубине, а зажорные подъемы достигали 3,8 м. Однако после сооружения Нарвской ГЭС пороги оказались затопленными и зажоры не наблюдаются.

Повышенной зажорностью отличается Западная Двина, хотя повторяемость зажоров несколько ниже, 50—70 %. Вместе с этим максимальный зажорный подъем уровня воды достигал 5,7 м (самый высокий на реках европейской части СССР). Относительный зажорный подъем уровня составляет 0,3—0,6.

Реки бассейнов Черного, Азовского и Каспийского морей также характеризуются значительной зажорностью, но повторяемость зажоров и зажорные подъемы значительно ниже, чем на реках северных районов. Наибольшая зажорность отмечается на Днестре (особенно на его карпатских притоках), Днепре, Южном Буге, на Дону, Северском Донце. Мощные зажоры образуются на многих реках Северного Кавказа и Закавказья. Формирование ледяного покрова сопровождается образованием зажоров на реках бассейнов Волги и Урала.

На многих реках юга и юго-запада СССР, в том числе на Тиссе, Днестре, Кубани, Тереке и др. вследствие частой смены погодных условий имеют место повторные замерзания и вскрытия, сопровождающиеся зажорно-заторными явлениями. Эта особенность также свойственна нижним бьефам зарегулированных рек, на которых под влиянием суточного регулирования ГЭС происходит непрерывный процесс образования и разрушения ледяного покрова.

В местах стабилизации кромки ледяного покрова почти ежегодно наблюдается образование зажоров льда из-за интенсивного шугообразования в приплотинной полынье, а также заторов льда в период значительных колебаний расходов воды, вызывающих срыв кромки ледяного покрова [65].

Аналогичным является режим рек бессточных областей Средней Азии и бассейна Аральского моря. На большинстве рек Средней Азии отсутствует устойчивый ледостав. На Амударье ледяной покров образуется главным образом на нижних участках реки. Повторяемость зажоров 70—100 %, а наибольшие зажорные подъемы уровня воды около 4 м. Относительный зажорный подъем уровня воды составляет 0,4—0,6.

На Сырдарье интенсивное шугообразование и формирование зажоров наблюдается на всей длине реки от истока до устья. Повторяемость зажоров льда на большинстве участков 100 %. Наибольший зажорный подъем отмечается в месте впадения притока Кара-Узяк и достигает 3,4 м, а подпор уровня воды под воздействием шуговых образований составляет 0,3—0,5. На реках Чу, Талас, Арысь зажорные подъемы уровня достигают 2,5—3,0 м.

Особенно развиты на реках этого района зажорно-заторные явления, вызывающие резкие подъемы уровня на 3—5 м (Амударья — 3,4, Сырдарья — 3,7, Чирчик — 4,7, Нарын — до 12 м).

Повышенной зажорностью характеризуются реки бассейна оз. Балхаш и Центрального Казахстана — Или, Сарканд, Карой и др. Зажорные подъемы уровня на них при большой зашугованности русла превышают 3 м.

Почти отсутствуют зажорные явления на реках Северного Казахстана из-за незначительной водности и малых скоростей течения в осенне-зимний период.

На реках Сибири формирование ледяного покрова нередко сопровождается образованием зажоров. В Западной Сибири по интенсивности шугообразования и повторяемости зажорных явлений (80—100 %) выделяются Иртыш и реки Алтая — Бия, Катунь, Кальджир, Курчум, Кокса, Томь, Чулым. Максимальные зажорные подъемы уровней воды на этих реках превышают 3 м (Катунь — 3,6, Кальджир — 4,8, Томь — 5,6 м). Относительный зажорный подъем уровня при большой зашугованности 0,4—0,7. В отдельные годы (повторяемостью 20—55 %) зажорный характер замерзания отмечается на участках повышенных уклонов Верхней и Средней Оби. В районе городов Барнаула, Красно-Игловска и Александровского зажорные подъемы уровня воды достигают 3 м, а при этом относительный подъем уровня воды составляет 0,55—0,65.

Повышенной зажорностью (70—100 %) характеризуется Енисей вследствие морфологических особенностей русла и суровых погодных условий в период замерзания. Интенсивное шугообразование на участках с повышенными скоростями течения способствует формированию зажорных скоплений толщиной 3—5 м в местах сосредоточенного падения. Максимальные зажорные подъемы в вер-

ховье реки достигают 6,3 м, в районе г. Енисейска — 6,5 м и в с. Ярцево — 6,7 м. Подпор уровня составляет 0,6—0,8.

Самой шугоносной из крупнейших рек Сибири является Ангара. Повторяемость зажоров 90—100 %. Зашугованность русла отмечается по всей длине реки, причем на отдельных участках достигает 70—80 %. До строительства Иркутской, Братской, Усть-Илимской ГЭС зажорные скопления достигали 5—10 м. Максимальные зажорные подъемы уровня превышали 7 м (с. Невон — 7,2 м, с. Падун — 7,3 м), а относительный зажорный подпор уровня воды составлял 0,7—0,8. После создания ГЭС зажоры образуются в нижних бьефах ГЭС и в зоне выклинивания подпора уровня воды водохранилища. Зажорные подъемы достигают 4—5 м, а зажорный подъем уровня воды составляет 0,5—0,6.

Значительной зажорностью характеризуются притоки Енисея — реки Туба, Кан, Мана. Зажорные подъемы нередко достигают 3—3,5 м, а подпоры уровня составляют 0,5—0,6.

На Лене и ее притоках развитие процессов зажорообразования несколько ослаблено из-за интенсивного понижения температуры воздуха в период замерзания, способствующего смерзанию шуги и формированию ледяного покрова. Однако в отдельные годы отмечается образование зажоров льда и на Лене в районах городов Кюсюр, Ленинска, Якутска и др. Зашугованность русла достигает 6—7 м, а высота торосов — 2—3 м. Зажорный подъем уровня составляет 3,5—4 м. На Витиме подъем уровня при зажорах достигает 3,5 м. Зашугованность отмечается на многих других реках этого района, но зажорные подъемы уровня небольшие, 1—1,5 м.

Замерзание рек Забайкалья и Амурского бассейна характеризуется интенсивным шугообразованием и образованием зажоров на Селенге, Шилке, Аргуни, Амуре и его притоках — Зее, Бурее, Амгуни и др. Возникают они на суженных участках русла, в местах его разветвления на рукава, на перекатах. Зашугованность в отдельные годы превышает 40—50 %. Зажорные подъемы уровня воды на Амуре достигают 3,5—4,4 м, а на других реках — 1,5—3,0 м. Подпоры уровня составляют 0,4—0,6.

Интенсивным шугообразованием и формированием зажоров в период замерзания характеризуются реки Сахалина и Камчатки. Зажорные подъемы достигают 1,5—2,5 м, а относительный подъем уровня воды составляет 0,4—0,6. На многих участках рек Камчатки максимальные зажорные уровни превосходят максимальные уровни весеннего половодья.

При анализе условий, характеризующих территориальное распространение зажоров льда на реках, выявляется закономерное повышение зажорности с увеличением уклонов реки на реках как азиатской части СССР, так и европейской. Наибольшие зажорные подъемы уровня воды на Енисее, Ангаре, Западной Двине и других наблюдаются в местах перелома генерального продольного профиля. Зажорной активностью отличаются не только реки с неустойчивыми погодными условиями западных и южных районов европейской части СССР, Кавказа, Средней Азии, Приморья,

Камчатки и Сахалина, но и реки северных районов и Сибири. Зажоры льда являются очагами образования заторов льда при вскрытии рек.

Глава 4

Ледяной покров на реках

4.1. Интенсивность нарастания толщины ледяного покрова

Нарастание толщины льда на реках происходит с начала ледостава путем кристаллизации воды на нижней поверхности ледяного покрова, промерзания шуги под ледяным покровом, а также за счет смерзания пропитанного водой снега, находящегося на ледяном покрове.

В течение периода ледостава толщина ледяного покрова изменяется под влиянием теплообменных процессов на верхней и нижней поверхностях, а также в толще льда и снега, находящегося на ледяном покрове. Теплообмен между льдом и атмосферой происходит в результате турбулентного обмена ($S_{т_л}$) расхода тепла на испарение ($S_{и_л}$) и излучение ($S_{эфл}$) и прихода тепла солнечной радиации ($S'_р$). На нижней поверхности ледяного покрова теплообмен между льдом и водой осуществляется посредством тепла, поступающего из толщи воды (S^*), а также тепла кристаллизации, выделяемого или поглощаемого при нарастании или таянии льда ($S_л$).

Уравнение теплового баланса в общем виде

$$\pm S_{т_л} \pm S_{и_л} - S_{эфл} + S'_р + S^* - S_л = 0. \qquad (4.1)$$

В зависимости от сочетания основных составляющих теплового баланса ледяного покрова в нем происходит изменение количества тепла и наблюдается нарастание или таяние льда.

Оценка отдельных составляющих теплового баланса может быть сделана на основании данных непосредственных наблюдений или данных расчета. В качестве расчетных используются те же формулы, что и для расчета составляющих теплового баланса водной поверхности в период замерзания, с учетом физических характеристик льда.

Роль отдельных составляющих теплового баланса ледяного покрова за период ледостава меняется. Вначале при тонком льде разность значений температуры его поверхности и воздуха наибольшая, вследствие чего турбулентный теплообмен является главным фактором нарастания толщины льда и составляет около 60 % общей суммы теплопотерь ледяного покрова (100—200 Вт/м²).

С увеличением толщины ледяного покрова (свыше 20 см) разность значений температуры поверхности льда и воздуха уменьшается, и нарастание толщины льда происходит в основном под влиянием излучения, составляющего около 70 % общей суммы теплопотерь (50—100 Вт/м^2). Теплообмен при испарении льда составляет в среднем 10—20 Вт/м^2. При температуре воздуха —20 °С и ниже он настолько мал, что в тепловом балансе поверхности ледяного покрова его можно не учитывать.

При выпадении снега на лед теплообмен снежно-ледяного покрова с атмосферой замедляется и соответственно уменьшается интенсивность нарастания толщины льда. Однако с увеличением толщины слоя снега на льду нередко возникают перегрузки ледяного покрова, способствующие образованию снежного льда, что в свою очередь приводит к увеличению интенсивности нарастания толщины льда. При наличии слоя снега на льду толщиной более 10 см солнечная радиация практически не поступает в воду [139].

Теплообмен на нижней поверхности ледяного покрова регулируется теплопроводностью воды и тепловым состоянием водной массы. Теплопоток из воды к нижней поверхности ледяного покрова составляет 0,5—1,5 Вт/м^2.

Интенсивность нарастания толщины ледяного покрова изменяется в зависимости от разности потоков тепла (уходящего сквозь лед в атмосферу и приходящего снизу из воды ко льду), которая компенсируется теплотой фазового превращения воды:

$$dh_л/d\tau = S - S^* - S'_р, \tag{4.2}$$

при этом

$$S = S_{т_л} + S_{и_л} + S_{эф_л}.$$

Трудность решения уравнения (4.2) заключается в том, что потоки тепла зависят не только от условий теплообмена на верхней и нижней поверхности ледяного покрова, но и от изменений самой толщины льда. Из-за этого происходит сдвиг фазы распространяющегося теплового потока, а поэтому профиль температуры льда отличается от линейного. В общем случае нестационарного теплового режима задача определения тепловых потоков очень сложная, а получаемые решения трудно использовать для практических расчетов. В связи с этим для решения задачи о нарастании толщины льда применяется ряд допущений, позволяющих получить более или менее простые решения. Для этой цели рассматривается схема установившегося теплообмена, т. е. принимается постоянным градиент температуры в ледяном покрове. При стационарном процессе нарастания толщины льда теплопоток S пропорционален теплопроводности льда и градиенту температуры в ледяном покрове.

Дифференциальное уравнение изменения толщины ледяного покрова при отсутствии на нем снега записывается в виде

$$\frac{dh_л}{d\tau} = -\frac{\lambda_л (t_{н.\,п.\,л} - t_л)}{Z\rho_д h_л} - \frac{S^* + S'_р}{Z\rho_л}, \tag{4.3}$$

а при наличии снега на льду

$$\frac{dh_л}{d\tau} = -\frac{\lambda_л (t_{н.\,п.\,л} - t_л)}{Z\rho_л (h_л + h_{сн}\lambda_л/\lambda_{сн})} - \frac{S^* + S_р'}{Z\rho_л}. \quad (4.4)$$

В тех случаях, когда процесс замерзания сопровождается шугообразованием, интенсивность нарастания толщины льда зависит от количества и физических свойств шуги и определяется по уравнению

$$\frac{dh_{ш.\,л}}{d\tau} = -\frac{\lambda_{ш.\,л} (t_{н.\,п.\,л} - t_{ш.\,л})}{Z (\rho_л - \rho_ш) h_{ш.\,л}\lambda_{ш.\,л}/\lambda_ш} - \frac{S^* + S_р'}{Z\rho_л}. \quad (4.5)$$

Коэффициент теплопроводности шуги рассчитывается с учетом данных о ее плотности по формуле

$$\lambda_ш = \lambda_в (1 - \rho_ш/\rho_в) + \lambda_л\rho_ш/\rho_в. \quad (4.6)$$

При разработке методов расчета толщины льда применяются различные подходы. В. В. Пиотрович [140, 141] предложил рассчитывать толщину ледяного покрова за короткие интервалы времени непосредственно по дифференциальным уравнениям (4.3) и (4.4). При этом температура нижней поверхности ледяного покрова принимается равной нулю, а температура верхней поверхности определяется по формулам, полученным из уравнения теплового баланса для пяти диапазонов изменения температуры воздуха в интервале от 0 до —40 °С.

В инженерной практике используются формулы, полученные путем интегрирования дифференциальных уравнений при граничных условиях $t_{н.\,п.\,л.} = 0$ и $S^* = 0$, т. е. температура нижней поверхности ледяного покрова и приток тепла от воды ко льду принимаются равными нулю. В качестве начальной назначается толщина льда в момент образования ледяного покрова ($h_{л0}$). Кроме того, принимаются постоянными толщина слоя и плотность снега на льду в течение всего расчетного периода. Формулы для определения толщины льда записываются в следующем виде:

а) без снега

$$h_л = h_{л0} + \sqrt{[2\lambda_л/(Z\rho_л)](-t_л)\tau}; \quad (4.7)$$

б) при наличии снега на льду

$$h_л = -h_{сн}\frac{\lambda_л}{\lambda_{сн}} + \sqrt{\left(h_0 + h_{сн}\frac{\lambda_л}{\lambda_{сн}}\right)^2 - \frac{2\lambda_л}{L\rho_л}(-t_л)\tau}; \quad (4.8)$$

в) при наличии шуги подо льдом

$$h_л = -\frac{\lambda_{ш.\,л}}{\lambda_ш}h_ш + \sqrt{\left(h_{ш.\,л_0} + \frac{\lambda_{ш.\,л}}{\lambda_ш}h_ш\right)^2 - \frac{2\lambda_ш t_л \tau}{Z(\rho_л - \rho_ш)}}. \quad (4.9)$$

Поскольку наблюдения за температурой льда или снега, как правило, не ведутся, температура поверхности рассчитывается либо по уравнению теплового баланса, либо по связи между температурой поверхности льда или снега и температурой воздуха

$t_л = \alpha t_2$. При анализе теплообменных процессов в период нарастания толщины ледяного покрова А. Н. Чижов [183] установил, что коэффициент α изменяется от десятых долей и до 1,5 в зависимости от толщины льда, толщины слоя снега на льду и физических параметров снега и льда. В какой-то мере α можно принимать постоянным при расчете максимальной толщины льда. Так, например, при обобщении данных по максимальной толщине льда за многолетний период наблюдений на Оби и Иртыше среднее значение α оказалось равным 0,88.

Ряд исследователей, в том числе О. Дэвик [200], К. И. Россинский [108], Л. Г. Шуляковский [194], решая задачу о нарастании толщины льда, исключали температуру поверхности льда, приравнивая теплопотоки приходящий через лед и поступающий в атмосферу при стационарном тепловом режиме, и таким образом получали непосредственно связь между тепловым потоком, проходящим через лед, и внешними метеорологическими условиями.

При условии равенства тепловых потоков Л. Г. Шуляковский получил выражение для температуры снежно-ледяного покрова в виде

$$t_{\text{сн.-л}} = \frac{k_л t_2 + d_л}{\lambda_л / (h_л + h_{сн}\lambda_л/\lambda_{сн}) + k_л}, \tag{4.10}$$

где $d_л$ — удельная теплоотдача поверхности снежно-ледяного покрова при $t_{сн} = t_2$,

$$k_л = (S_{и_л} + S_{т_л} + S_{эф_л} - d_л)/(t_л - t_2), \tag{4.11}$$

и предложил формулу для определения толщины льда

$$h_л = -\frac{\lambda_{сн}}{k_л} - \frac{\lambda_л}{\lambda_{сн}} h_{сн} + \sqrt{\left(\frac{\lambda_л}{k_л} + h_{л0} + \frac{\lambda_л}{\lambda_{сн}}\right)^2 - \frac{2\lambda_л (t_2 + d_л/k_л)\tau}{Z\rho_л}}. \tag{4.12}$$

Результаты применения этой формулы для расчета нарастания толщины льда по метеорологическим данным за прошлые годы свидетельствуют о высокой точности расчетного метода [144].

В приближенных расчетах нарастания толщины льда широко используются эмпирические зависимости толщины льда от суммы отрицательных значений температуры воздуха. Формулы, предложенные Ф. И. Быдиным, В. В. Пиотровичем, Б. Д. Зайковым, А. П. Тресковым и другими авторами, можно записать в общем виде:

$$h_л = a_л (\sum - t_2)^n, \tag{4.13}$$

где $a_л$ и n — параметры, числовые значения которых устанавливаются по данным наблюдений. В большинстве эмпирических формул n принимается равным 0,5. Значения параметра $\alpha_л$ различные (1—3) в зависимости от природных условий, в которых происходит нарастание толщины ледяного покрова и толщины слоя снега

на льду. С увеличением толщины слоя снега коэффициент $a_л$ уменьшается (рис. 4.1).

В процессе изменения толщины льда в течение зимнего периода для рек, находящихся в различных климатических условиях, выделяются три характерных периода:

1) максимальной интенсивности нарастания толщины льда в первый период ледостава, 2) замедленного роста толщины льда и 3) убыли льда в конце ледостава. Продолжительность каждого из периодов определяется метеорологическими условиями зимы,

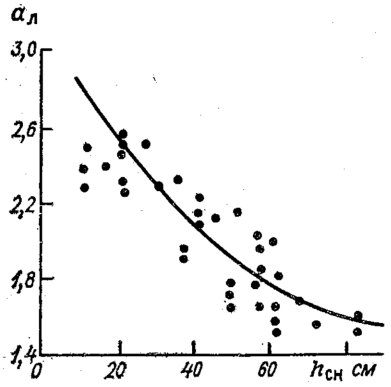


Рис. 4.1. Связь коэффициента $a_л$ с толщиной слоя снега $h_{сн}$.

гидрологическими и морфометрическими характеристиками участка реки.

Развитие процесса нарастания толщины льда в начале ледостава в значительной мере зависит от условий замерзания реки. Так, при первом типе замерзания вслед за образованием корки льда происходит нарастание толщины льда путем кристаллизации воды на нижней поверхности этой корки с интенсивностью, определяющейся тепловым балансом нижней поверхности ледяного покрова. Таким же образом происходит нарастание льда при втором типе замерзания, после смерзания остановившихся льдин. При третьем типе замерзания ледяной покров формируется из шуги за счет ее промерзания, т. е. образуется шуговой лед, а затем уже при отрицательном балансе теплообмена происходит нарастание льда снизу за счет кристаллизации воды. Интенсивность нарастания толщины льда в этом случае зависит не только от теплопотерь с поверхности льда, но и от толщины и плотности слоя шуги. При формировании ледяного покрова плотность шуги в коврах и венках составляет 600—700 кг/м^3, а в скоплениях под ледяным покровом — 300—400 кг/м^3. Толщина слоя плывущей шуги на Оби, Енисее, Ангаре и других шугоносных реках изменяется от 20 до 100 см в зависимости от скорости течения и морфометрических характеристик участка реки. При наличии скоплений шуги под ледяным покровом заметно увеличивается интенсивность нарастания толщины льда и в зависимости от плотности шуги она может быть на 20—40 % больше, чем кристаллического [61, 141, 181].

В качестве характеристики начальных условий формирования ледяного покрова можно принять коэффициент $k_з$, выражающий отношение толщины льда в начале ледостава к максимальной толщине за зимний период (табл. 4.1.). Значением коэффициента $k_з<0{,}10$ характеризуются реки с малой скоростью течения $v<0{,}2$ м/с (первый тип замерзания). Значения $k_з>0{,}15$ соответствуют условиям замерзания шугоносных рек. Причем при замерзании некоторых шугоносных рек (Днестра, Тиссы и др.) значения $k_з$ может быть равным единице, т. е. в начале ледостава толщина льда максимальная, а затем происходит стаивание льда, а не нарастание.

Наибольшая интенсивность нарастания толщины льда наблюдается в первый месяц ледостава и составляет, по средним многолетним данным, 1—2 см/сут. В отдельные зимы на реках европейской части СССР она достигает 3,0—3,5 см/сут, а на реках азиатской части — 2,5—3,7 см/сут.

В последующие месяцы ледостава на большинстве рек интенсивность нарастания льда уменьшается. Даже в январе, наиболее холодном месяце зимнего периода (по средним многолетним значениям температуры воздуха), интенсивность нарастания толщины льда не превышает 0,8 см/сут. Исключения составляют реки, для которых январь является первым месяцем ледостава. В феврале рост толщины льда на реках замедляется и к концу месяца не превышает 0,1 см/сут.

Нарастание толщины ледяного покрова в зимний период на реках европейской части СССР происходит в течение ноября—февраля, а на реках азиатской части — в течение октября—марта, причем в районах Средней Азии — в декабре—феврале. В течение зимнего периода имеет место следующее увеличение толщины ледяного покрова:

а) на реках европейской части в ноябре на 10—20 см, в декабре на 10—30 см, в январе на 10—20 см, в феврале на 5—15 см, в марте 2—3 см;

б) на реках азиатской части в октябре на 10—30 см, в ноябре на 20—60 см, в декабре на 20—50 см, в январе на 10—30 см, в феврале на 10—15 см, в марте на 5—10 см;

в) на реках Средней Азии: в декабре на 20—30 см, в январе на 20—30 см, в феврале на 5—10 см.

Максимальная толщина на реках европейской части наблюдается в феврале—марте (30—100 см), а на реках азиатской части СССР бóльшей частью в конце марта (60—220 см). На некоторых реках Восточной Сибири и Дальнего Востока увеличение толщины льда происходит за счет образования наледей. При этом толщина наледей достигает 2—3 м и более. Многие реки Севера вследствие континентального климата и наличия многолетней мерзлоты в течение зимы промерзают до дна.

В различные по климатическим условиям зимы интенсивность нарастания толщины льда существенно различается как по значению, так и характеру распределения в течение зимнего периода.

Таблица 4.1

Средние многолетние значения интенсивности нарастания толщины льда (см/сут), коэффициенты замерзания ($k_з$) и таяния ($k_т$) на реках

Река—пункт	X	XI	XII	I	II	III	IV	$k_з$	$k_т$
Печора — г. Усть-Цильма		1,4	0,4	0,3	0,3	0,2	0,0	0,20	1,00
Сухона — с. Тотьма		2,0	0,5	0,3	0,4	0,1	—0,1	0,16	0,75
Великая — г. Псков		1,5	0,7	0,4	0,4	0,2	—0,1	0,42	0,90
Луга — г. Луга			1,0	0,2	0,0	—0,1		0,40	0,72
Ловать — г. Великие Луки		2,0	0,6	0,4	0,2	0,2		0,30	1,00
Мста — с. Бор		2,2	0,4	0,2	0,1	—0,7		0,16	0,58
Волхов — г. Волхов			0,7	0,4	0,3	—0,4		0,26	0,38
Водла — п. Половина		2,0	0,6	0,3	0,3	0,1	—2,0	0,10	0,48
Паша — д. Дуброво		1,3	0,5	0,4	0,4	0,1	—1,0	0,08	0,80
Шуя — д. Шуерецкое		1,2	0,7	0,5	0,3	0,1	—2,1	0,10	0,45
Нева — с. Новосаратовка		2,0	0,5	0,7	0,3	0,1	—3,0	0,15	0,40
Свирь — г. Лодейное поле			0,5	1,1	0,1	—0,1	—2,0	0,15	0,65
Поной — г. Поной		1,8	0,7	0,6	0,5	0,3	—0,6	0,15	0,78
Западная Двина — г. Даугавпилс			0,6	0,8	0,3	0,1		0,21	0,86
Гауя — г. Валмиера			0,9	0,6	0,1	0,0		0,22	1,00
Днестр — пгт Каменка			1,0	0,9	0,2			0,36	1,00
Тисса — г. Деловое				0,7	0,3			0,38	1,00
Дон — г. Лиски		2,2	0,7	0,4	0,2	0,1		0,24	1,00
Хопер — г. Новохоперск		2,4	0,5	0,3	0,1	—0,6		0,27	0,54
Северский Донец — г. Изюм			3,2	0,5	—0,1	—0,2		0,32	0,75
Оскол — г. Старый Оскол		0,7	0,3	0,5	0,1	—0,2		0,10	0,90
Прут — с. Думени				1,2	0,5			0,50	0,65
Южный Буг — г. Винница				0,9	0,5	—0,3		0,50	0,82
Каменка — п. Кубань				1,6	0,1			0,30	0,90
Кама — п. Сокольи горы		1,2	0,4	0,3	0,1	—0,4		0,38	0,80
Волга — с. Черный Яр			2,0	0,4	0,5	—0,2		0,56	0,58
Самара — г. Бузулук		1,0	0,6	0,4	0,2	—0,4		0,16	0,45
Урал — г. Уральск		1,8	0,4	0,6	0,4	0,3	—0,7	0,10	0,52
Эмба — г. Аральское		1,3	0,5	0,2	—0,1			0,20	0,90
Сырдарья — г. Кзыл-Орда			2,0	0,9	—0,3			0,32	0,82
Амударья — с. Чатлы			2,0	0,4	—0,1			0,40	0,96
Нарын — с. Нарын			2,5	0,9	0,5	—1,0		0,24	0,77
Или — г. Или			0,7	0,6	0,2	—0,5		0,27	0,54
Чу — г. Амангельды			2,0	1,2	—0,8			0,37	0,60
Ишим — г. Ишим		0,8	0,7	0,6	0,5	0,2	—2,0	0,13	0,54
Конда — с. Кондинское		1,4	0,6	0,5	0,1	—0,1		0,22	0,88
Иртыш — г. Омск		1,5	0,8	0,5	0,3	0,2	—2,0	0,20	0,59
Катунь — с. Сростки		2,6	1,1	0,5	0,4	0,2	—0,5	0,26	0,86
Бия — г. Бийск		1,2	0,6	0,3	0,3	—0,3		0,25	0,95
Обь — г. Барнаул		1,0	0,6	0,4	0,4	0,0	—0,3	0,26	0,71
Обь — г. Салехард	2,5	1,5	0,8	0,6	0,4	0,3	—0,1	0,10	0,98
Томь — г. Томск		1,0	0,8	0,6	0,3	0,2	—2,9	0,37	0,20

Река—пункт	X	XI	XII	I	II	III	IV	$k_з$	$k_т$
Чулым — с. Зырянская		1,0	0,6	0,6	0,3	0,2	—2,2	0,22	0,28
Енисей — г. Абакан		3,2	1,2	0,9	0,4	0,0	—3,7	0,26	0,48
Енисей — г. Енисейск		3,0	0,8	0,3	0,2	0,1		0,26	1,00
Подкаменная Тунгуска — с. Вановара		0,8	0,5	0,4	0,3	0,1	—0,2	0,27	0,66
Нижняя Тунгуска — г. Ербогачен	3,0	0,8	0,4	0,3	0,2	0,0	—1,0	0,14	0,78
Мана		1,5	0,5	0,5	0,2	0,2	—0,5	0,28	0,73
Вилюй —г. Вилюйск	2,3	0,9	0,6	0,6	0,2	0,2	—0,8	0,08	0,79
Ангара — г. Иркутск				1,5	0,8	—0,4		0,43	0,83
Ангара — г. Богучаны		1,8	0,7	0,6	0,3	0,2	0,0	0,40	0,99
Илим — г. Илимск		1,5	0,5	0,4	0,3	1,0	—0,8	0,26	0,56
Хилок — г. Хилок	3,0	0,7	0,9	1,2	0,7	0,3	—1,0	0,13	0,50
Белая — с. Инга		1,0	0,8	0,5	0,3	0,0	—1,5	0,30	0,50
Уда — с. Мария		1,5	0,8	0,6	0,4	+0,2	—0,3	0,21	0,92
Ока — с. Зима		1,5	0,8	0,7	0,1	0,2	—1,2	0,19	0,76
Амгунь — с. Дуки		1,2	1,0	0,5	0,0	0,0	—0,5	0,46	0,98
Оленек — г. Оленек	2,6	0,9	0,8	0,5	0,3	0,1	0,0	0,15	0,94
Лена — г. Киренск		3,4	0,9	0,3	0,3	0,1	—0,3	0,25	0,88
Лена — г. Якутск		2,5	1,0	0,6	0,3	0,3	0,0	0,20	1,00
Пясина — с. Кресты	0,8	1,5	1,3	0,9	0,7	0,5	0,3	0,12	1,00
Витим — г. Бодайбо		1,5	0,7	0,6	0,3	0,1	—0,6	0,24	0,80
Олекма — с. Куду-Кель	2,4	0,6	0,5	0,3	0,3	0,2	—0,5	0,25	0,98
Алдан — с. Эльдикан	2,0	1,3	0,6	0,6	0,3	0,1	0,1	0,10	0,98
Анадырь — с. Марково	2,0	0,8	0,6	0,4	0,3	0,3	—0,1	0,20	0,68
Амгуема — с. Амгуема	2,5	0,8	0,8	0,5	0,4	0,3	0,2	0,15	0,98
Камчатка — с. Далинова		1,2	0,8	0,5	0,5	0,0	—0,7	0,28	0,72
Амур — г. Хабаровск		3,7	1,5	1,0	0,6	0,0	—1,0	0,19	0,94
Амур — г. Николаевск		3,4	0,9	1,1	0,8	0,0	—1,2	0,26	0,72
Аргунь — с. Ольга		2,0	1,2	0,8	0,5	0,2	0,1	0,14	1,00
Шилка — х. Часовая		2,0	0,8	0,7	0,5	0,3	—0,7	0,25	0,84
Ингода — г. Чита		1,3	1,2	0,9	0,7	0,0	—1,0	0,08	0,96
Зея — с. Бомнак	2,0	1,1	0,7	0,5	0,4	0,3	—1,5	0,10	0,85
Бурея — с. Усть-Умальта		1,6	0,8	0,7	0,7	0,7	—1,8	0,05	0,79
Селемджа — с. Стойба		1,0	1,2	0,9	0,6	0,4	—0,1	0,10	0,98

При анализе данных наблюдений за толщиной льда на реках в холодную и теплую зимы выявляются следующие особенности. На реках европейской части СССР и Средней Азии в теплые зимы нарастание толщины льда происходит в течение одного-двух месяцев, причем наиболее интенсивное в первые две недели ледостава (1—2 см/сут), а затем оно не превышает 0,2 см/сут. В холодные зимы отмечается равномерное изменение интенсивности нарастания льда за период ледостава продолжительностью более трех месяцев. Вследствие этого максимальная толщина льда в холодную зиму в 2—3 раза больше, чем в теплую. Так, например, в холодную зиму на Дону максимальная толщина льда достигала 94 см, т. е. почти в 3,5 раза больше, чем в теплую зиму — 26 см. На р. Ловать максимальная толщина льда в холодную зиму примерно в 2,5 раза больше, чем в теплую (рис. 4.2).

Временная изменчивость максимальной толщины льда на европейских реках характеризуется большими значениями

коэффициентов вариации, $C_v = 0{,}35 \ldots 0{,}75$. Причем наибольшие из них отмечаются на реках с неустойчивыми погодными условиями в юго-западных и западных районах (р. Днестр — 0,60, р. Тисса — 0,75, р. Неман — 0,58).

На реках азиатской части СССР продолжительность периода нарастания толщины льда в холодную зиму на 10—15 % больше,

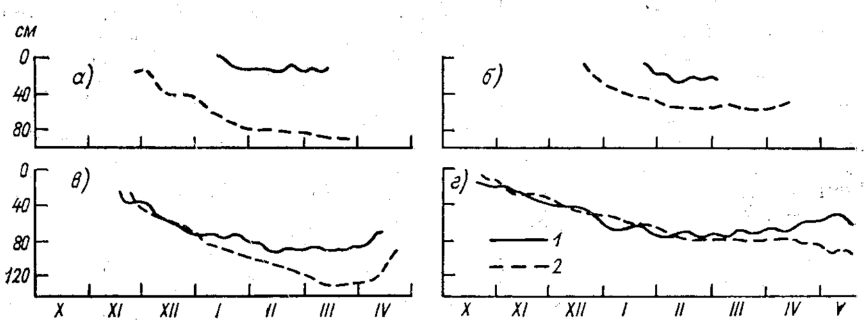


Рис. 4.2. Толщина льда на реках в теплые (*1*) и холодные (*2*) зимы.

а) Дон — Голубинская, *б*) Ловать — Холм, *в*) Енисей — Красноярск, *г*) Колыма — Усть-Среднекан.

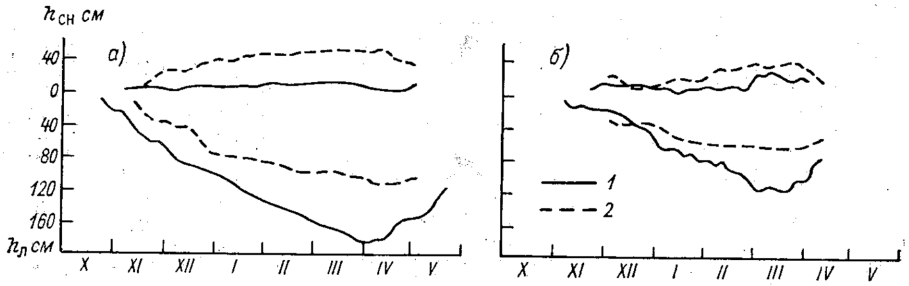


Рис. 4.3. Толщина льда на реках с различной толщиной слоя снега на льду.

а) р. Витим: *1* — Усть-Заза, *2* — Амалык; *б*) р. Ишим: *1* — Акмолинск, *2* — Орехово.

чем в теплую. На большинстве рек азиатской части СССР различие между максимальной толщиной льда в холодную и теплую зимы меньше, чем на реках европейской части (не превышает 25 %). Коэффициенты вариации максимальной толщины льда не превышают 0,30.

Развитие процесса роста льда определяется не только суровостью зимнего периода, но в значительной мере зависит от режима замерзания реки, от состояния снежного покрова, а также от скорости потока под ледяным покровом (рис. 4.3).

Для объективной оценки роли каждого фактора в процессе нарастания толщины льда может быть использован метод корреляционного анализа. Так, например, при исследованиях зимнего режима р. Оби были получены коэффициенты корреляции и оценена

доля каждого фактора в процессе нарастания толщины ледяного покрова. Как оказалось, в самую холодную зиму 1968-69 г. ($\sum - t_2 = 4080$ °С) максимальная толщина льда на Оби была лишь 30 %-ной обеспеченности [68].

Средние многолетние суммы отрицательных значений температуры воздуха за зимний период в пределах участка Оби от Колпашева до Салехарда изменяются от 2200 до 3500 °С. Временна́я изменчивость $\sum - t_2$ характеризуется небольшими коэффициентами по каждому пункту (0,14—0,17). Существенное влияние на рост

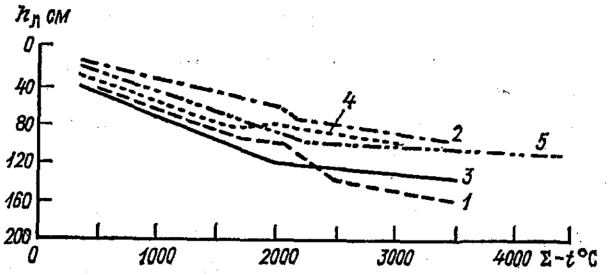


Рис. 4.4. Зависимость толщины льда от суммы отрицательных значений температуры воздуха на р. Оби у г. Салехарда.
1) 1955-56, *2*) 1956-57, *3*) 1958-59, *4*) 1967-68, *5*) 1968-69 г.

льда оказывает снежный покров и условия его трансформации в течение зимнего периода. При этом следует отметить двоякую роль снега в этом процессе: он является не только хорошим изолятором тепла, уменьшающим рост льда, но и готовым ледяным материалом для образования снежного льда в период оттепелей и при перегрузках ледяного покрова. Наиболее явно влияние снега на рост льда проявилось зимой 1955-56 г. (рис. 4.4). Отсутствие снега на льду в начале зимы способствовало быстрому росту льда, и уже в ноябре ледяной покров достиг 60 см (г. Салехард). Обильные снегопады и колебания температуры воздуха во второй половине зимы вызвали образование снежного льда. В эту зиму наблюдалась максимальная толщина льда (159 см, $P = 2$ %), хотя сумма отрицательных значений температуры воздуха за зимний период была близка к средним многолетним значениям (3550 °С).

В теплую снежную зиму 1967-68 г. максимальная толщина льда была меньше средней многолетней почти по всей длине реки, за исключением участков у г. Сургута и с. Кругликова.

Временна́я изменчивость толщины слоя снега на льду ($C_v = 0{,}20 \ldots 0{,}27$) больше, чем температуры воздуха.

Влияние гидравлических условий на процесс нарастания толщины ледяного покрова в условиях Оби менее эффективно, чем влияние климатических факторов. Хотя в отдельные годы при повышенных расходах воды и больших скоростях течения наблюдается значительное уменьшение толщины ледяного покрова. Так, например, зима 1956-57 г. была холодной, но благодаря большой водности зимнего периода толщина льда оказалась меньше средней многолетней.

Конечно, при анализе материалов наблюдений не всегда можно получить количественную оценку роли каждого из факторов, обусловливающих процесс нарастания толщины льда.

4.2. Пространственная изменчивость толщины ледяного покрова

Характер изменения толщины льда по длине реки является показателем степени однородности условий, определяющих интенсивность нарастания толщины льда на различных участках. Данные наблюдений по длине рек Ловати и Западной Двины (рис. 4.5 *а*, *б*) показывают, что на различных участках этих рек условия нарастания толщины льда примерно одинаковы. При этом значения интенсивности нарастания толщины льда почти не различаются. Амплитуда колебания толщины льда по длине Северной Двины, Печоры, Оки, Дона также небольшая, 10—20 см. Вместе с этим на многих реках условия нарастания толщины льда неоднородны, особенно на азиатских реках. Примером этой неоднородности могут быть данные наблюдений за толщиной льда на участках Зеи и Алдана (рис. 4.5 *в*, *г*,), на которых интенсивность нарастания толщины льда в течение всего зимнего периода различная. На Оби и Иртыше выявляется ряд особенностей пространственной изменчивости толщины льда. Наибольшие колебания толщины льда (рис. 4.6) наблюдаются как в начальный период ледостава вследствие неодновременности последнего по длине реки, так и в последний месяц ледостава из-за существенного различия погодных условий. В распределении толщины льда по длине реки выделяются три характерных участка, различающихся амплитудой колебания толщины льда: Салехард—Октябрьское, Октябрьское—Колпашево, Колпашево—Новосибирск. На первом участке наблюдается самая большая амплитуда колебания толщины льда в течение всего периода ледостава (30 см). На втором участке колебания толщины льда в течение всего периода ледостава невелики (10 см). На третьем участке амплитуда увеличивается к концу ледостава. На этом участке колебания толщины льда в значительной мере определяются режимом работы Новосибирской ГЭС. Увеличение сбросов в зимний период способствует уменьшению толщины льда на 20—25 см.

Распространение максимальной толщины льда по длине р. Оби неоднородно. Коэффициенты парной корреляции между толщиной льда в соседних пунктах наблюдений изменяются в больших пределах (табл. 4.2). Почти отсутствует корреляционная связь между толщиной льда в пунктах Кругликово и Александровское ($r=0{,}16$). По-видимому, в пределах этого участка различный комплекс условий, определяющих рост льда. Вероятно, в большой мере сказывается влияние зажорных скоплений на этот процесс. Амплитуда колебания максимальных значений толщины льда по длине реки в среднем составляет 42 см, при этом наименьшая (30 см) наблюдалась в теплую зиму 1967-68 г., а наибольшая

(82 см) — в зиму 1963-64 г. Временна́я изменчивость максимальной толщины льда небольшая: у г. Новосибирска $C_v = 0{,}19$ и у г. Салехарда $C_v = 0{,}17$.

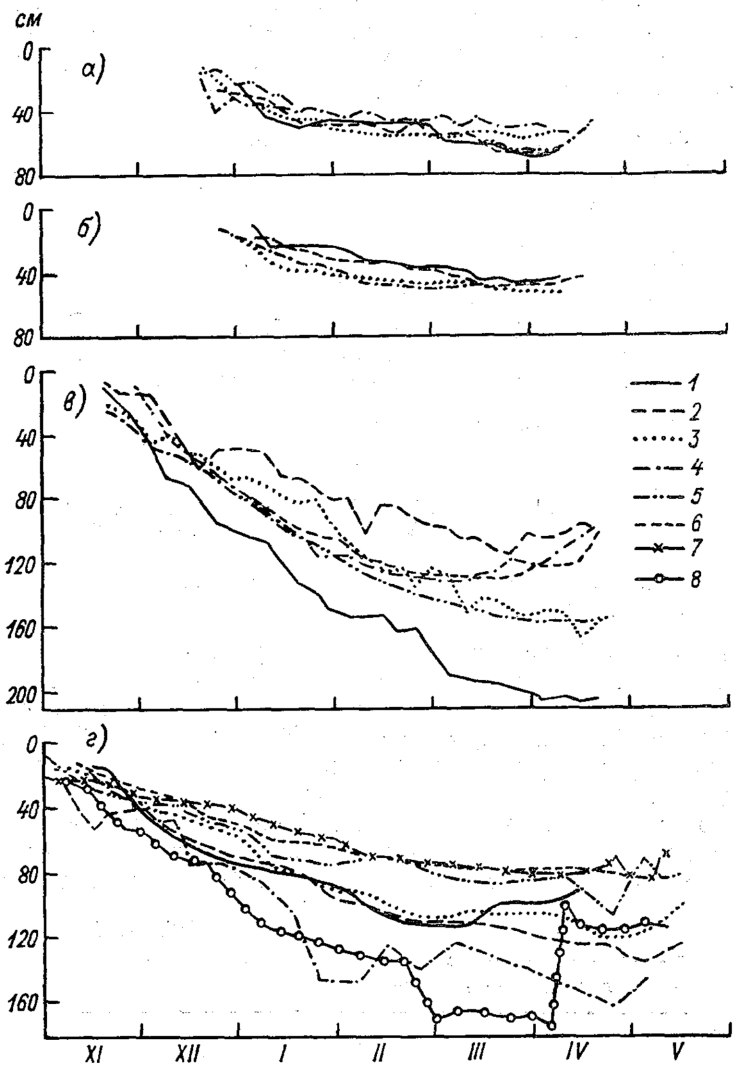


Рис. 4.5. Нарастание толщины льда в различных пунктах по длине реки в течение периода ледостава.

а) р. Ловать: *1* — Великие Луки, *2* — Сельцо, *3* — Холм, *4* — Парфино, *5* — Взвод; *б*) р. Западная Двина: *1* — Западная Двина, *2* — Велиж, *3* — Витебск, *4* — Даугавпилс; *в*) р. Зея: *1* — Ново-Ямполь, *2* — Мазаново, *3* — Дамбули, *4* — Кухтерин Луг, *5* — Белогорье, *6* — Благовещенск; *г*) р. Алдан: *1* — Суан Тиит, *2* — Джетарики-Хая, *3* — Эльдикан, *4* — Усть-Миль, *5* — Верхоянский Перевоз, *6* — Батамай, *7* — Угино, *8* — Хальджон.

Процесс нарастания толщины ледяного покрова на Иртыше происходит в той же последовательности, что и на Оби, под влиянием комплекса гидрометеорологических условий. Заметно

выражена неоднородность условий, определяющих интенсивность роста льда на различных участках реки. Коэффициенты множественной корреляции изменяются от 0,54 (г. Тобольск) до 0,75 (г. Ханты-Мансийск). В связи с этим на р. Иртыше наблюдается бóльшая пространственно-временна́я изменчивость толщины ледяного покрова, чем на Оби. Значительные колебания толщины ледяного покрова по длине Иртыша наблюдаются в течение всего пе-

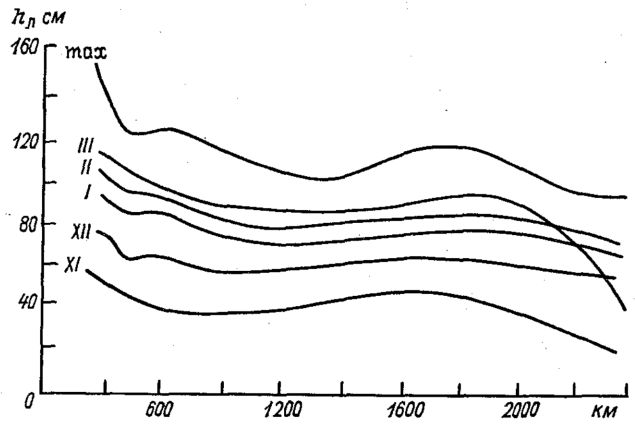


Рис. 4.6. Изменение толщины ледяного покрова по длине р. Оби.

риода ледостава. Более равномерное распределение толщины льда проявляется только в первый месяц ледостава, а затем оно нарушается главным образом под влиянием основных притоков реки — Оми, Ишима, Тобола, Тары, Тевриза, Конды (рис. 4.7). Поэтому уже к началу января амплитуда колебания толщины льда по длине реки достигает 35 см, а к концу ледостава она увеличивается до 55 см. Наименьшая толщина ледяного покрова в течение всего зимнего периода чаще всего наблюдается в зоне впадения Ишима. Выше и ниже этого района толщина ледяного покрова

Таблица 4.2

Коэффициенты парной корреляции максимальных значений толщины льда по длине р. Оби

Участок	r_i
г. Новосибирск — с. Кругликово	0,51
с. Кругликово — г. Колпашево	0,51
г. Колпашево — с. Александровское	0,16
с. Александровское — г. Сургут	0,34
г. Сургут — с. Белогорье	0,30
с. Белогорье — с. Кушеват	0,27
с. Кушеват — г. Салехард	0,32

увеличивается. Причем на верхнем участке равномерное увеличение толщины льда снизу вверх по реке несколько нарушается за счет более интенсивного роста льда на зажорных участках (Красноярка, Карташево, Тара). На нижнем участке прослеживается увеличение толщины льда сверху вниз по реке, однако в створе с. Увата отмечается уменьшение толщины ледяного покрова, особенно во второй половине зимы. Наибольшая толщина льда наблюдается в начале верхнего (п. Черлак) и в конце нижнего (г. Ханты-Мансийск) участков Иртыша. В некоторые зимы характер распределения толщины ледяного покрова изменяется, однако во всех

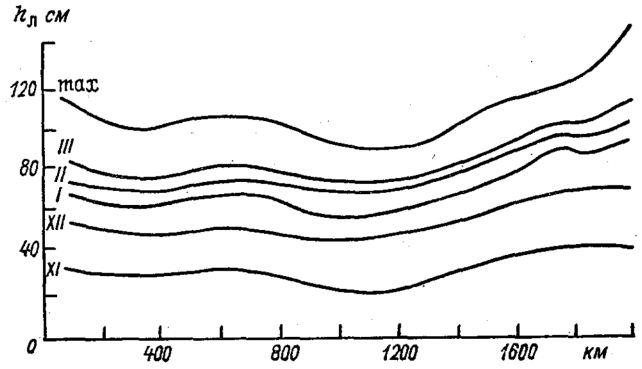


Рис. 4.7. Изменение толщины ледяного покрова по длине р. Иртыша.

случаях наименьшая толщина ледяного покрова наблюдается на участке Тевриз—Усть-Ишим.

Амлитуда колебания максимальной толщины ледяного покрова по длине реки в среднем составляет 50 см. В холодные зимы она снижается до 26 см (1953-54, 1968-69 гг.; $\sum -t_2 = 3210\,°C$), а в теплые увеличивается до 64 см (1961-62 г., $\sum - t_2 = 1870\,°C$). Временна́я изменчивость максимальной толщины льда на Иртыше характеризуется довольно большими значениями коэффициентов вариации, $C_v = 0{,}28$. Более выражена неоднородность условий нарастания льда на Енисее, Лене, Бурее и Селемдже. Амплитуда колебания толщины льда по длине этих рек 75—100 см и более.

В распределении максимальной толщины льда на реках азиатской части СССР отражено влияние распределения снежного покрова. Изолинии пониженных значений максимальной толщины льда (70—80 см) проходят в областях наибольших снегозапасов (70—80 см). Изолинии максимальной толщины льда 140—160 см проходят в местах с минимальной толщиной слоя снега в северных и южных районах (10—20 см). Вместе с этим в распределении толщины льда выделяются локальные районы с наибольшей толщиной льда (200—220 см), которые приурочены к зажорным участкам. Наибольшая средняя многолетняя толщина льда в районе полюса холода на р. Адыча 242 см.

В распределении средней многолетней максимальной толщины льда на реках европейской части СССР отмечается закономерное увеличение толщины льда с юго-запада на северо-восток от значений 25—30 см и до 70—80 см. При этом наибольшая толщина льда выделяется на зажорных участках Днестра, Западной Двины, Северной Двины, Печоры, Поноя.

Данные о пространственной изменчивости максимальной толщины льда на реках получены на основании наземных наблюдений довольно редкой гидрологической сети и дают лишь общее представление. Применение новых дистанционных методов измерения позволяет получить более полную информацию о характере изменения толщины льда на реках. А. Н. Чижов [185], используя радиолокационное зондирование ледяного покрова участков Лены, Витима, Ангары, Волги и других рек, выявил основные закономерности изменения толщины ледяного покрова на участках рек, различающихся по условиям замерзания, зашугованности и толщине слоя снега на льду.

4.3. Строение ледяного покрова

В начале ледостава ледяной покров однороден по строению и в зависимости от условий замерзания состоит из кристаллического или шугового льда. В течение периода ледостава строение ледяного покрова меняется. Так, при первом типе замерзания в начале образуется тонкий кристально прозрачный или с незначительным включением газовых пузырьков однородный ледяной покров. Дальнейшее увеличение толщины льда происходит путем кристаллизации воды на нижней поверхности. При выпадении снега на его поверхность и последующем образовании льда (из-за перегрузки или оттепелей) ледяной покров становится слоистым. В холодные зимы ледяной покров однороден и состоит преимущественно из кристаллического льда. В мягкие зимы он может состоять из двух-трех слоев кристаллического и снежного льда. В районах с суровым климатом преобладает ледяной покров из кристаллического льда.

Особенно сложное строение ледяного покрова на шугоносных реках. В первый период ледостава образуется шуговой покров из кристаллов смерзшейся шуги, непрозрачный, мутно-серого цвета, с выраженным зернистым строением. После промерзания слоя шуги в зависимости от метеорологических условий происходит либо образование кристаллического льда на нижней поверхности, либо снежного льда на верхней поверхности. Не исключена возможность образования обоих видов льда в определенной последовательности. В этом случае к концу периода ледостава наблюдается ледяной покров, состоящий из трех слоев льда различного вида, структуры и с различными физическими свойствами. Такой ледяной покров отмечается на Ангаре, Амударье, Зее, Бурее и других шугоносных реках.

Кроме того, многослойный ледяной покров, состоящий из нескольких слоев кристаллического или шугового льда, формируется на отдельных участках рек при резких колебаниях атмосферных процессов, а также при осенне-зимних паводках, вызывающих динамическое разрушение ледяного покрова, а затем вновь его образование из льдин и ледяных полей при подсовах, надвигах и смерзании. Участки рек Дальнего Востока с наледным режимом характеризуются многослойным ледяным покровом, образующимся в результате послойного намораживания воды, изливающейся на его поверхность.

Таким образом, на реках наблюдаются шесть основных типов ледяного покрова: кристаллический, шуговой, шуго-кристаллический, снежно-кристаллический, снежно-шуговой и снежно-шуго-кристаллический. Количественные характеристики каждого типа ледяного покрова изменяются в зависимости от сочетания гидрометеорологических условий холодного периода, термического режима водных масс и гидравлических свойств потока. Чем больше энергия потока, тем сложнее строение ледяного покрова.

В зависимости от строения ледяного покрова изменяется состояние его нижней и верхней поверхности и создается различный режим взаимодействия с водным и воздушным потоками.

Коэффициент шероховатости нижней поверхности ледяного покрова в начальный период ледостава зависит от условий замерзания реки. При первом типе замерзания коэффициент шероховатости не превышает 0,018. В течение зимнего периода он увеличивается до 0,020 вследствие образования рифелей под влиянием потока. Коэффициенты шероховатости шугового льда в начале ледостава 0,030—0,035. Особенно большие коэффициенты шероховатости на зажорных участках (табл. 4.3). На Енисее, Ангаре,

Таблица 4.3

Характеристики условий замерзания реки и коэффициенты шероховатости нижней поверхности ледяного покрова в начале ледостава

Тип замерзания	Средняя скорость течения, м/с	Коэффициент шероховатости ледяного покрова
I	$<0,1$	0,015
	$<0,2$	0,018
II	$0,2 < v < 0,3$	0,020—0,022
	$0,3 < v < 0,4$	0,023—0,028
III	$0,4 < v < 0,6$	0,029—0,035
	$>0,6$	$>0,040$

Амударье, Катуни и других реках с увеличением зашугованности русла также увеличивается шероховатость нижней поверхности шугового покрова (табл. 4.4). В течение периода ледостава коэффициенты шероховатости изменяются под воздействием потока и смерзаемости шуговых образований. В общем виде изменения

коэффициента шероховатости в течение зимы происходит по экспоненциальному закону [48]:

$$n_\tau = n_{д0} \exp(-\xi\tau), \qquad (4.14)$$

где ξ — коэффициент, характеризующий интенсивность снижения коэффициента шероховатости.

Как показано на рис. 4.8, тесной связи n_τ и τ не существует, но для приближенной оценки изменения коэффициента шероховатости в течение ледостава ею можно пользоваться. Такого же вида формулу для вычисления коэффициента шероховатости предложил Р. А. Нежиховский [124]:

$$n_\tau = n_{кон} - (n_{нач} - n_{кон}) \exp(-k_m\tau). \qquad (4.15)$$

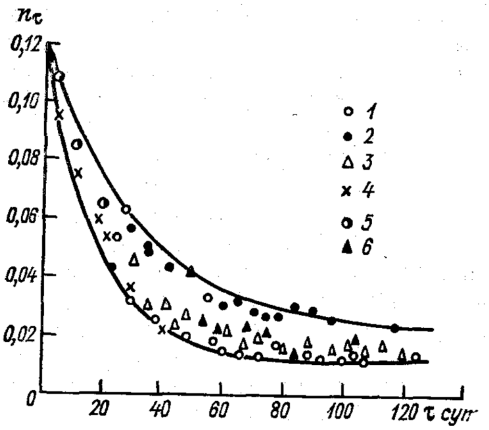


Рис. 4.8. Изменение коэффициента шероховатости льда в зависимости от продолжительности ледостава [48].

1) 1952-53, *2*) 1953-54, *3*) 1954-55, *4*) 1955-56, *5*) 1956-57, *6*) 1957-58 г.

Таблица 4.4

Коэффициенты шероховатости нижней поверхности ледяного покрова (по данным измерений)

Река—пункт	Коэффициент шероховатости	Примечание
Ангара — п. Звездочка	0,06—0,05	Шуга подо льдом
Ангара — г. Братск	0,15—0,20	Зажор
Ангара — с. Невон	0,10—0,17	„
Енисей — г. Красноярск	0,04—0,07	Шуга подо льдом
Томь — г. Томск	0,06—0,16	Зажор
Бия — г. Бийск	0,020	Кристаллический лед
Катунь — с. Сростки	0,04—0,07	Зажор
Амударья — с. Туя-Муюн	0,04—0,09	„
Тобол — с. Липовское	0,015—0,020	Кристаллический лед
Ишим — г. Ишим	0,015—0,018	„
Волга — с. Черный Яр	0,08—0,10	Зажор
Северная Двина — с. Звоз	0,04—0,10	„
Уса — г. Уса	0,06—0,08	„
Западная Двина — г. Плявиняс	0,04—0,20	„

Формула может быть применена для предварительных расчетов при наличии данных о коэффициенте k_m и значении $n_{кон}$, которые могут быть получены на основе данных наблюдений за распределением скоростей течения под ледяным покровом по глубине.

Значение коэффициента шероховатости ледяного покрова ($n_л$) определяется расчетным путем на основании данных, получаемых при измерении расходов воды, по формуле [48]

$$n_л = n_р \left[(Q/Q_з)^{3/2} \left[(h - h_л)/h\right]^{5/3} (I/I_з)^{4/3} - 1\right], \qquad (4.16)$$

где Q и $Q_з$ — измеренные летний и зимний расходы воды, м^3/с; I и $I_з$ — летний и зимний уклон водной поверхности; $n_р$ — коэффициент шероховатости русла. При определении $n_т$ кроме формулы (4.15) используется зависимость его от коэффициента сопротивления гидравлического трения (см. п. 9.11).

В течение периода ледостава коэффициенты шероховатости на шугоносных реках в основном уменьшаются, вследствие сглаживания выступов к концу ледостава. Вместе с этим на реках со спокойным замерзанием и гладким ледяным покровом к началу вскрытия коэффициенты шероховатости увеличиваются под влиянием эрозионных процессов на нижней поверхности ледяного покрова.

Глава 5

Вскрытие рек

5.1. Теоретические исследования процессов вскрытия рек

Процесс вскрытия рек характеризуется разрушением ледяного покрова вследствие уменьшения его толщины и прочности под влиянием притока тепла и воздействия механических сил, включая подвижки льда, появление закраин, полыней, ледоход, и завершается полным очищением реки ото льда. Начинается процесс таяния еще до устойчивого перехода температуры воздуха к положительным значениям, но после того, как тепловой баланс ледяного покрова становится положительным.

Уменьшение толщины и прочности льда происходит в результате поверхностного и внутреннего таяния под влиянием тепла солнечной радиации, воздуха и воды, а также вследствие увеличения скорости течения при подъеме уровня воды. Относительная роль теплового и механического факторов во вскрытии реки зависит от гидрологического режима и метеорологических условий весеннего периода. Наиболее интенсивное развитие этого процесса происходит в конце ледостава, когда сопротивляемость ледяного покрова уступает разрушающим усилиям. Под воздействием сил потока и ветра исчезает связь его с берегами, теряется устойчивость и нарушается целостность (сплошность). Образовавшиеся льдины и поля либо тают на месте, либо сплавляются вниз по

реке. В местах повышенной толщины и прочности ледяного покрова, или недостаточной ледопропускной способности русла, вскрытие реки сопровождается формированием заторов.

Изучением процессов вскрытия рек занималось большое число исследователей, таких, как Л. Г. Шуляковский [193], С. Н. Булатов [35, 36], Б. М. Гинзбург [43, 44], В. В. Пиотрович [140], Д. Ф. Панфилов [132], В. А. Кореньков [104], В. А. Бузин [34], И. Е. Козицкий [92] и другие. Трудами этих исследователей теория и методы расчета всесторонне разработаны.

Л. Г. Шуляковский представил условие разрушения ледяного покрова в виде уравнения

$$\sigma h_л \leqslant f(H,\ \Delta H), \tag{5.1}$$

из которого следует, что вскрытие реки наступает в том случае, если при подъеме уровня воды развиваемые усилия со стороны потока вызывают в ледяном покрове разрушающие напряжения. При этом трение потока на нижней поверхности ледяного покрова принимается в качестве основной силы, создающей напряжение во льду, и учитывается ее зависимость от уровня воды (H) и подъема его к началу вскрытия (ΔH).

С. Н. Булатов для оценки прочности тающего льда создал структурную модель разрушения ледяного покрова и установил необходимое количество тепла для ослабления межкристаллических связей, вызывающее потерю прочности льда различной структуры.

Уравнение, связывающее относительное разрушающее напряжение тающего льда (на изгиб) с содержанием в нем жидкой фазы, выраженной количеством затраченного на ее образование тепла солнечной радиации $S_\odot$ (на единицу объема), имеет следующий вид [35]:

$$\varphi = (1 - \sqrt{S/S_\odot})^2, \tag{5.2}$$

где $S_\odot$ — количество тепла солнечной радиации, при поглощении которого лед теряет прочность. Значение $S_\odot$ зависит от объема пор, образующихся при таянии льда, а соответственно и от формы и размеров кристаллов. Для льда, состоящего из кристаллов кубической формы, значение S было получено исходя из геометрической модели тающего льда с учетом связи между пористостью и размерами кристаллов [37]:

$$\delta_л = 2{,}58 b_1^2 / l_1^2, \tag{5.3}$$

где $\delta_л$ — пористость льда, b_1 — ширина полос нарушенного контакта между гранями, l_1 — длина граней кристалла.

При полной потере прочности льдом контакт между гранями нарушается и ширина полос становится равной половине длины граней кристаллов, а пористость принимает значение 0,645.

Количество тепла, необходимое для образования пор, равно произведению удельного тепла фазового превращения и объема

пор, т. е. $S_{\odot} = 306{,}3\delta_{л}$. Следовательно, для льда, состоящего из кристаллов кубической формы, $S_{\odot} = 0{,}645 \times 306{,}3 = 197{,}8$ Дж/см³.

Для кристаллов другой формы $S_{\odot}$ увеличивается или уменьшается в соответствии с изменением размера граней кристалла по отношению к размеру граней куба. При вычислениях $S_{\odot}$ можно использовать связь [36]

$$S_{\odot} = (131{,}5 + 65{,}7l_{л})/l_{л}, \tag{5.4}$$

где $l_{л}$ — относительная длина кристаллов.

Вычисленные значения $S_{\odot}$ оказались близкими экспериментальным данным В. А. Коренькова [104], полученным при испыта-

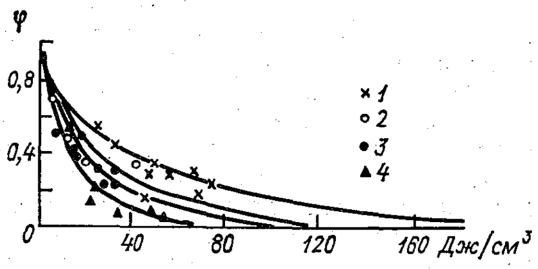


Рис. 5.1. Зависимость относительного разрушающего напряжения на изгиб образцов тающего льда от количества поглощенного ими тепла солнечной радиации [35].

1 — снежный лед, *2* — шуговой лед, *3* — мелкокристаллический лед, *4* — крупнокристаллический лед.

ниях ледяного покрова р. Енисея. На основании анализа этих данных была установлена зависимость $S_{\odot}$ от вида и структуры льда. При этом наибольшее значение $S_{\odot}$ получено для снежного льда (222,8 Дж/см³). Примерно в 1,5-2 раза оно было меньше для шугового (146,7 Дж/см³) и мелкокристаллического (112,4 Дж/см³) льда. Наименьшим значением $S_{\odot}$ характеризовался крупнокристаллический лед (66,6 Дж/см³).

При сравнении теоретических и экспериментальных данных относительная длина кристаллов ($l_{л}$) для шугового льда оказалась близкой к 0,8, для мелкокристаллического — к 1,6, для крупнокристаллического — к 3,0.

Кривая потери прочности льда в зависимости от количества поглощенной радиации, построенная по данным С. А. Шишокина для различных видов льда (рис. 5.1), хорошо аппроксимируется уравнением (5.2).

С. Н. Булатов ввел в уравнение (5.1) относительное разрушающее напряжение φ, представляющее собой отношение разрушающего напряжения тающего льда σ к начальному значению σ_0, которое имел бы лед, не подвергавшийся воздействию солнечной радиации, при температуре 0 °С, т. е. $\varphi = \sigma/\sigma_0$. При этом уравнение (5.1) записывается в виде

$$\varphi h \leqslant f(H, \Delta H). \tag{5.5}$$

Таким образом, уравнения (5.1)—(5.5) явились основой модели процесса разрушения ледяного покрова, созданной для обоснования методов расчета и прогноза сроков вскрытия рек, расположенных

в различных физико-географических районах страны (Припяти, Березины, Оки, Дона, Днепра, Северной Двины, Иртыша, Лены, Амура и др.). Для всех исследуемых участков рек им были получены графические зависимости $\varphi h \leqslant f(H, \Delta H)$, а для некоторых из них дано аналитическое выражение уравнения (5.5). При этом было установлено, что если вскрытие происходит без заметного подъема уровня воды, то $\varphi h \leqslant \text{const}$, т. е. прочность льда при вскрытии реки близка к предельному значению. Так, например, для р. Березины у г. Бобруйска и для Припяти у г. Мозыря $\varphi = 0{,}07$. С. Н. Булатов [37], пытаясь найти общее решение для всех рек, установил связь следующего вида:

$$\varphi h_{л,\,в} \leqslant f\,(Q_в/b_в)^2, \tag{5.6}$$

где $Q_в$, $b_в$, $h_{л,\,в}$ — соответственно расход воды, ширина реки и толщина льда при вскрытии.

Эта связь была получена по материалам 23-летнего ряда наблюдений на р. Лене (п. Табага). Применение уравнения (5.6) для определения сроков вскрытия рек Северной Двины, Припяти, Березины и Оки показало, что ошибки расчета не выходят за пределы допустимых, но распределение их несимметрично.

Это объясняется недоучетом основных гидравлических характеристик потока, морфологических особенностей русла, а также строения ледяного покрова и структуры льда.

В дальнейшем теория процесса разрушения ледяного покрова получила развитие в исследованиях В. А. Бузина [33] и была использована для прогнозной оценки возможных изменений сроков вскрытия рек под влиянием изъятия части стока.

Условие разрушения ледяного покрова было выражено связью между потенциальной сопротивляемостью ледяного покрова (σh) и скоростью течения при вскрытии (v):

$$v \geqslant \sqrt{\sigma h_л k_i / b}, \tag{5.7}$$

где k_i — коэффициент, характеризующий связь между гидравлическим сопротивлением C, шириной b и длиной l характерных участков реки:

$$k_i = C^2 b/(\gamma l). \tag{5.8}$$

На основании анализа морфометрических данных для рек различных районов была получена эмпирическая зависимость k_i от уклона (в промилле)

$$k_i = (0{,}03 + 0{,}58I)^{-1}. \tag{5.9}$$

Учитывая уравнение (5.9) условие вскрытия реки можно записать в виде

$$v \geqslant \sqrt{\sigma h_л/[(0{,}03 + 0{,}58I)\, b]}. \tag{5.10}$$

Несколько раньше Д. Ф. Панфилов [132] предложил иную зависимость для определения скорости течения, характеризующей начало движения льда при вскрытии реки:

$$v \geqslant \sqrt{\sigma h_л/[(1 - h_л/h)\, b]}. \tag{5.11}$$

Формула (5.11) получила широкое применение в практике гидротехнических расчетов.

В качестве условия потери целостности ледяного покрова, не связанного с берегами, И. Е. Козицкий [92] предложил зависимость скорости течения при вскрытии от толщины льда и гидроморфологических характеристик:

$$v^2 \geqslant 6{,}6 \cdot 10^{-4} \sqrt{E h_л^3/(R^2 b)}. \qquad (5.12)$$

При сравнении рассчитанных значений скорости течения с измеренными при вскрытии рек Амура (г. Хабаровск), Днестра (г. Могилев-Подольский), Северной Двины (г. Емецк) и Шелони (д. Вира) были получены удовлетворительные результаты.

Предложенные зависимости (5.10)—(5.12) обладают достаточной общностью и по существу являются выражением связи между тепловой и механической энергией разрушения ледяного покрова. Естественно, чем меньше поглощается радиационного тепла, тем больше его прочность и сопротивляемость воздействию сил потока.

5.2. Процесс разрушения ледяного покрова

Процесс разрушения ледяного покрова развивается в зависимости от его мощности к началу таяния, погодных и гидрологических условий весеннего периода. На реках с малыми скоростями течения и незначительными колебаниями уровня воды в течение весеннего периода, разрушение ледяного покрова происходит в основном за счет поверхностного и внутреннего таяния льда. Как отмечалось выше, вскрытие реки наступает в тот момент, когда лед теряет прочность, т. е. спаянность между кристаллами исчезает и ледяной покров рассыпается на отдельные кристаллы или группы кристаллов (рис. 5.2). Необходимым условием развития этого процесса является переход теплового баланса ледяного покрова к положительным значениям, т. е.

$$\sum S_л > 0, \qquad (5.13)$$

и поглощение ледяным покровом тепла, достаточного для нарушения межкристаллических связей:

$$S_\odot = k_в Z \rho_л h_л. \qquad (5.14)$$

Значения $k_в$ и $\rho_л$ принимаются в зависимости от вида и структуры льда, а также строения ледяного покрова.

На реках с малыми скоростями течения ледяной покров может быть либо однородным, состоящим из кристаллического льда, либо слоистым, имеющим два слоя. Один слой — кристаллический лед, другой — снежный. Поэтому значения $k_в$ будут различными. Вскрытие реки происходит в результате таяния льда на месте и наступает в тот момент, когда прочность льда достигает предельных значений.

На больших и средних реках процесс разрушения ледяного покрова более сложный. Наряду с ослаблением прочности льда под

влиянием тепловых факторов происходит нарушение целостности и взлом ледяного покрова под влиянием колебания уровня воды и воздействия гидродинамической нагрузки. Развитие процесса разрушения ледяного покрова происходит в следующей последовательности:

1) нарушается связь ледяного покрова с берегами;
2) расчленяется ледяной покров на ледяные поля;
3) разрушаются ледяные поля на льдины.



Рис. 5.2. Кристаллы льда.

Необходимым условием нарушения связи ледяного покрова с берегами является образование вдольбереговых трещин при подъеме уровня воды, превышающем максимальную высоту прогиба ледяного покрова:

$$H > f_{кр}. \tag{5.15}$$

Значение критического подъема уровня воды рассчитывается с учетом толщины, прочности и физико-механических характеристик льда по формуле Д. Ф. Панфилова [131]:

$$f_{кр} = \sigma h_л^2/(6\sqrt{\rho C_п}). \tag{5.16}$$

При подъеме уровня воды в реке выше уровня замерзания вслед за образованием вдольбереговых трещин ледяной покров всплывает и работает под нагрузкой как полубесконечная плита на упругом основании. Если гидро- и аэродинамическая нагрузка на ледяной покров и горизонтальная составляющая силы веса льда в направлении течения превышают его сопротивляемость, то в местах концентрации напряжений образуются поперечные трещины.

Общую гидро- и аэродинамическую нагрузки на ледяной покров в результате трения водного и воздушного потоков на границах вода—лед и лед—воздух можно представить в следующем виде:

$$P_1 = \alpha_{тр_1} v^2 bl + \alpha_{тр_2} w^2 bl. \qquad (5.17)$$

Необходимо отметить, что действие ветра наибольшее, если его направление совпадает с направлением течения. Причем оно сопоставимо с действием течения лишь при скоростях ветра больше 10 м/с.

Учитывая, что угол между поверхностью потока и горизонтом мал, составляющую силы веса льда в направлении течения следует записать в виде

$$P_2 = g\rho_л h_л I bl. \qquad (5.18)$$

При дальнейшем повышении уровня воды под влиянием водного потока происходят подвижки, способствующие расчленению ледяного покрова на ледяные поля по линиям трещин, а также в местах наименьшей прочности льда. Преобладают подвижки, приводящие к смещению ледяного покрова на небольшие расстояния. Однако на некоторых реках происходят мощные подвижки, захватывающие участки протяженностью 15—20 км. Скорость движения льда во время подвижек 0,2—0,3 м/с. Размеры и продолжительность подвижек зависят от соотношения сил, способствующих и препятствующих движению льда в реке. До начала ледохода может быть несколько подвижек и большей частью при больших подъемах уровней воды. В процессе движения ледяные поля, обладающие различным запасом кинетической энергии, сталкиваются и разрушаются на льдины. Кроме того, образование льдин происходит при прохождении ледяных полей кривой спада, в сужениях и на отмелях. Размеры льдин определяются в зависимости от толщины льда по формуле [92]

$$l_л = \sqrt{E h_л^3 / 6{,}84}. \qquad (5.19)$$

Условия разрушения и движения льда на различных участках реки неодинаковы вследствие неоднородности гидрологических и морфологических характеристик, толщины и прочности льда. Ледоход начинается на тех участках реки, где имеются необходимые и достаточные условия для взлома ледяного покрова и движения льда вниз по реке, т. е. достаточная энергия потока

$$v > f(\sigma h_л) \qquad (5.20)$$

и необходимая ледопропускная способность русла

$$\varphi_л h_л v_л b_л < hvb, \qquad (5.21)$$

где $\varphi_л$ — коэффициент ледохода.

Распространение волны вскрытия прекращается на тех участках реки, где эти условия не выполняются. Задержка может быть кратковременной и не нарушит общего хода процесса вскрытия

в том случае, если при остановке льдин сохраняется устойчивость и однослойное распределение их на водной поверхности. Однако характер вскрытия может существенно измениться, если у кромки льда происходит нарушение устойчивости, торошение и сжатие льдин, либо подныривание льдин под кромку в зависимости от энергии потока. В этом случае образуются заторные скопления, под влиянием которых пропускная способность русла уменьшается и уровни воды повышаются. Прорыв заторных скоплений сопровождается быстрым распространением волны вскрытия по длине реки. Причем на тех участках, где имеются очаги заторообразования, она вновь останавливается. Во время вскрытия некоторых рек образуется несколько заторов различной мощности. Заторным характером вскрытия отличаются реки, текущие с юга на север, на которых взлом слегка ослабленного ледяного покрова происходит под воздействием паводочной волны.

5.3. Характеристики вскрытия рек

5.3.1. Интенсивность таяния льда. В течение марта, а на некоторых реках в первой половине апреля тепловой баланс ледяного покрова принимает положительное значение, нарастание толщины льда прекращается и начинается процесс таяния. Интенсивное таяние льда развивается с момента схода снега под влиянием радиационного тепла, теплообмена с атмосферой и водным потоком [36, 132, 139].

Теплообмен ледяного покрова с атмосферой осуществляется посредством турбулентного теплообмена, излучения, испарения или конденсации. Основную долю тепла в процессе таяния льда составляет радиационный баланс (60—70 %), а турбулетный теплообмен около 18—20 %. Причем под влиянием турбулентного обмена возможно лишь поверхностное таяние льда, а под влиянием тепла солнечной радиации не только поверхностное, но и внутреннее таяние ледяного покрова.

Составляющие теплового баланса на верхней поверхности ледяного покрова определяются по известным формулам П. П. Кузьмина [110]:

$$S_{\text{р.л}} = (S_{\text{п. р}} + S_{\text{р. р}})(1 - r)(1 - 0{,}14N_{\text{о}} - 0{,}53N_{\text{н}}) -$$

$$- \sigma_{\text{Б}}\varepsilon_{\text{л}}T_{\text{л}}^4 + \sigma_{\text{Б}}T_2^4(0{,}62 + 0{,}05\sqrt{e_2})(1 + 0{,}12N_{\text{н}} + 0{,}12N_{\text{о}}) \quad (5.22)$$

$$S_{\text{и.л}} = (5{,}96 + 3{,}26w_{10})(e_2 - e_0); \quad (5.23)$$

$$S_{\text{т.л}} = (3{,}40 + 1{,}86w_{10})(t_{\text{л}} - t_2). \quad (5.24)$$

Отражательная способность ледяного покрова оценивается значениями альбедо льда, которое изменяется в течение периода таяния в широком диапазоне: от 8 до 35 % — для кристаллического льда и от 10 до 45 % — для снежного и шугового [35, 60, 94, 140]. Причем увеличение альбедо отмечается в дни с отрицательной температурой воздуха, при выпадении снега на лед, а также при

всплывании ледяного покрова и осушении его поверхности. Уменьшается альбедо при выходе воды на лед или при загрязнении поверхности льда посторонними примесями. Учесть все многообразие условий изменения альбедо на различных участках реки затруднительно, а поэтому большей частью принимаются средние значения альбедо по преобладающему виду льда. С. Н. Булатов [35] рекомендовал при расчетах таяния льда принимать в качестве среднего значения альбедо 25—30 %.

Поглощение солнечной радиации и распределение ее в ледяном покрове однородного строения определяется в зависимости от толщины и радиационных свойств льда.

Многие исследователи [94, 110, 167] для определения количества солнечной радиации, проникающей через ледяной покров толщиной $h_л$, используют уравнение Бугэ—Ламберта:

$$q_п = q_S \exp(-ah_л), \tag{5.25}$$

где $q_п$ — радиация, поглощенная поверхностью ледяного покрова; a — коэффициент экстинкции для льда.

Если ледяной покров состоит из нескольких слоев, отличающихся по толщине и структуре льда, значение проникающей солнечной радиации через всю толщу ледяного покрова определяется уравнением

$$q_п = q_S \exp(-\sum a_i h_{лi}), \tag{5.26}$$

где a_i — коэффициент экстинкции каждого слоя ледяного покрова, имеющего толщину $h_{лi}$.

Коэффициентом экстинкции характеризуется прозрачность льда

$$P = \exp(-a) \tag{5.27}$$

и соответственно его поглотительная способность

$$1 - P = 1 - \exp(-a). \tag{5.28}$$

Прозрачность кристаллического льда почти не отличается от прозрачности воды, из которой он образовался, и характеризуется средним значением коэффициента, равным 0,96—0,98. Кристаллическая структура льда становится видимой лишь при длительном облучении его радиационным теплом, в результате которого вначале проявляются границы кристаллов и межкристаллические зоны, имеющие более низкую температуру плавления и бóльшую поглотительную способность по сравнению с кристаллами льда. В местах их таяния возникают поры, оконтуривающие кристаллы и нарушающие спаянность между ними. В процессе таяния льда коэффициент прозрачности уменьшается, особенно при заполнении водой образовавшихся пор, а соответственно увеличивается коэффициент поглощения.

Снежный лед, состоящий из беспорядочно смерзшихся кристаллов, на границах которых происходит многократное отражение и преломление солнечных лучей, содержащий большое количество

пузырьков воздуха, является малопрозрачным. В зависимости от состава и количества посторонних примесей коэффициент прозрачности снежного льда изменяется от 0,65 до 0,90.

Малопрозрачным для солнечных лучей является и шуговой лед, состоящий из кристаллов смерзшейся шуги, между которыми заключено большое количество твердых частиц и пузырьков воздуха, способствующих интенсивному поглощению и рассеянию лучистой энергии. Коэффициент прозрачности шугового льда 0,47—0,52.

Ледяной покров редко бывает однородным по строению, а потому поглощение солнечной радиации по толщине льда неравномерное. Особенно большое различие в процессе таяния льда происходит при изменениях погодных условий и связанных с ними понижениях температуры и промерзании льда или увеличении альбедо. Поэтому режим поглощения солнечной радиации тающим льдом не всегда можно описать теоретическими уравнениями (5.25)—(5.26).

С. Н. Булатов, обобщая данные натурных исследований таяния льда различных авторов, обнаружил расхождение между теоретической кривой и экспериментальной. В результате анализа и систематизации данных измерений он представил $q_п$ в виде

$$q_п = q_S \exp\left(-c_л h_л^{0,6}\right), \tag{5.29}$$

а соответственно количество тепла, поглощенного ледяным покровом толщиной $h_л$, рекомендовал определять по следующей приближенной формуле:

$$q_п = q_S\left[1 - \exp\left(-c_л h_л^{0,6}\right)\right]. \tag{5.30}$$

Коэффициент $c_л$, зависящий от прозрачности льда, принимается равным для кристаллического льда 0,165, а для снежного льда 0,25. Точность полученной зависимости характеризуется средним квадратическим отклонением, равным 6—7 %. Эта формула применяется при исследованиях процессов таяния льда и разработке методов расчета вскрытия рек. В настоящее время проводятся дальнейшие исследования по уточнению параметров формулы [74, 78].

Солнечная радиация, поступающая на поверхность ледяного покрова, поглощается частично или полностью в толще льда в зависимости от его прозрачности и толщины. Так, например, ледяной покров толщиной 50—60 см полностью поглощает солнечную радиацию, если коэффициент прозрачности льда равен 0,90—0,92. При той же толщине льда, но бóльшей прозрачности льда (0,98) ледяным покровом поглощается 60—65 % радиации, а остальная часть ее (35—40 %) проникает в воду, которая затем отдает это тепло частично или полностью на таяние нижней поверхности ледяного покрова.

Теплообмен нижней поверхности ледяного покрова с водным потоком регулируется теплопроводностью воды и тепловым

состоянием водной массы, которое определяется теплом солнечной радиации, проникающей через лед, теплом, поступающим от грунта ложа, и теплом, выделяющимся при внутреннем трении движущейся воды. Теплоприток от воды к нижней поверхности ледяного покрова в общем тепловом балансе в период таяния льда составляет 15—20 %. Причем на участках рек с большой скоростью течения он может достигать 40—50 %.

При наличии данных о температуре воды приход тепла к нижней поверхности ледяного покрова рассчитывается по формуле

$$S_н = \alpha_в t. \qquad (5.31)$$

Коэффициент теплообмена между водой и льдом вычисляется по формуле Л. Г. Шуляковского [192]:

$$\alpha_в = [1350 - 40 \lg (10^6 g\beta th/v^2)]\, vc\rho, \qquad (5.32)$$

где β — относительное изменение объема воды при изменении ее температуры.

Температура воды в реках в период таяния льда не превышает 0,1 °С, за исключением верхних участков рек, вытекающих из больших озер или мест с выходом грунтовых вод, а также зон сброса промышленных вод.

Таким образом, процесс таяния происходит как на верхней, так и на нижней поверхности ледяного покрова и в толще льда. Интенсивность поверхностного и внутреннего таяния существенно различаются между собой и определяются в зависимости от строения ледяного покрова, соотношения составляющих теплового баланса с учетом особенностей погодных условий весеннего периода. Наибольшей интенсивностью поверхностного таяния льда характеризуется шуговой ледяной покров, имеющий меньшее значение альбедо по сравнению со снежным льдом, но большую поглощательную способность, чем ледяной покров кристаллического строения. Вместе с этим интенсивность внутреннего таяния наибольшая у льда кристаллического из-за одновременного таяния межкристаллических зон во всей толще ледяного покрова, в то время как у шугового и особенно у снежного льда внутреннее таяние распространяется в основном на верхнюю часть ледяного покрова.

Анализ данных многолетних наблюдений за изменением толщины льда на реках показывает, что в европейской части СССР перед вскрытием происходит в основном внутреннее таяние ледяного покрова, а поверхностное таяние небольшое (0,1—0,5 см/сут) и только в конце ледостава 1—2 см/сут. Среднее многолетнее значение коэффициента поверхностного таяния (отношение толщины льда при вскрытии к максимальной толщине льда) для большинства рек составляет 0,75—0,90 (табл. 5.1). Исключение составляют реки, вытекающие из озер (Нева, Свирь, Волхов, Кемь и другие), на которых интенсивность поверхностного таяния льда большая (в среднем 2—3 см/сут), причем таяние на нижней поверхности

Таблица 5.1

Расчетные значения разрушающего усилия на изгиб (кПа) для ледяного покрова при первой подвижке льда (среднее многолетнее $\bar{\sigma}$ и различной обеспеченности) [46]

Река—пункт	Максимальная толщина льда, м	Толщина льда при подвижке, м	δ_0 до начала таяния	$\bar{\delta}$ при подвижке льда	Значение σ обеспеченностью, %		
					0,01	0,33	1
Печора — с. Усть-Шугор	0,81	0,71	1177	176,4	1138	842	635
Северная Двина — с. Звоз	0,67	0,54	981	147,0	647	537	437
Припять — Мозырь	0,39	0,24	588	117,6	715	544	436
Ока — г. Кашира	0,58	0,53	490	176,4	639	512	441
Обь — г. Колпашево	0,82	0,67	981	186,2	1013	762	586
Кия — с. Мариинское	0,97	0,84	981	127,4	729	558	432
Васюган — с. Ср. Васюган	0,60	0,36	686	29,4	754	479	349
Енисей — г. Игарка	1,06	1,00	981	352,8	1176	966	805
Лена — с. Табага	1,60	1,34	686	96,0	972	308	259
Кипенга — с. Казачинское	0,81	0,25	686	15,7	331	257	205
Олекма — с. Усть-Нюкжа	1,82	1,52	686	78,4	394	920	269
Нора — с. Устье-Эльги	1,05	0,80	686	91,4	346	273	221
Селемджа — с. Стойба	1,31	0,88	686	39,2	355	281	229
Бысса — с. Бысса	0,87	0,56	686	17,6	333	259	208
Амгунь — с. Ирумка	1,28	0,92	686	42,1	358	284	232

ледяного покрова больше, чем на верхней. Так, например, интенсивность поверхностного таяния р. Невы в среднем составляет 3 см/сут, из которых 0,95 см/сут приходится на стаивание льда с верхней поверхности и 2,05 см/сут с нижней.

Коэффициент поверхностного таяния льда равен 0,40, т. е. к началу вскрытия реки более половины толщины ледяного покрова стаивает.

В пределах азиатской части СССР поверхностное таяние льда на реках более интенсивное. На реках Средней Азии и Дальнего Востока оно составляет в среднем 1,0—2,0 см/сут, а на реках Западной Сибири — 2,0—3,0 см/сут. Для большинства рек среднее многолетнее значение коэффициента поверхностного таяния льда 0,50—0,70. Вместе с этим на реках Северо-Востока интенсивность поверхностного таяния льда сравнительно небольшая (0,3—0,6 см/сут) и соответственно коэффициент поверхностного таяния льда 0,80—0,90. В годы с поздним вскрытием поверхностное и внутреннее таяние примерно одинаковы.

5.3.2. Прочность тающего льда. Данные непосредственных измерений прочности тающего льда крайне ограниченны. К тому же измерения производились в основном для оценки пропуска льда через гидротехнические сооружения или определения несущей

способности ледяного покрова [38, 104, 136]. Для решения гидрологических задач, связанных с изучением процесса вскрытия рек, натурные исследования производились только С. Н. Булатовым [36], И. Е. Козицким [92] и В. П. Ергиным [74]. Анализ полученных ими данных показал, что в течение периода таяния прочность льда уменьшается в несколько раз — от 500 до 30 кПа. Отмечается наибольшее снижение прочности ледяного покрова накануне вскрытия рек.

Более детальные сведения о характере изменения прочности льда в весенний период получены расчетным путем по методике, разработанной С. Н. Булатовым [35], учитывающей изменение прочности льда в зависимости от количества поглощенного льдом тепла солнечной радиации.

Для тающего льда разрушающее напряжение на изгиб определяется по формуле

$$\sigma_т = \sigma_0 \left(1 - \sqrt{S_л / S_\odot}\right)^2. \qquad (5.33)$$

Как отмечалось выше, значение $S_\odot$, обусловливающее полную потерю прочности льда, зависит от структуры льда.

Расчетные значения прочности льда, представленные в табл. 5.1, позволяют оценить особенности разрушения ледяного покрова к началу вскрытия рек различных географических районов. Как следует из этой таблицы, к началу таяния прочность льда на большинстве рек составляет 500—700 кПа. Наибольшие значения (950—1200 кПа) характерны для северных рек. В течение периода таяния прочность льда уменьшается в несколько раз, а на реках южных районов даже в десятки раз. Средняя многолетняя прочность льда при первой подвижке на реках БАМа составляет всего 16—20 кПа, в то время как на таких больших северных реках, как Печора, Северная Двина и других, она достигает 150—170 кПа, а в низовье р. Енисея — 350 кПа.

В экстремальных условиях, т. е. при σ 0,01 %-ной обеспеченности, первые подвижки ледяного покрова могут происходить при прочности ледяного покрова, мало отличающейся от прочности льда в начале периода таяния. В таких случаях процесс вскрытия реки сопровождается формированием заторов.

После первой подвижки интенсивность разрушения ледяного покрова увеличивается, а прочность льда резко снижается. На основании анализа данных о продолжительности периода таяния льда и количества тепла солнечной радиации, поглощенного за это время, В. А. Бузин [34] предложил определять среднее многолетнее значение прочности льда при вскрытии реки по следующей зависимости:

$$\bar{\sigma}_{вск} = 540 \left(1 - a_к \sqrt{\bar{n} + b_к}\right)^2, \qquad (5.34)$$

где $\bar{n}$ — число суток от средней многолетней даты перехода средней суточной температуры воздуха через нуль до средней многолетней даты вскрытия; $a_к$ и $b_к$ — географические параметры,

выражающие зависимость $\bar{\sigma}_{вск}$ от климатических условий. Значения $a_к$ и $b_к$ для ряда рек приведены в табл. 5.2. Однако при этом следует иметь в виду, что в отдельных случаях действительные

Таблица 5.2

Параметры $a_к$ и $b_к$ в уравнении (5.34) для расчета среднего многолетнего значения предела прочности льда при вскрытии реки [34]

Река—пункт	$a_к$	$b_к$
Днестр — г. Могилев-Подольский	0,183	—1
Северная Двина — д. Абрамково	0,194	—3
Северная Двина — с. Усть-Пинега	0,168	3
Обь — с. Белогорье	0,169	1
Обь — г. Салехард	0,143	7
Иртыш — г. Тобольск	0,174	—2
Енисей — г. Игарка	0,161	6
Лена — г. Олекминск	0,156	6
Амур — с. Покровка	0,150	1

значения прочности льда при вскрытии рек могут несколько отличаться от вычисленных по зависимости (5.32) из-за того, что начальные значения прочности льда могут быть другими.

Многолетняя изменчивость прочности льда при вскрытии рек характеризуется большими значениями коэффициентов вариации, C_v=0,5... 1,0. Наибольшая изменчивость отмечается для рек бассейна Лены и западной части бассейна Амура C_v=1,0. Для рек европейской части СССР и рек бассейна Оби C_v = 0,8, а для рек бассейна Енисея C_v = 0,5 [46].

5.3.3. Подъемы уровней воды и скорости течения при вскрытии. В процессе вскрытия большинства рек наряду с тепловым разрушением происходит потеря сплошности и взлом ледяного покрова под влиянием колебаний уровня воды и воздействия влекущей силы потока. Естественно, чем больше тепловое разрушение к началу вскрытия, тем меньше подъемы уровня воды. В связи с этим вскрытие рек южных и западных районов европейской части СССР происходит при низких уровнях, составляющих 10—15 % общего подъема уровней воды весеннего половодья. В отдельные годы вскрытие Западной Двины, Днестра, Южного Буга, Кубани, Терека происходит при подъеме уровней воды всего 20—30 см. Вместе с этим на заторных участках Западной Двины, Немана и Днестра отмечаются подъемы уровней воды до 6 м.

Вскрытие рек центральных и северных районов европейской части СССР происходит в пределах весеннего половодья и сопровождается большими подъемами уровней воды, иногда достигающими наибольших уровней весеннего половодья. На Оке, Ветлуге, Сухоне, Юге, Северной Двине, Усе, Печоре и других реках средние многолетние подъемы уровней воды при вскрытии изменяются от 3 до 5 м в зависимости от условий развития весеннего поло-

водья и характера распространения волны вскрытия (рис. 5.3). Исключением являются заторные участки рек, при вскрытии которых подъемы уровней воды более высокие. Кроме того выделяются верхние участки озерных рек, которые вскрываются почти без подъема уровня воды.

В процессе вскрытия рек азиатской части СССР более выражена роль механических факторов не только из-за большой тол-

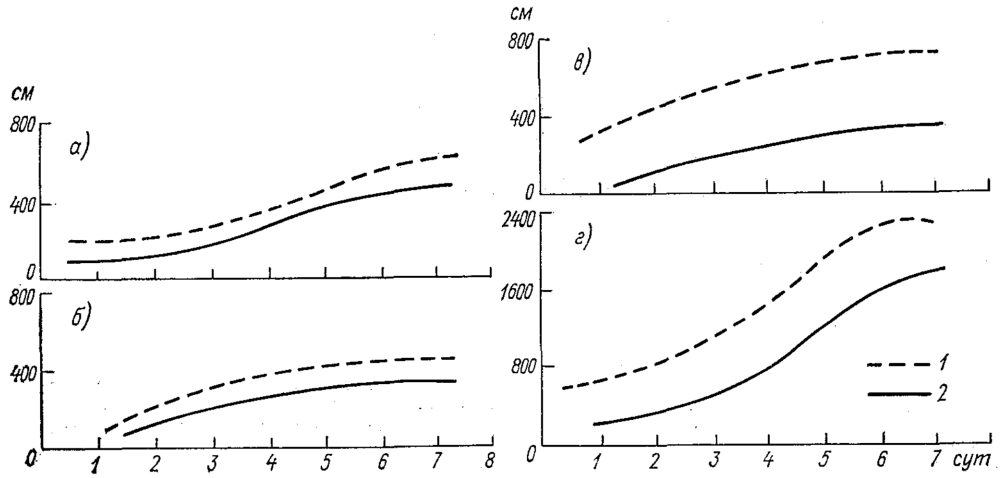


Рис. 5.3. Уровни воды при вскрытии рек.

а) р. Северная Двина: *1* — Звоз, *2* — Березник, 1977 г.; *б*) р. Обь: *1* — Салехард, *2* — Белогорье; *в*) р. Амур: *1* — Гродеково, *2* — Комсомольск; *г*) р. Лена: *1* — Кюсюр, *2* — Джарджан.

щины и прочности ледяного покрова к началу вскрытия, но и вследствие своеобразия условий формирования весеннего половодья. Вскрытие рек Восточной Сибири происходит при интенсивном развитии весеннего половодья и подъемах уровней воды от 3 до 5 м и сопровождается образованием заторов. Самые большие подъемы уровней воды отмечаются при вскрытии Лены, причем они в основном заторного характера. Существенно различаются подъемы уровней воды при вскрытии на различных участках Амура. На Среднем Амуре подъем уровней небольшой (1—2 м), на Нижнем Амуре — больше (4—5 м), а самые большие подъемы уровней на Верхнем Амуре (6—8 м).

Малоинтенсивным развитием половодья отличаются реки бассейна Оби, в связи с этим и подъемы уровней воды при вскрытии относительно небольшие (2—3 м). Несколько выше они на участках Средней Оби (3—4 м). Причем подъемы уровней воды во время подвижек в среднем не превышают 1 м. После подвижек и до максимального уровня при ледоходе они еще увеличиваются на 1—2 м.

Незначительные подъемы уровней воды, почти не отличающиеся от зимних, имеют место при вскрытии рек Приморья.

С повышением уровней воды увеличивается скорость течения, благодаря которой усиливаются гидродинамические нагрузки на нижнюю поверхность ледяного покрова. Непосредственный взлом его происходит под воздействием влекущего усилия потока в результате увеличения скорости течения. При анализе многолетних данных о расходах и уровнях воды рек различных географических районов СССР прослеживается закономерное изменение скорости течения, определяющей вскрытие реки, в зависимости от толщины ледяного покрова (рис. 5.4).

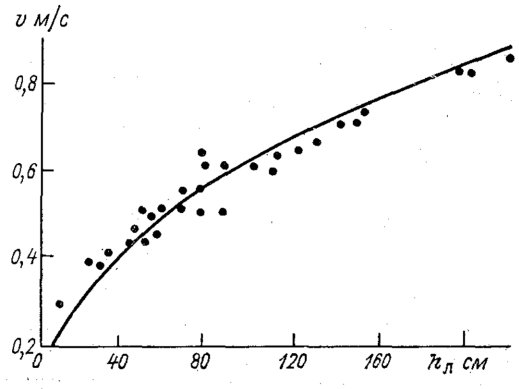


Рис. 5.4. Зависимость скорости течения при вскрытии рек от толщины ледяного покрова.

Как следует из этой графической зависимости, при вскрытии рек европейской части СССР скорости течения не превышают 0,6 м/с. Для рек азиатской части СССР с большой толщиной ледяного покрова и малоинтенсивным тепловым разрушением они достигают 0,94—0,96 м/с.

5.4. Типы процесса вскрытия рек

Из всего многообразия развития процесса можно выделить три основных типа, различающихся по характеру разрушения ледяного покрова и очищения реки ото льда.

Первый тип характеризуется разрушением ледяного покрова за счет поверхностного и внутреннего таяния льда под влиянием тепла солнечной радиации, воздуха и воды. Лед тает на месте с интенсивностью 0,3—4,5 см/сут в зависимости от его структуры, строения ледяного покрова и плотности теплового потока.

Продолжительность таяния льда составляет 10—20 сут с момента перехода температуры воздуха к положительным значениям.

Второй тип вскрытия характеризуется разрушением ледяного покрова рек как путем таяния, так и в результате динамических перенапряжений, превышающих предел прочности льда, возникающих под воздействием энергии потока и ветра. Вскрытие сопровождается образованием закраин, подвижками, расчленением

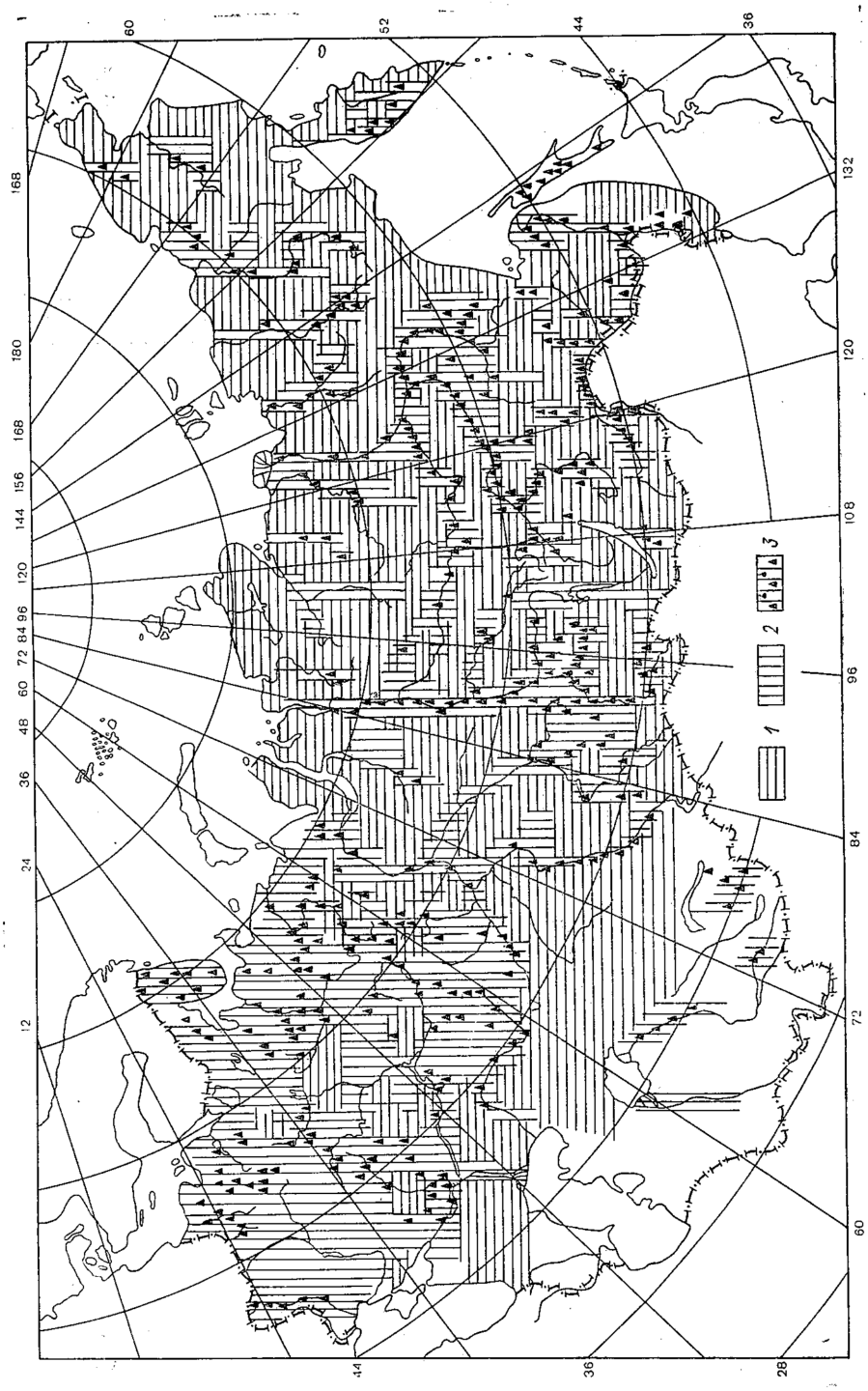


Рис. 5.5. Типы процессов вскрытия рек.
1 — первый тип, *2* — второй тип, *3* — третий тип.

ледяного покрова на поля и льдины, ледоходом различной интенсивности и продолжительности. В зависимости от размеров, водности реки и погодных условий длительность периода вскрытия изменяется от 5 до 15 сут.

Третий тип вскрытия характеризуется разрушением ледяного покрова в основном под влиянием динамических перенапряжений при достаточно большой интенсивности и скорости движения паводочной волны. Вскрытие сопровождается формированием заторов либо при взломе ледяного покрова на участках реки повышенной толщины и прочности ледяного покрова, либо при движении льда в местах недостаточной ледопропускной способности русла в результате потери устойчивости, торошения и сжатия ледяных полей и льдин. Длительность процесса вскрытия изменяется от 2 до 12 сут.

Распространение основных типов процесса вскрытия рек территории СССР показано на карте (рис. 5.5).

Первый тип вскрытия является характерным для малых и некоторых средних рек, отличающихся небольшой водностью в этот период, а также для рек, промерзающих до дна в течение зимы. Этот тип вскрытия отмечается на реках южных, юго-западных и северо-восточных районов европейской части СССР, в том числе на реках Крыма, степной части Северного Кавказа, небольших притоках Нижнего Дона и Днепра. Тепловое разрушение ледяного покрова наблюдается на реках Центрального и Северного Казахстана, Западной и Восточной Сибири, Забайкалья, Приморья и Камчатки.

Второй тип вскрытия имеет место на многих средних и больших реках центральных и северных районов европейской части СССР, Приуралья, реках бассейнов Оби, Енисея, Амура, притоках Лены и других реках Восточной Сибири. В районах, близких по климатическим условиям, вскрытие средних и малых рек с большой водностью происходит почти одновременно в течение 1—3 сут. Распространение волны вскрытия на больших реках происходит со скоростью 50—100 км/сут в зависимости от интенсивности формирования половодья и особенностей вскрытия притоков.

Третий тип вскрытия наблюдается на больших и средних реках в годы повышенной водности и интенсивного развития весеннего половодья. Он отмечается на реках северных и западных районов европейской части СССР, на реках Урала, в верховье и низовье рек Оби и Иртыша, на Енисее, Лене, Амуре, Колыме и реках Сахалина. В местах образования заторов вскрытие рек задерживается на несколько суток.

5.5. Сроки вскрытия рек

Развитие процесса вскрытия рек обусловлено особенностями циркуляции воздушных масс зимне-весеннего периода над территорией СССР [28, 43, 57, 157]. Раннее вскрытие рек европейской

части СССР обусловлено усилением циклонической деятельности атмосферы с преобладанием зимой западного типа атмосферной циркуляции, при которой в течение зимы происходят мощные выносы теплых атмосферных масс воздуха с южных и западных районов, определяющие более высокую температуру воздуха весеннего периода. На азиатской части СССР раннее вскрытие отмечается при ослаблении развития зимнего антициклона. Следствием этого является усиление широтного переноса воздушных масс, несущих тепло с западных и восточных районов. При этом происходят выносы теплых воздушных масс с Японского моря и Манчжурии, а также перемещение циклонов из Средней Азии на центральную часть Сибири, температура воздуха превышает средние многолетние значения, в результате вскрытия рек происходит в более ранние сроки. Позднее вскрытие рек отмечается в годы с ослабленной циклонической деятельностью атмосферы, при которой основным типом циркуляции является меридиональный или комбинированный (либо с западным, либо с восточным переносом). Частое вторжение и проникновение холодных арктических масс воздуха в глубь европейской части СССР способствует существенному понижению температуры воздуха и задержке вскрытия рек.

На реках азиатской части СССР поздние сроки отмечаются при интенсивном развитии зимнего антициклона при частых вторжениях арктических масс воздуха [162].

В средние по климатическим условиям годы вскрытие рек СССР начинается в первых числах марта в юго-западных и южных районах под влиянием тепла, поступающего с Балкан. Затем оно постепенно распространяется на западные, центральные, северные районы. Заканчивается вскрытие рек европейской части СССР в мае на северо-востоке. Вскрытие рек указанных районов происходит в основном под влиянием выноса теплых атлантических масс воздуха с запада и юго-запада, причем в северо-восточных районах оно находится также под влиянием выноса арктических масс воздуха. В течение марта вскрываются реки бассейнов Днестра, Днепра, Дона, Западной Двины, а также низовьев Волги и Урала. В апреле вскрываются реки бассейнов Волги, Камы и Северной Двины (за исключением низовья). В мае завершается вскрытие Северной Двины, Вычегды, рек бассейна Печоры и Кольского полуострова.

Таким образом, распространение процесса вскрытия в пределах европейской части СССР происходит в течение 2,5 мес.

Вскрытие рек азиатской части СССР начинается с районов самой южной широты, т. е. находится в соответствии с широтной зональностью распределения радиационного тепла. В феврале вскрываются реки бассейна Амударьи, а в марте бассейнов Сырдарьи и Или. Затем вскрываются реки Казахстана, Алтая, Приморья. В апреле также вскрываются реки бассейнов Иртыша, верховьев Оби, Енисея, Верхнего и Среднего Амура. В течение мая происходит вскрытие большинства рек Азии. Только реки (или участки

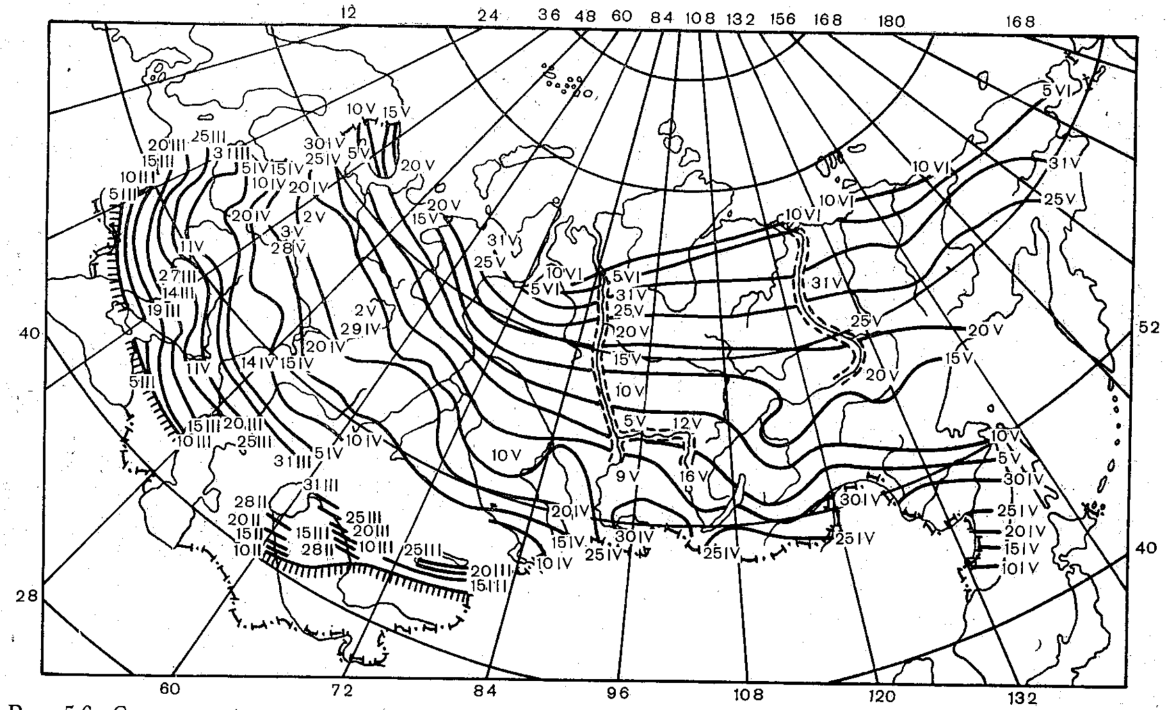


Рис. 5.6. Средние многолетние даты начала весеннего ледохода на реках (по Б. М. Гинзбургу [43]).

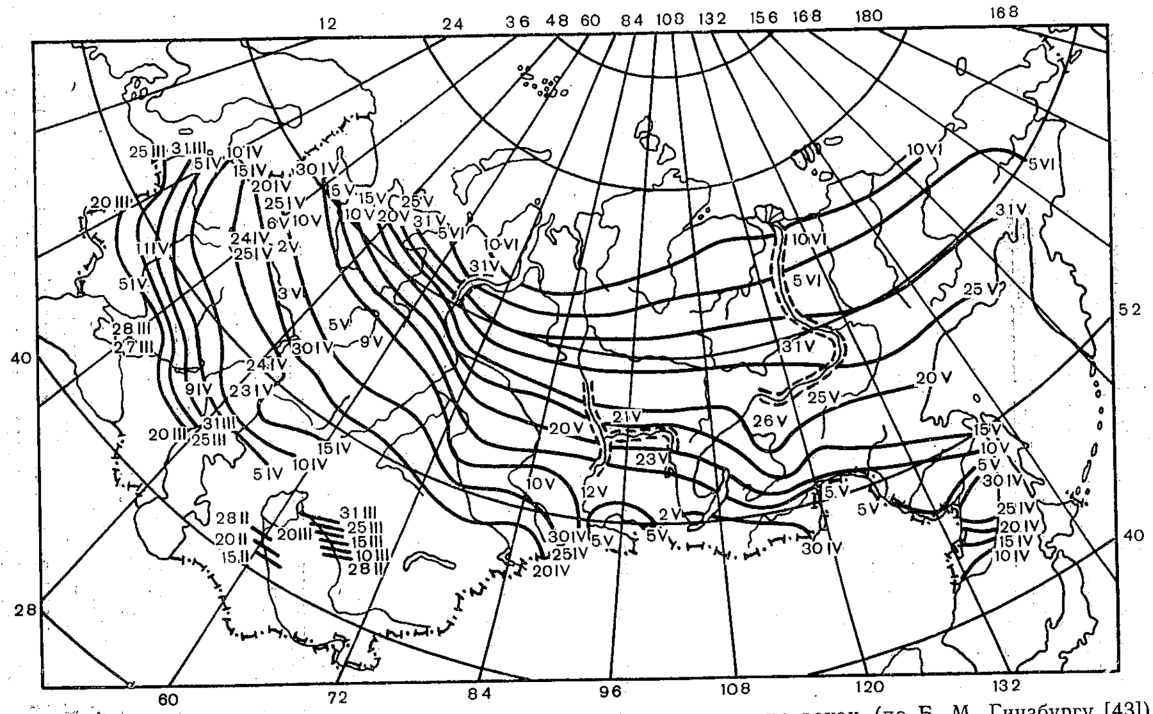


Рис. 5.7. Средние многолетние даты окончания весеннего ледохода на реках (по Б. М. Гинзбургу [43]).

больших рек), протекающих за полярным кругом, вскрываются в первой декаде июня.

Общая продолжительность распространения процесса вскрытия на реках СССР около 3,5 мес.

На картах изохрон сроков вскрытия [43] пространственное распределение средних многолетних сроков начала и окончания весеннего ледохода (рис. 5.6, 5.7) характеризуется широтной направленностью изохрон в пределах Восточной Сибири. Заметное отклонение изолиний от широтного направления наблюдается в Западной Сибири. В пределах европейской части СССР изохроны сроков весеннего ледохода приобретают направленность с юго-юго-запада на северо-северо-восток.

Изменчивость сроков весеннего ледохода увеличивается с востока на запад. Среднее квадратическое отклонение сроков весенних ледовых явлений в Якутии и на Дальнем Востоке составляет 4—5 сут, а затем увеличивается до 7—8 сут на реках Западной Сибири и до 12—14 сут на реках западных и южных районов европейской части СССР.

Глава 6

Формирование и распространение заторов на реках

6.1. Условия формирования заторов

Затор льда представляет собой многослойное скопление льдин в русле, вызывающее стеснение живого сечения и связанный с этим подъем уровня воды на заторном участке реки. Заторы формируются в местах, где задерживается вскрытие из-за повышенной толщины и прочности ледяного покрова, а также вследствие заклинивания русла ледяными полями в местах стеснения его специфическими русловыми формами (многочисленными островами, осередками, косами и т. д.) или зажорными скоплениями (рис. 6.1).

Несмотря на большую сложность и многообразие заторных явлений на реках выделяются два основных типа процессов заторообразования [18, 183]:

1) формирование заторных скоплений путем увлечения льдин под кромку — «заторы подныривания»;

2) формирование заторных скоплений при разрушении ледяного покрова в процессе торошения и сжатия льдин путем подсосов, надвигов и навалов льда — «заторы торошения».

В первом случае процесс образования заторных скоплений льда определяется энергией потока, необходимой и достаточной для подныривания льдин и перемещения их под ледяным покро-

вом до участка с пониженными скоростями течения, где формируется заторное скопление. Условие подныривания льдин определяется зависимостью [164]

$$v_{кр} \geqslant \sqrt{0{,}035gl}, \qquad (6.1)$$

связывающей скорость подныривания $v_{кр}$ с длиной льдины l.

При этом размеры льдин, формирующих заторное скопление, не превышают глубину потока. Заторообразование путем вовлечения льда под кромку наблюдается главным образом при подходе к кромке отдельных льдин на участках зарегулированных рек в зоне выклинивания подпора водохранилища, в нижних бьефах ГЭС [132], а также в случаях ускоренного движения масс льда, поступающих с верхних участков реки при прорыве заторов либо при вскрытии притоков. Кроме того, этот тип заторообразования наблюдается на участках рек со значительным разрушением ледяного покрова под влиянием солнечной радиации (Дон, Днепр, Дунай, Амур и др.). На реках северных районов наиболее распространенным является формирование заторов при торошении льда в процессе общего разрушения ледяного покрова под воздействием статического и динамического сжатия ледяных полей. Активным фактором разрушения ледяного покрова является гидродинамическая нагрузка, вызываемая паводочными водами, благодаря которой при интенсивном подъеме уровня воды вслед за образованием вдольбереговых трещин ледяной покров разламывается на отдельные массивы и поля и в местах концентрации напряжений начинаются подвижки. В процессе движения ледяные

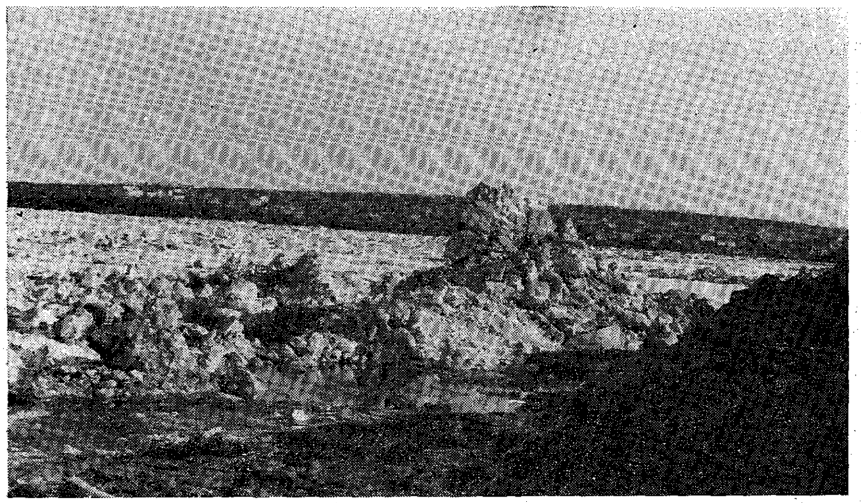


Рис. 6.1. Затор на р. Лене.

поля теряют сплошность, образуя льдины, обладающие различным запасом кинетической энергии.

Вследствие неоднородности морфологических характеристик по длине реки кинетическая энергия льдин в период ледохода изменяется как за счет задержки на характерных участках, так и за счет разрушения их в местах сосредоточенного падения. В результате столкновения льдин с различной энергией происходит наползание одних на другие, их торошение и сжатие под давлением. Естественно, этот процесс усиливается в зависимости от скорости и направления ветра.

Развитие процесса формирования затора происходит непосредственно у кромки ненарушенного ледяного покрова при многократных подвижках. Ледяные поля разрушаются, создавая навалы льда. Здесь формируется головная часть заторного скопления. Ниже по течению в ледяном покрове над стрежневой частью потока четко прослеживается участок концентрации напряжений в виде клина, опирающегося на береговые навалы льда — очаг образования затора (рис. 6.2). Вследствие стеснения живого сечения уплотненным льдом повышаются уклоны в головной части затора, вызывая подпор на вышележащем участке реки. Льдины, подплывающие к кромке льда, останавливаются на участках подпора, образуя хвостовую часть его, состоящую из покрова сомкнутых льдин. С увеличением расходов воды ослабляется связь заторного скопления с берегами, что может вызвать прорыв затора или новую серию подвижек, следствием которых является дальнейшее увеличение толщины головной части (рис. 6.3) либо развитие центральной части заторного скопления. В процессе разрушения толстого ледяного покрова, ослабленного воздействием радиационного тепла, формируются многослойные скопления льдин однородного строения на всем протяжении затора [183].

Форма и строение заторного скопления обусловливаются морфологическими особенностями русла, прочностью льда и режимом паводочной волны.

Необходимым условием образования заторов торошения является наличие участков повышенной потенциальной сопротивляемости ледяного покрова, т. е.

$$\sigma_{н} h_{л,\,н} > \sigma_{в} h_{л,\,в}, \tag{6.2}$$

либо участков недостаточной ледопропускной способности русла

$$\varphi_{л} b_{л} h_{л} v_{л} > bhv. \tag{6.3}$$

Силовые условия в зоне затора определяются в зависимости от морфологических особенностей русла [18];

— на большом прямолинейном участке реки происходит концентрация напряжений по всей длине. Поэтому чем больше длина участка, тем больше напряжение в головной части затора. В этом случае общее выражение для напряжений имеет вид

$$\sigma_x = \sigma_0 \exp(-2\xi f x/b) + \frac{q b_{в}}{2\xi f h_{л}} [1 - \exp(-2\xi f x/b)], \tag{6.4}$$

где x — координата, отсчитываемая от створа начала торошения; q — гидродинамическая нагрузка, при оценке которой учитывается не только влекущее усилие потока, но и инерция масс льда; ξ, f — коэффициенты бокового распора и трения о берега; σ_0 — напряжение начала торошения;

— на участках реки уменьшение транзитной ширины за счет островов, а также конуса выноса твердых осадков притоками и т. д. приводит к существенному увеличению напряжений льда и способствует формированию заторов. Общее выражение для напряжений заторного льда имеет вид

$$\sigma_x = \frac{b_н q}{2h_л(\xi f + 2\operatorname{tg}\beta)} - \frac{xq\operatorname{tg}\beta}{h_л(\xi f - 2\operatorname{tg}\beta)} + \\ + \left[\sigma_0 - \frac{b_н q}{2h_л(\xi f - 2\operatorname{tg}\beta)}\right]\left[1 - 2\frac{x}{b_н}\operatorname{tg}\beta\right]^{\xi f/\operatorname{tg}\beta - 1}, \qquad (6.5)$$

где β — половина угла схождения берегов;

— на крутом повороте русла увеличение напряжений льда способствует формированию затора. С учетом напряжений льда в створе начала поворота (σ_0), а также угла поворота (β_2) и радиуса кривизны ($R_{кр.р}$) нагрузка на 1 м ширины реки (P) может быть записана в следующем виде:

$$P = \frac{qb}{2\xi f} + \left(\sigma_0 h_л - \frac{qb}{2\xi f}\right)\exp\left(-2\xi f R_{кр.р}\beta_2/b\right). \qquad (6.6)$$

Формирование наиболее мощных заторов характерно для заторных участков, на которых за длинным прямолинейным участком ($l > 12\ B$) следует крутой поворот русла реки (90—115°).

По морфологическим признакам участка реки выделяются три типа заторов [145]:

1) русловые заторы у кромки ледяного покрова или в местах стеснения русла;

2) устьевые заторы в дельтах и устьях рек, впадающих в моря и озера;

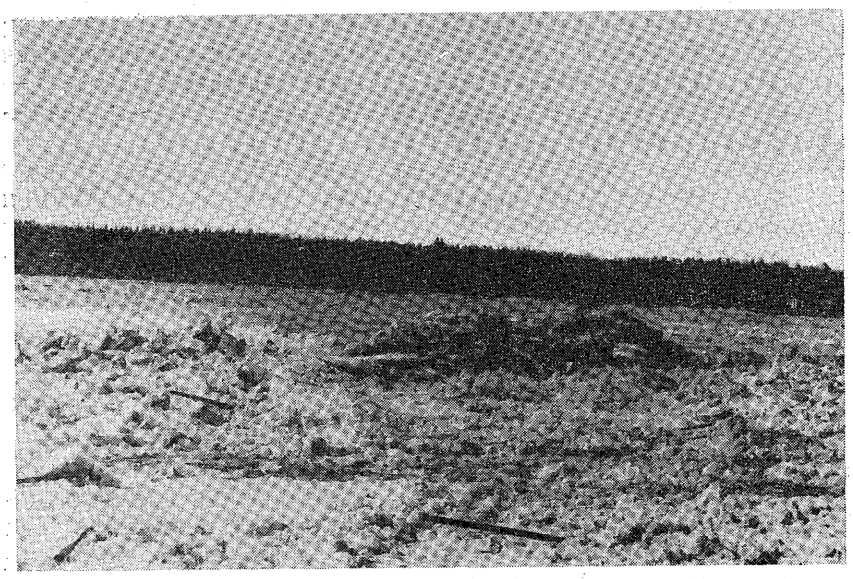
3) подпорные заторы в зонах выклинивания подпора уровня воды водохранилищ руслового типа.

Заторы в устьях рек и в зоне выклинивания подпора водохранилищ формируются в пределах ограниченных участков.

Заторы руслового типа, за исключением заторов на отдельных участках перелома продольного профиля реки или с особо значительными русловыми препятствиями, не образуются в одних и тех же местах.

Масштабы развития заторных явлений при вскрытии рек, механизм формирования и количественные характеристики затора определяются многими факторами и их различным сочетанием [58, 183]. Эти факторы можно разделить на три группы:

1) гидрометеорологические, включая интенсивность развития половодья, последовательность вскрытия участков реки, характер распределения толщины льда, интенсивность ослабления прочности





льда, а также предшествующий ледовый режим рек, погодные условия осенне-зимнего и весеннего периодов и т. д.;

2) геоморфологические, определяющие особенности строения русла в продольном, поперечном и плановом отношениях, характер поймы, долины и т. д.;

3) факторы деятельности человека, т. е. различные водохозяйственные сооружения, стесняющие русло, а также мероприятия по регулированию стока и интенсивности ледохода.

Из всего многообразия факторов заторообразования главными являются:

— задержка вскрытия, обусловленная либо повышенной потенциальной сопротивляемостью ледяного покрова, либо строением русла;

— значительная интенсивность формирования и продвижения паводочной волны и расход паводка, определяющий силовое воздействие потока, необходимое для разрушения ледяного покрова, торошения и сжатия льдов;

— количество и прочность льда, достаточные для формирования заторных скоплений.

Совокупное влияние этих факторов определяет мощность и масштабы заторных явлений.

Мощность заторных скоплений определяется количеством льда в скоплениях и высотой подъема уровня воды на заторном участке. В свою очередь количество льда в заторе обусловливается динамическими процессами.

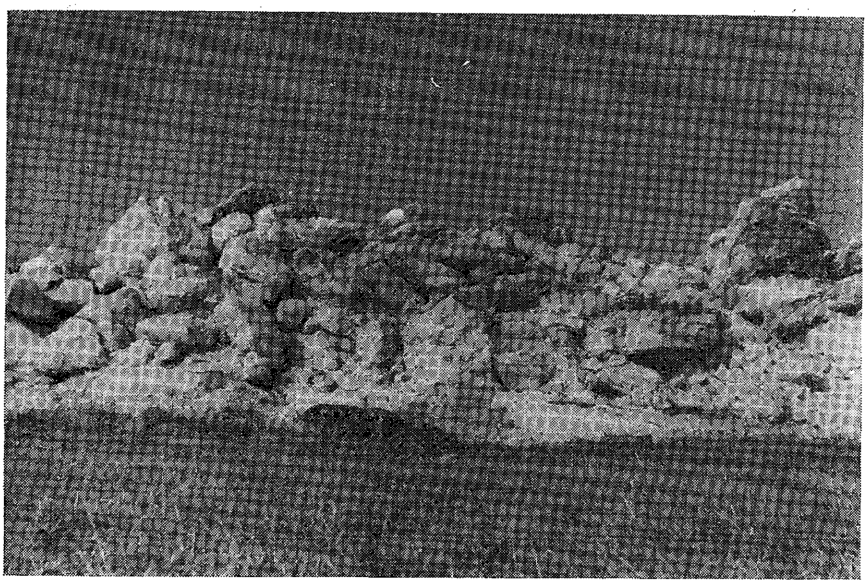


Рис. 6.2. Затор на р. Северной Двине.

Вверху — общий вид. Внизу слева — головная часть заторного скопления. Внизу справа — навалы льда на берегу.

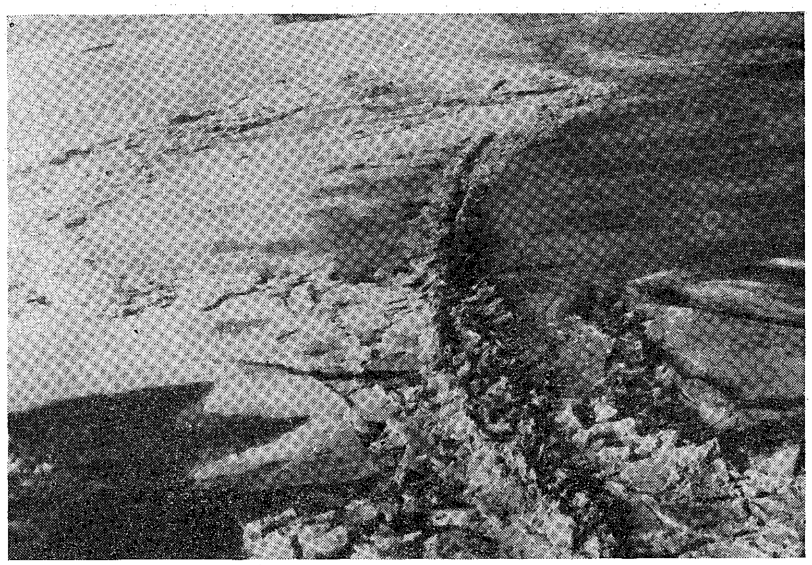




Рис. 6.3. Затор на одной из рек европейской части СССР.
Вверху — участок концентрации напряжений, внизу — навалы льда на берегу.

Непосредственные измерения толщины льда в заторе почти не производятся из-за отсутствия необходимых технических средств измерения.

Количество льда в заторе определяется расчетным путем по данным измерений расходов льда, поступающего на заторный участок за период заторообразования с верхних участков, с учетом количества льда, находящегося на месте затора до вскрытия (по данным ледомерной съемки):

$$W = q_л \tau + h_л b_л l; \tag{6.7}$$

$$q_л = \alpha v_л h_л b_л, \tag{6.8}$$

где W — объем льда в створе, м^3; $q_л$ — расход льда, м^3/с; l — длина реки на заторном участке, м; τ — период формирования затора, с.

Количество льда в заторе рассчитывается также гидравлическим методом с помощью опорных кривых либо модулей расхода по данным измерений заторных уровней воды на верхнем створе с учетом морфологических особенностей заторного участка. На основе рассчитанных значений изменения водопропускной способности русла под влиянием заторных скоплений оценивается толщина и количество льда в заторе [44, 147].

Заторный подъем уровня является косвенной характеристикой мощности заторных скоплений, так как определяется он не только стеснением русла заторным льдом, но и увеличением сопротивления потоку нижней поверхности затора. Вместе с этим заторный подъем зависит от толщины ($h_л$) и прочности (σ) льда, формирующего затор. Естественно, чем больше толщина и прочность льда перед вскрытием, тем больше должен быть расход паводочной волны и тем выше заторный подъем ($\Delta H_{зт}$) [32, 83].

Следовательно,

$$\Delta H_{зт} \geqslant f(Q,\ \sigma,\ h_л). \tag{6.9}$$

Значительное влияние на ход заторных явлений оказывает резкое понижение температуры воздуха в этот период, вызывая дополнительный подъем уровня воды за счет увеличения прочности льда.

Количественные характеристики заторных подъемов и заторных уровней довольно полно представлены в «Каталоге заторных и зажорных участков рек СССР» [90]. На основании этих данных составлена карта заторов льда на реках СССР, характеризующая расположение заторных участков по длине рек, повторяемость заторов льда, заторные подъемы уровней воды. Кроме того, она дает представление, на каких участках рек максимальные заторные уровни превышают максимальные уровни весеннего половодья. Результаты анализа, систематизации и обобщения данных наблюдений в 1386 пунктах, расположенных на реках СССР, позволяют выявить особенности процессов заторообразования и установить закономерности распространения заторов льда на реках.

6.2. Распространение заторов льда на реках

Заторные явления характерны для рек, вскрытие которых происходит в результате разрушения относительно прочного ледяного покрова живой силой потока, что имеет место, если половодье начинается в верхней части бассейна. Такой последовательностью вскрытия обладают крупные реки, текущие с юга на север (Лена, Енисей, Иртыш, Печора, Северная Двина и др.) и реки, верховья которых являются горными и полугорными, а низовья равнинными (Днестр, Амур, Томь и др.).

На реках, текущих с юга на север, как известно, движение половодья совершается быстрее продвижения весны, вследствие чего сокращается продолжительность подготовительного периода вскрытия рек, и весеннее половодье взламывает мощный ледяной покров, мало тронутый тепловым разрушением. При этом высота паводочного подъема в момент вскрытия к низовьям постепенно возрастает. Наоборот, на реках, текущих в направлении с севера на юг, разрушение ледяного покрова в низовьях происходит еще до прохождения волны половодья сверху, т. е. в значительной мере под влиянием тепла атмосферы.

Наиболее мощные заторы образуются после холодной зимы при дружном формировании весеннего половодья и при расходах воды, близких к максимальному. Особо мощные заторы, отличающиеся устойчивостью и высокими подъемами уровней, чаще всего формируются на зажорных участках.

Территориальное распространение заторов льда характеризуется повышенной заторностью рек севера европейской и азиатской частей СССР (рис. 6.4). Большая повторяемость заторов льда (70—100 %), высокие заторные уровни (10—25 м) и заторные подъемы (4—6 м) наблюдаются на больших реках Сибири вследствие повышенной прочности ледяного покрова, значительной интенсивности и больших расходов воды весеннего половодья [72, 83, 113, 114, 126, 147].

Особенно благоприятные условия для формирования заторов весной создаются на р. Лене в результате не только интенсивного развития паводочной волны под влиянием дружной весны, но и почти одновременного вскрытия главной реки и ее притоков. Вскрытие р. Лены происходит сверху вниз по течению со скоростью в среднем 100 км/сут. В местах формирования заторов оно задерживается на 5—6 сут. Почти одновременно вскрываются отдельные большие участки (200—300 км), расположенные преимущественно ниже участков крупных заторных скоплений. Хотя количество заторных участков уменьшается по длине реки, но размеры их увеличиваются в 5—10 раз, достигая 50—100 км в низовье реки. В среднем и нижнем течении Лены образование заторов льда в отдельные годы происходит в местах недостаточной ледопропускной способности русла под воздействием волны прорыва верхних по течению заторных скоплений, перемещающихся по реке со скоростью 3—5 м/с. Наибольшей заторностью по повто-

ряемости, количеству заторных участков и их размерам, а также по мощности заторных скоплений отличается средняя часть реки. В районе коренного изменения направления течения реки отмечается наибольший заторный подъем уровня воды (9,6 м), соответствующий 4—5-кратной толщине льда перед вскрытием. При этом отношение заторного подъема к заторному уровню, т. е. относительный заторный подъем, в значительной мере характеризующий стеснение русла заторным льдом, составляет 0,5—0,6. Ниже по течению $\Delta H_{зт}/H_{зт}$ постепенно уменьшается (0,4—0,2), за исключением устьевого участка (0,35), на котором образуются наиболее мощные заторные скопления (8—10 м) вследствие повышенной прочности и большой толщины льда перед вскрытием (2,0—2,3 м). Естественно, здесь отмечаются и самые большие заторные подъемы уровня воды (9,0—10,5 м).

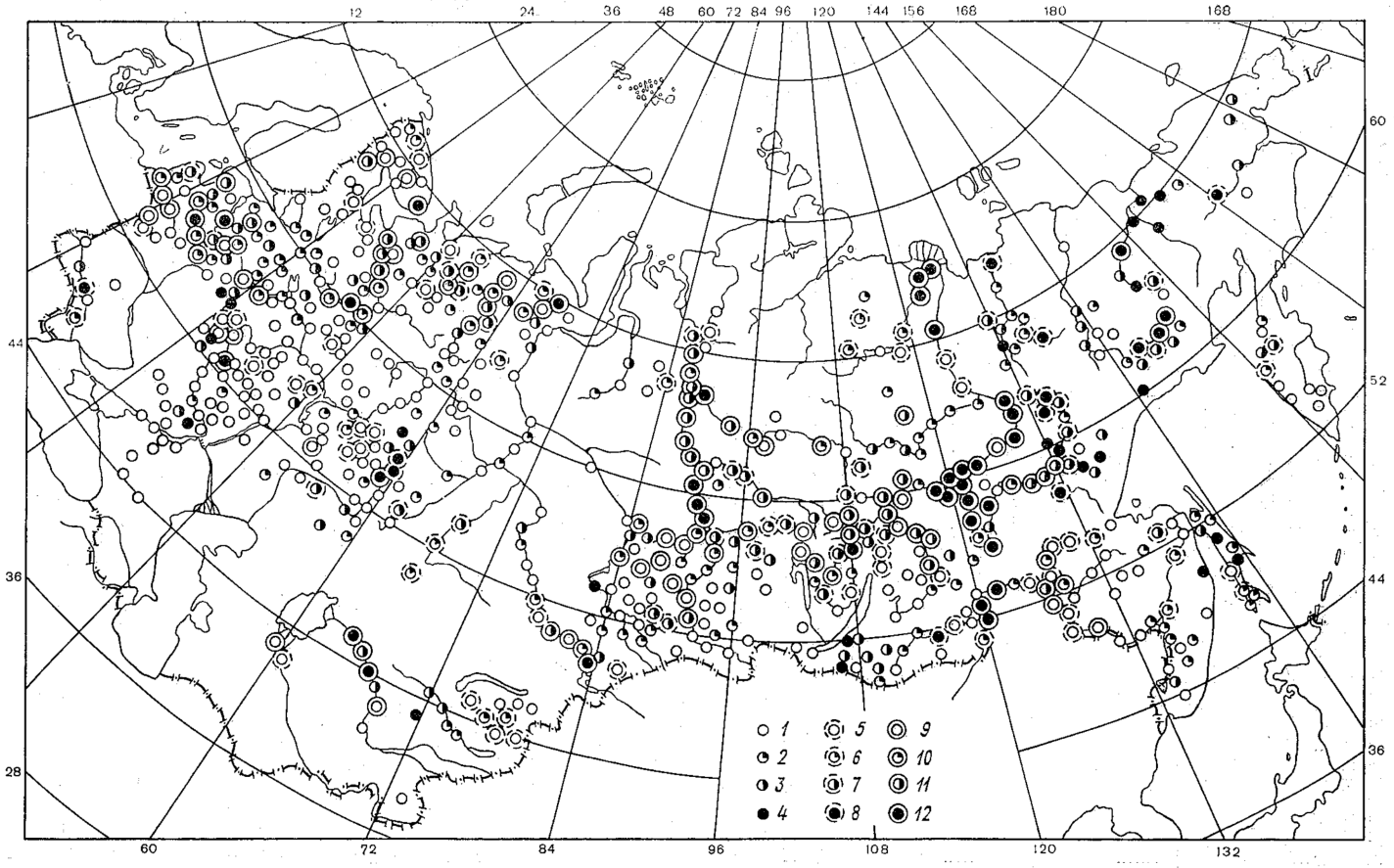
Повышенной заторностью характеризуются притоки р. Лены — Алдан, Витим, Вилюй, Олекма. Заторные подъемы уровня воды на Олекме достигают 9,8 м.

В отличие от рек бассейна Лены вскрытие р. Енисея и его притоков (Абакана, Ангары, Средней и Нижней Тунгуски и др.) происходит при менее интенсивном формировании весеннего половодья, особенно в северной части бассейна. Процесс вскрытия распространяется по длине р. Енисея со скоростью в среднем около 70 км/сут. Паводочная волна, идущая по Енисею, взламывает ледяной покров, создавая подпор и тем самым способствуя формированию заторов на нижних участках притоков (Подкаменная Тунгуска, Нижняя Тунгуска).

Заторность на р. Енисее по частоте, мощности и размерам заторных участков увеличивается от верховьев к устью реки. Наиболее мощные заторные скопления имеют место в районах Туруханска, Игарки, Дудинки. Однако не уступают им по мощности отдельные заторы льда в средней части течения реки и даже в верховье, образующиеся на зажорных участках. Заторные подъемы достигают 8—9 м. Кстати, относительный заторный подпор по длине Енисея уменьшается от 0,7—0,8 (верховье) и до 0,2—0,3 (низовье). Почти не изменяется $\Delta H_{зт}/H_{зт}$ по длине основных притоков р. Енисея и в среднем составляет 0,5—0,6.

На реках Восточной Сибири (Индигирке, Колыме, Тимптоне, Яне) половодье формируется весьма интенсивно, чему способствует дружный характер весны и наличие многолетней мерзлоты. Процесс вскрытия этих рек происходит при большой сопротивляемости ледяного покрова, интенсивном заторообразовании и заторных подъемах уровня воды от 2 до 5 м. Причем значение $\Delta H_{зт}/H_{зт}$ по длине рек мало меняется и в среднем составляет 0,5—0,6.

Реки бассейна Оби отличаются более затяжным характером вскрытия, под влиянием которого значительно снижается прочность ледяного покрова и уменьшается заторность. Крупные заторы с повторяемостью 60—80 % и заторными подъемами уровня 3—5 м наблюдаются на верхних участках рек Оби, Иртыша, Томи. На нижних участках рек снижается количество заторных участков,


12
24
36
48
60
72
84
96
120
144
156
168
180
168
60
52
44
36
28
44
36
60
72
84
96
108
120
132
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

уменьшаются заторные подъемы до 1 м и соответственно $\Delta H_{зт}/H_{зт}$ до 0,1.

Повышенной заторностью характеризуется вскрытие р. Амура благодаря своеобразию формирования весеннего половодья. Ледоход проходит при низких уровнях, так как снежный покров в бассейне реки невелик, а грунтовое питание в значительной мере задерживается мерзлотными процессами. Весенними паводками не обеспечивается ледотранспортирующая способность потока, достаточная для свободного движения льда большой толщины и прочности. Начинается вскрытие в средней части реки, отличающейся наибольшей проточностью, и отсюда распространяется вверх и вниз по течению. Примерно в то же время начинается вскрытие верховьев. Соответственно распределению толщины льда по длине реки наиболее мощные заторы льда образуются на Верхнем Амуре. Значительное стеснение русла льдом обеспечивает здесь заторные подъемы 8—9 м. На Среднем Амуре заторы не отличаются мощностью и устойчивостью, а кроме того повторяемость их относительно небольшая. Однако в отдельные годы заторные подъемы достигают 5 м. На Нижнем Амуре стеснение русла заторным льдом уменьшается и соответственно снижаются заторные подъемы уровня, максимальные из них не превышают 3,5 м. Относительный подъем заторного уровня ($\Delta H_{зт}/H_{зт}$) уменьшается по длине реки от 0,8 в верховье до 0,2 в низовье. Заторные явления отмечаются почти на всех реках бассейна Амура, однако наиболее мощные имеют место на Зее, Бурее, Амгуни, Уссури. Заторные подъемы на Зее и Бурее достигают 6 м.

В пределах европейской части СССР повышенная заторность характерна не только для северных рек (Печоры, Северной Двины, Сухоны, Юга), но и для рек западного района (Днестра, Великой, Западной Двины, Немана, Венты), а также для рек Кольского полуострова (Поноя и др.).

На р. Северной Двине и ее притоках (Ваге, Пинеге и Сухоне) отмечается закономерное увеличение заторности в направлении течения. В нижних течениях рек под влиянием заторных скоплений, достигающих 3—4-кратной толщины ледяного покрова перед вскрытием, происходит значительное стеснение льдом русла, определяющее заторные подъемы уровня воды на 3—6 м. Причем относительный заторный подъем $\Delta H_{зт}/H_{зт}$ мало меняется вдоль реки и в среднем составляет 0,4—0,5.

Повышенной заторностью характеризуется р. Печора и ее притоки Ижма и Уса, особенно в средней части их течения. Заторные подъемы уровня воды достигают 6—9 м, а относительный подъем заторного уровня составляют 0,5—0,7.

Рис. 6.4. Карта распространения заторов на реках СССР.

$h<300$ см: *1* — повторяемость 20—40 %, *2* — 40—60 %, *3* — 60—80 %, *4* — 80—100 %; $300<h<500$ см: *5* — повторяемость 20—40 %, *6* — 40—60 %, *7* — 60—80 %, *8* — 80—100 %; $h>500$ см: *9* — повторяемость 20—40 %, *10* — 40—60 %, *11* — 60—80 %, *12* — 80—100 %.

Сравнительно мощные заторы льда образуются на реках Западной Двине, Немане, Венте благодаря морфологическим особенностям русла (пороги) и разновременному вскрытию главной реки и ее притоков. Заторные подъемы и относительный подпор заторного уровня увеличиваются по длине реки.

Весьма большой заторностью отличается р. Днестр. Формирование мощных заторов льда на ней связано с зимними вскрытиями отдельных участков реки во время оттепелей, а также зажорным характером замерзания. Заторы льда с повторяемостью 90—100 % образуются, как правило, на зажорных участках. Заторные подъ-

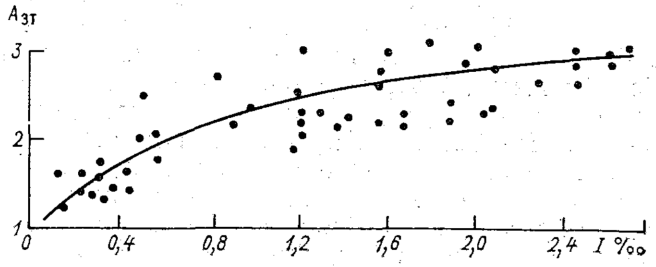


Рис. 6.5. Зависимость коэффициента заторности от уклона.

емы достигают 5—6 м, а относительный подъем заторного уровня реки 0,6—0,8.

На реках Кольского полуострова заторы образуются главным образом в устьях рек. Заторные участки небольшие, длиной 3—5 км. Заторные подъемы уровней достигают 5—8 м.

Вскрытие рек центральных и восточных районов европейской части СССР носит относительно бурный характер и происходит при подъемах уровня, близких к пику половодья. Интенсивный ледоход нередко сопровождается заторами. Вследствие сравнительно небольшой толщины и прочности ледяного покрова заторные подъемы на реках бассейнов Дона и Урала не превышают 3 м, причем повторяемость заторов льда небольшая (20—30 %).

Реки южных районов вскрываются на ранней стадии весеннего половодья при относительно низких уровнях. Разрушение ледяного покрова происходит здесь главным образом под воздействием тепла солнечной радиации, и заторы льда почти не наблюдаются.

Соответственно данным, представленным на карте (см. рис. 6.4), заторность европейских рек по количеству заторных участков, повторяемости и заторным подъемам несколько ниже, чем заторность азиатских.

Из всего многообразия условий, характеризующих территориальное распределение заторов льда на реках, выявляется закономерное повышение заторности с увеличением уклонов на реках как азиатской, так и европейской части СССР (рис. 6.5). Наибольшие заторные подъемы уровня воды на реках Лене, Енисее,

Оби, Иртыше, Днестре и других наблюдаются в местах перелома генерального продольного профиля.

На участках с равномерным распределением уклонов по длине реки большей частью наблюдается равномерное распределение толщины ледяного покрова, а поэтому при вскрытии обеспечивается практически безостановочное движение льда и заторы не образуются. Для этих участков выполняется условие беззаторного транспорта льда [132]:

$$I \geqslant \frac{2\xi h_{л} k_{с} \operatorname{ctg} \varphi}{b\left[g\rho R_{0} + g\rho_{л} R\,(1-\varepsilon)\right]}, \tag{6.10}$$

где φ — угол внутреннего трения; ξ — коэффициент трения между движущимся льдом и берегами и $k_{с}$ — коэффициент сцепления между льдинами.

Изменению φ в пределах $15° \leqslant \varphi \leqslant 30°$ соответствует изменение ξ в пределах $0{,}140 < \xi < 0{,}156$. Коэффициент сцепления $k_{с}$ принимается равным 1—3 кПа в зависимости от размеров льдин и балльности ледохода. Так, например, на 500—800-километровых участках Средней Оби и Нижнего Иртыша с равномерным распределением уклонов по длине реки (0,030—0,025 ‰) заторы не наблюдаются. Однако на верхних участках Оби, Иртыша и других рек в местах неравномерного распределения уклонов, особенно при резком переходе от больших к малым, характер движения льда существенно меняется. Вследствие уменьшения энергии потока падает его влекущая сила, тормозится, а затем прекращается движение льда. Условие остановки льда и возможного очага появления затора определяется неравенством (6.10) с учетом знака.

Анализ данных, характеризующих морфологические особенности заторных участков, показал, что места уменьшения уклона в 3 раза и больше являются потенциальными очагами заторообразования. Закономерности распределения заторных скоплений вдоль реки в значительной мере определяются особенностями ее продольного профиля, характером изменения уклонов от одного участка к другому.

Зависимость, установленная при обобщении данных многолетних наблюдений заторного уровня воды от глубины потока и уклона на исследуемом участке реки, записывается в следующем виде [74]:

$$H_{зт} = f(h_{зт}); \tag{6.11}$$

$$h_{зт} = e^{\alpha_{зт}} I^{0,3} h_{о}, \tag{6.12}$$

где I — уклон русла на заторном участке, $h_{о}$ — средняя глубина потока в открытом русле, $\alpha_{зт} = 2{,}85 \pm 0{,}15$ (при $I < 3$ ‰).

С помощью зависимости (6.11) можно определить заторные уровни для участков рек, не освещенных данными непосредственных наблюдений. В качестве исходных данных для расчета используются кривые расходов воды, средних глубин и ширин русла, сведения об уклонах реки на исследуемом участке. Кроме того,

можно оценить, на каких участках рек заторные явления более опасны, а заторные уровни превышают максимальные уровни весеннего половодья. Как показал анализ, максимальные заторные уровни превышают максимальные уровни весеннего половодья главным образом на заторных участках с уклонами более 0,1 ‰. Исключением являются участки, находящиеся в подпоре от заторов, расположенных ниже по течению. Превышение отмечается более чем на $^1/_3$ всех заторных участков рек европейской и азиатской частей СССР. Особенно большое превышение (5—7 м) имеет место на заторных участках с уклонами 2—3 ‰ и зажорным характером замерзания. Количество участков с таким превышением невелико, около 5 %. Преобладающим (около 75 %) является превышение 0,5±1,5 м на заторных участках европейских рек и 0,5—2,5 м — азиатских.

В зависимости от высоты заторного уровня определяются границы выхода воды на пойму и распространение подпора по длине реки, а также оценивается мощность затора:

— катастрофический затор — максимальный заторный уровень выше максимального уровня весеннего половодья, заторный подъем выше 5 м;

— сильный затор: а) максимальный заторный уровень выше максимального уровня весеннего половодья, заторный подъем 3—5 м; б) максимальный заторный уровень не превышает максимального уровня весеннего половодья, а заторный подъем больше 5 м;

— средний затор: а) максимальный заторный уровень превышает максимальный уровень весеннего половодья, заторный подъем 1—3; б) максимальный заторный уровень не превышает максимального уровня весеннего половодья, а заторный подъем 3—5 м;

— слабый затор — максимальный заторный уровень не превышает максимального уровня весеннего половодья, заторный подъем 1—3 м.

Мощность заторов в сочетании с их повторяемостью наиболее полно характеризует заторную активность рек. На карте (см. рис. 6.4) особенно выделяются крупные реки Сибири — Лена, Енисей, Ангара. Отличаются заторной активностью и реки северных и западных районов европейской части СССР. На реках Северной Двине, Печоре, Западной Двине и Днестре неоднократно наблюдались катастрофические заторы.

Глава 7

Изменение закономерностей ледового режима рек под влиянием регулирования стока

7.1. Особенности ледового режима водохранилищ и нижних бьефов

Сооружение плотин в целях использования и регулирования речного стока привело к преобразованию гидрологического, в том числе ледового, режима рек как на участках созданных водохранилищ, так и в нижних бьефах ГЭС.

Изменение гидравлических и морфологических характеристик на этих участках оказало влияние на развитие процессов замерзания и вскрытия рек, а также на сроки и продолжительность ледовых явлений.

К началу перехода температуры воздуха к отрицательным значениям теплозапасы водных масс в водохранилищах больше, чем в речных водах в естественных условиях, вследствие увеличения глубины и снижения скорости течения на подпорных участках, а поэтому сроки появления льда более поздние. Формирование ледяного покрова на реках происходило за счет льда, поступающего с верхних участков большой протяженности. После зарегулирования стока длина участков ледообразования сократилась в несколько раз и ледяной покров образуется только за счет льда, находящегося в пределах акватории водохранилища. Причем в водохранилищах руслового типа развитие ледовых процессов на акватории более-менее однородно по характеру, срокам и продолжительности. Однако в долинных водохранилищах, к которым относятся водохранилища Днепра, Волги, Ангары, Енисея и др., отмечается своеобразие формирования и разрушения ледяного покрова на различных участках акватории из-за большой изменчивости морфологических характеристик, особенно при сработке и наполнении водохранилища.

В зоне выклинивания подпора из-за резкого уменьшения скоростей течения при переходе от условий речных к режиму водохранилища характерно образование зажоров льда в период формирования ледяного покрова и заторов льда при его разрушении.

Процессы замерзания водохранилищ под влиянием волнения сопровождаются интенсивным шугообразованием и формированием ледяного покрова с повышенной шероховатостью как нижней, так и верхней его поверхности. Вследствие интенсивного образования шуги нередко возникают осложнения в работе ГЭС, водозаборов и других гидротехнических сооружений. Вместе с этим режим работы ГЭС оказывает значительное влияние на ледовые процессы водохранилищ. Повышенные расходы ГЭС в период формирования ледяного покрова способствуют затяжному характеру замерзания. На днепровском, волжском и камском каскадах

режимом работы ГЭС, расположенных выше по течению, определяются сроки и продолжительность замерзания верхних участков соответствующих водохранилищ. Особенно большие деформации ледяного покрова происходят под влиянием колебания уровня воды во время его зимней сработки. Таким образом, замерзание и вскрытие водохранилищ определяются не только условиями теплообмена воды и льда с атмосферой и грунтом, теплообменом в самой массе воды, гидравлическими и морфологическими особенностями, но и в значительной степени эксплуатационным режимом водохранилищ [48, 62, 158].

Процессы ледообразования и формирования ледяного покрова в нижних бьефах гидроузлов зависят от расхода и температуры воды, поступающей в нижний бьеф, теплопотерь и гидравлических условий.

Характер формирования ледяного покрова существенно меняется по длине нижнего бьефа. Особенно различается ледовый режим на участках вне зоны и в зоне влияния режима работы ГЭС. На участке, наиболее удаленном от плотины ГЭС, условия формирования ледяного покрова, сроки и продолжительность ледовых явлений не отличаются от бытовых. На участке, примыкающем к плотине, условия формирования ледяного покрова определяются режимом работы ГЭС. При большой регулирующей способности водохранилища этот участок может достигать 100—300 км. Характер формирования ледяного покрова по длине рассматриваемого участка неодинаков. Верхняя его часть характеризуется наличием в течение всего зимнего периода полыньи, размеры которой изменяются под влиянием режима работы ГЭС и условий теплообмена.

Участок бьефа, находящийся в зоне перемещения кромки льда, отличается неустойчивым ледовым режимом. Под влиянием суточного регулирования ГЭС на этом участке в течение зимнего периода ледостав чередуется с ледоходом и шугоходом.

При перемещении кромки льда на участках с повышенными скоростями течения под ледяной покров заносятся массы шуги и льда, вызывая стеснение русла, т. е. образуются зажоры и заторы, сопровождающиеся значительным повышением уровня воды.

На участках нижних бьефов с большими уклонами и скоростями течения при формировании ледяного покрова происходит образование каскада зажоров различной мощности. Под влиянием многократных подвижек формируются зажоры, почти полностью закупоривающие русло реки шугой и льдом. Особенно большие стеснения русла отмечаются в момент попусков при резком увеличении расходов, в результате которого происходит интенсивное взламывание ледяного покрова и создаются условия для формирования зажоров и заторов на нижерасположенных участках.

Формирование зажоров на участках нижних бьефов происходит иногда в течение всей зимы вследствие интенсивного шугообразования в приплотинной полынье. Шуга переносится под ледяным покровом на значительные расстояния от кромки льда, а скопления могут отлагаться в нескольких местах одновременно.

В нижних бьефах ГЭС наблюдается сокращение продолжительности ледостава по сравнению с бытовыми условиями. Вскрытие нижних бьефов происходит раньше, чем вскрытие речных участков в естественных условиях.

Таким образом, ледовый режим нижних бьефов характеризуется специфическими особенностями процессов формирования и разрушения ледяного покрова.

7.2. Формирование ледяного покрова на водохранилищах

7.2.1. Процесс замерзания водохранилищ. Необходимым условием начала ледообразования в водохранилище, так же как и в реке, является переохлаждение воды (2.1). При отсутствии ветрового волнения в водохранилище оно наблюдается в тонком поверхностном слое, где температура воды достигает нескольких сотых градуса ниже нуля. В этом слое образуется поверхностный лед.

На Куйбышевском, Каховском и Цимлянском водохранилищах толщина устойчивой корки льда при коэффициенте турбулентного перемешивания менее 0,5 см^2/с не превышает 1,0 см [62].

После образования корки льда дальнейшее нарастание толщины ледяного покрова определяется тепловым балансом его нижней поверхности, наличием снега на льду и физическими свойствами воды и льда.

При сильном ветре и волнении в водохранилищах имеет место интенсивное перемешивание водных масс, в результате которого происходит теплообмен по глубине водоема и возникают механические помехи, препятствующие смерзанию кристаллов льда. Причем в мелководных водохранилищах перемешивание способствует переохлаждению всей массы воды на 2—3 сотых долей градуса (табл. 7.1), поэтому образование льда происходит не только у поверхности, но также на различных глубинах и на дне. В глубоководных водохранилищах переохлаждение имеет место в слое активного перемешивания воды, определяемом элементами волн и степенью проточности водохранилища. В этих условиях наблюдается образование кристаллов внутриводного льда в виде круглых линз, чечевицеобразной, пластинчатой и шарообразной формы. Внутриводный лед всплывает на поверхность кристаллами, комьями и образует шуговые скопления. Лед и шуга при наличии течения переносятся по акватории (дрейф льда или шуги) накапливаются, уплотняются и смерзаются.

Несмотря на различие условий, мест образования и видов льда (поверхностный, внутриводный) процесс ледообразования в водохранилищах, расположенных в районах с холодным и умеренным климатом, завершается формированием ледяного покрова.

Итак, основными характеристиками, определяющими процесс замерзания, являются теплообмен и турбулентное перемешивание. В свою очередь они определяются метеорологическими условиями,

Таблица 7.1

Температура воды в период замерзания, °С

Дата	Глубина, м					
	0,5	2,0	5,0	10,0	12	15
	Рыбинское водохранилище					
24/IX-50	—0,02		—0,02	—0,01		
10/XI-51	—0,01	—0,01	—0,01			
14/XI-52	—0,02	—0,02	—0,02	—0,03	—0,03	
21/XI-53	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	
23/XI-54	—0,01	—0,02	—0,01	0,00		
19/XI-55	0,02	0,00				
25/XI-57	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
	Кременчугское водохранилище					
24/XII-67	—0,05	—0,05		—0,05		
25/XII-67	—0,02	—0,02		—0,02		
6/I-69	—0,04	—0,04		—0,02		
	Каховское водохранилище					
9/II-71	—0,04	—0,04	—0,04	—0,04	—0,04	—0,04

гидрологическими и морфологическими особенностями водохранилища.

Сочетание условий теплообмена и турбулентного перемешивания определяет характер, сроки и продолжительность процесса замерзания.

Развитие теории ледообразования применительно к изучению процессов замерзания водохранилищ нашло отражение в исследованиях А. П. Браславского [26], И. В. Балашовой [12], А. Г. Колесникова [95], К. И. Россинского [151], В. А. Рымши [158], А. И. Пеховича [101], А. А. Пивоварова [138], Л. Г. Шуляковского [189] и других авторов [62, 66, 67, 75]. В. А. Рымша [158, 159] предложил теоретическое описание процесса замерзания, основанное на зависимости интенсивности ледообразования по глубине от теплообмена и турбулентного перемешивания (2.3).

Если учесть, что в водохранилище перемешивание водных масс в значительной мере определяется характеристиками волнения, и коэффициент турбулентной теплопроводности выразить через высоту волны и период, то уравнение (2.3) можно записать в следующем виде:

$$P_z = \frac{S}{h_{\text{влн}}\sqrt{a\tau/\tau_{\text{влн}}}} \frac{\operatorname{ch}\left[(h-z)/(h_{\text{влн}}\sqrt{a\tau/\tau_{\text{влн}}})\right]}{\operatorname{sh}\left[h/(h_{\text{влн}}\sqrt{a\tau/\tau_{\text{влн}}})\right]}. \qquad (7.1)$$

Как следует из уравнения (7.1), распределение интенсивности ледообразования по глубине зависит от плотности теплового по-

тока и высоты волны. При незначительном волнении процесс ледообразования локализуется в поверхностном слое — образуется поверхностный лед. С увеличением высоты волны интенсивность ледообразования на поверхности воды уменьшается за счет внутриводного ледообразования в слое активного перемешивания. Для условий поверхности водоема ($z \to 0$) уравнение (7.1) можно записать в виде

$$P_0 = \frac{S}{h_{\text{влн}}\sqrt{a\tau/\tau_{\text{влн}}}} \frac{\operatorname{ch}\left[h/(h_{\text{влн}}\sqrt{a\tau/\tau_{\text{влн}}})\right]}{\operatorname{sh}\left[h/(h_{\text{влн}}\sqrt{a\tau/\tau_{\text{влн}}})\right]}. \qquad (7.2)$$

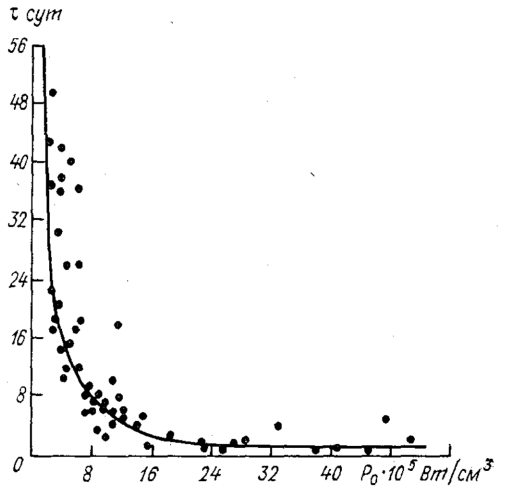


Рис. 7.1. Зависимость длительности периода замерзания от интенсивности ледообразования в поверхностном слое.

В тех случаях, когда $h/(h_{\text{влн}}\sqrt{a\tau/\tau_{\text{влн}}}) > 2$,

$$\operatorname{cht}\left[h/(h_{\text{влн}}\sqrt{a\tau/\tau_{\text{влн}}})\right] \to 1; \qquad (7.3)$$

$$P_0 = S/(h_{\text{влн}}\sqrt{a\tau/\tau_{\text{влн}}}). \qquad (7.4)$$

Как показали материалы исследований на Каховском, Куйбышевском и Цимлянском водохранилищах, при $P_0 > 2 \cdot 10^{-4}$ Вт/см³ наблюдается образование льда преимущественно в поверхностном слое, а при $P_0 < 1{,}0 \cdot 10^{-4}$ Вт/см³ — образование внутриводного льда по всей глубине. Для водохранилищ, так же как и для рек, значением P_0 в известной мере определяется и длительность процесса замерзания, поскольку последняя обусловлена необходимостью накопления ледяного материала в количестве, достаточном для смерзания при определенных условиях турбулентного перемешивания (рис. 7.1). При анализе хода процессов переохлаждения и кристаллизации воды по данным лабораторных и полевых исследований на ряде рек и водохранилищ была установлена зависимость P_0 от плотности теплового потока водной поверхности и толщины слоя активного перемешивания.

В мелководных водохранилищах при скоростях ветра более 5 м/с толщина слоя активного перемешивания близка к глубине водного объекта. Однако в глубоководных водохранилищах и в мелководных при штилевых условиях она в несколько раз меньше глубины.

Значение τ в природных условиях изменяется в пределах часа в зависимости от интенсивности перемешивания водных масс.

Количественные характеристики интенсивности ледообразования по глубине, полученные расчетным путем, хорошо согласуются с данными специальных экспедиционных наблюдений [62]. Рас-

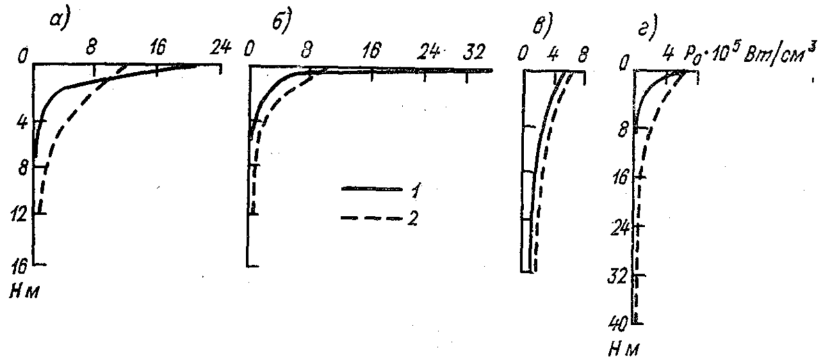


Рис. 7.2. Изменение интенсивности ледообразования по глубине.

а, б, в — озерный участок Каховского водохранилища соответственно зимой 1960-61, 1967-68 и 1968-69 гг.; *г* — приплотинный участок Днепровского водохранилища зимой 1968-69 г.; *1* — при средних температуре воздуха и скорости ветра, *2* — при минимальной температуре воздуха и максимальной скорости ветра.

пределение интенсивности ледообразования по глубине Каховского и Днепровского водохранилищ в зимы 1960-61, 1967-68, 1968-69 гг. показано на рис. 7.2. Оно зависит от высоты волны и плотности теплового потока. Для условий Каховского водохранилища отношение высоты волны к глубине интенсивного ледообразования составляет 0,11, или глубина интенсивного ледообразования $H_{и.л} = 9h_{влн}$. Следовательно, на участках глубиной 10—12 м при высоте волны более 1 м ледообразование происходит по всей глубине. При максимальных значениях высоты волны P_z у дна составляет $^1/_3$ P_0.

Примерно такое же распределение интенсивности ледообразования (шугообразования) по глубине имеет место на Цимлянском и Кременчугском водохранилищах. Вследствие морфологических особенностей Днепровского водохранилища распределение интенсивности ледообразования по глубине более равномерное и отношение количества льда в поверхностном и придонном слоях составляет 1 : 2 [62, 67]. Интенсивное шугообразование зимой 1969 г. на Днепровском водохранилище наблюдалось по всей глубине и на дне. Из-за обмерзания решеток водоприемников в этот период Днепровская ГЭС им. Ленина могла набрать только половину номинальной мощности [3, 50].

На водохранилищах внутриводный лед образуется в виде пластинок неправильной и округлой формы диаметром 0,5—1,0 см, толщиной до 1 мм. Кристаллы приобретают наиболее совершенную форму, обладающую наименьшей поверхностной энергией, и находятся во взвешенном состоянии до тех пор, пока их гидравлическая крупность меньше вертикальной составляющей пульсационной скорости. В водохранилище, так же как и в реке, с повышением интенсивности ледообразования увеличивается гидравлическая крупность за счет роста и коагуляции кристаллов льда.

По мере накопления льда на водной поверхности формируются комья шуги, венки и ковры различных размеров и формы в зависимости от элементов волнения. По данным наблюдений на Каховском водохранилище, появление шуги на водной поверхности происходит через 3—4 ч с момента начала внутриводного ледообразования [62, 67]. Комья формируются в отдельные венки диаметром 3—10 м и под воздействием ветра и течений перемещаются по акватории. Шуговые образования приобретают устойчивость на водной поверхности и не разрушаются под воздействием аэрогидродинамической нагрузки при достаточной плотности и прочности ледяных образований ($\rho_л$=600 кг/см^3; σ>40 кПа).

С увеличением степени покрытия водной поверхности льдом и сплоченности шуговых венков в направлении преобладающего ветра происходит гашение энергии волнения и создаются более благоприятные условия для формирования крупных шуговых скоплений — ковров. Размеры ковров определяются в зависимости от длины волны, причем наибольшие из них достигают полуволны, так как в пределах волны участок имеет два характерных перегиба.

Формирование ледяного покрова на водохранилище происходит путем сжатия и смерзания шуговых ковров.

Ледяной покров образуется, если потенциальная сопротивляемость ковров превышает аэродинамическую нагрузку, т. е.

$$h_л\sigma > \alpha_{тр} w^2 l_п. \tag{7.5}$$

С учетом зависимости длины поля от длины волны

$$l_п = 0{,}5 l_{влн}, \tag{7.6}$$

а также длины волны от скорости ветра [152]

$$l_{влн} = 0{,}3x^{0{,}5} w \tag{7.7}$$

неравенство (7.5) можно представить в виде

$$h_л\,\sigma > 0{,}15\alpha_{тр} x^{0{,}5} w^3. \tag{7.8}$$

Если толщину льда выразить через теплопотери с водной поверхности [70], то можно определить продолжительность периода замерзания:

$$n = \frac{0{,}15\alpha_{тр} L \rho_л}{\sigma} \frac{x^{0{,}5}}{k_{ср}} \frac{w^3}{S_{ср}} \tag{7.9}$$

или

$$n = A_з w^3 / S_{ср}. \qquad (7.10)$$

Коэффициент $A_з$ в зависимости от длины разгона ветра над свободной водной поверхностью принимает следующие значения:

x км	5	10	20
$A_з$	0,57	0,85	1,20

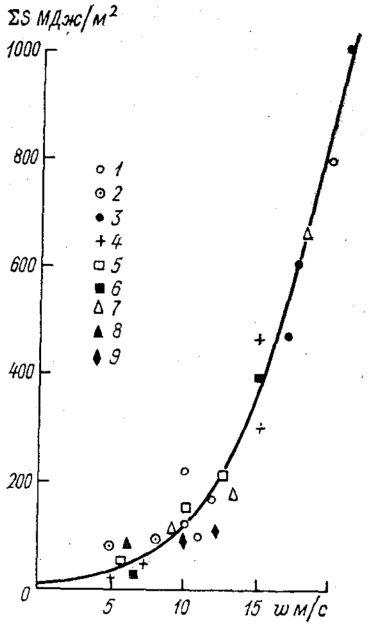


Рис. 7.3. Зависимость суммы теплопотерь за период замерзания от скорости ветра.

1 — Дубоссарское водохранилище, *2* — Кременчугское, *3* — Каховское, *4* — Камскxе, *5* — Братское, *6* — Цимлянское, *7* — Днепровское, *8* — Куйбышевское, *9* — Новосибирское.

На рис. 7.3 приведена зависимость суммы теплопотерь, необходимой для образования ледяного покрова, от скорости ветра над водной поверхностью в период замерзания. Теоретическая кривая согласуется с данными наблюдений на водохранилищах. На основе расчетных значений сроков появления льда и продолжительности периода замерзания определяются сроки ледостава.

Детальные исследования количественных характеристик процесса замерзания — теплопотерь, волнения, перемешивания масс воды, интенсивности и характера ледообразования и соотношений между ними — позволили установить закономерности процессов ледообразования и формирования ледяного покрова и выделить основные типы замерзания водохранилищ [62, 67] (табл. 7.2).

Первый тип замерзания (быстрый) характеризуется большой интенсивностью ледообразования в поверхностном слое ($P_0 > > 2 \cdot 10^{-4}$ Вт/см^3), наибольшие ее значения могут превышать приведенную цифру в десятки раз при больших теплопотерях и малом перемешивании. Замерзание продолжается всего 1—2 сут при незначительной начальной толщине льда (1—2 см) и сопровождается образованием сала, заберегов, иногда слабым дрейфом льда.

Для второго типа замерзания (замедленного) пределы изменения P_0 значительно меньше, $(1... 2) \cdot 10^{-4}$ Вт/см^3. В период замерзания в водохранилище наблюдается образование заберегов, ледоход (либо дрейф льда), начальная толщина ледяного покрова 10—15 см. Длительность процесса замерзания 5—10 сут.

Таблица 7.2

Типы процесса замерзания водохранилищ в зависимости от интенсивности ледообразования P_0, скорости ветра w и продолжительности периода замерзания τ

Тип процесса замерзания	Характер замерзания	$P_0 \cdot 10^4$ Вт/см³	w м/с	τ сут
I	а) Образование заберегов, ледяного покрова с начальной толщиной до 1 см	>2	1	1—2
	б) Образование заберегов, сала, слабый дрейф, рост заберегов до их смерзания, ледостав. Начальная толщина льда до 2 см	>2	<2	2
II	Образование заберегов, ледоход, либо дрейф льда, ледостав. Начальная толщина льда до 15 см	1—2	5	5—10
III	а) Образование заберегов, шугоход либо дрейф шуги, ледостав. Начальная толщина льда свыше 15 см	1	8	10—15
	б) Образование заберегов, длительный шугоход, кратковременный ледостав. Начальная толщина льда свыше 20 см	<0,8	>10	20

Для третьего типа замерзания (длительного) пределы изменения P_0 еще более сужены ($<1 \cdot 10^{-4}$ Вт/см³). Замерзание сопровождается образованием шуги, перемещением ее по акватории (шугоход) и затем формированием ледяного покрова при смерзании шуги. Длительность процесса замерзания более 10 сут. Толщина ледяного покрова в момент установления ледостава превышает 20 см. Вследствие интенсивного образования шуги нередко возникают осложнения в работе ГЭС.

Как показывают материалы исследований, на водохранилищах, независимо от их географического положения, наблюдаются все три основных типа процессов замерзания, причем наличие того или другого типа замерзания определяется сочетанием условий теплообмена и перемешивания масс воды в период замерзания. В течение периода замерзания характер процесса ледообразования изменяется под влиянием резких колебаний метеорологических условий.

7.2.2. Закономерности замерзания акватории водохранилищ. В зависимости от запасов тепла водных масс к моменту перехода температуры воздуха через нуль, условий теплообмена и главным образом перемешивания масс воды определяются сроки, продолжительность, а также последовательность замерзания различных участков акватории водохранилища.

Охлаждение воды в водохранилище при отрицательной температуре воздуха происходит в условиях осенней гомотермии.

К моменту перехода температуры воздуха через нуль четко выражена термическая неоднородность по акватории водохранилища, которая является следствием различных запасов тепла из-за большой изменчивости морфологических характеристик, а также гидравлических особенностей отдельных участков. Кроме того, интенсивность теплообмена по акватории водохранилища большей частью различна вследствие колебания метеорологических условий. В отдельные годы средние значения теплопотерь по акватории водохранилищ различаются в 2—3 раза и больше. Так, например, на Куйбышевском водохранилище (1972 г.) средние теплопотери за период замерзания в приплотинной части водохранилища (300 Вт/м^2) были почти в 2 раза больше, чем в зоне выклинивания подпора (168 Вт/м^2). Значительно бóльшие различия имеют место на Братском и Красноярском водохранилищах. В качестве примера можно привести данные по Братскому водохранилищу, согласно которым в осенний период 1976 г. средние теплопотери по акватории изменялись от 20 до 350 Вт/м^2. Примерно такие же колебания имеют место на акватории южных водохранилищ. Так, на Дубоссарском водохранилище (1963 г.) у п. Каменка средние теплопотери 24 Вт/м^2, а в п. Дубоссары — 300 Вт/м^2; на Цимлянском водохранилище (1964 г.) в п. Калач — 40 Вт/м^2, а в Цимлянске — 190 Вт/м^2. Интенсивность перемешивания масс воды на отдельных участках акватории различается в 2—3 раза и более. Это, в свою очередь, определяет последовательность процессов охлаждения водных масс и замерзания акватории водохранилищ. К моменту перехода температуры воздуха через нуль различие в температуре воды по акватории Цимлянского и Новосибирского водохранилищ составляет 2—5 °С, Волгоградского и Куйбышевского — 3—6 °С, а Братского и Красноярского — 4—8° С. По данным специальных наблюдений, на Цимлянском водохранилище в осенний период 1960 г. разница в температуре воды на участке Цимлянск—Красноярский перед ледообразованием составила 1,6 °С, при этом температура воды у плотины была ниже, чем на участке, расположенном выше по течению (табл. 7.3). На Куйбышевском водохранилище в ноябре 1962 г. после перехода температуры воздуха через нуль амплитуда колебания температуры воды

Таблица 7.3

Температура воды в поверхностном слое Цимлянского водохранилища 30/XII 1960 г.

Расстояние от створа плотины ГЭС, км	Температура поверхностного слоя воды, °С
0,1	1,1
0,2	1,1
19,7	1,0
40,7	1,7
60,2	2,6
79,7	2,5

по акватории достигала 3,7 °С (табл. 7.4), а на Красноярском водохранилище в ноябре 1978 г. она составила 8,6 °С (табл. 7.5). При этом температура воды у плотины была выше, чем на верхнем участке. В зависимости от интенсивности охлаждения водных масс определяются сроки появления ледовых явлений на отдельных участках акватории водохранилищ.

Таблица 7.4

Температура воды Куйбышевского водохранилища в осенний период 1/XI 1962 г., °С

Пункт	Глубина на на вертикали, м	Горизонт измерения, м				
		0,1	5	10	0,5h	дно
г. Тетюши	31	3,9	3,8	3,7	3,7	3,6
г. Ульяновск	28	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4
г. Тольятти	37	7,6	7,7	7,7	7,7	7,7

Таблица 7.5

Температура в поверхностном слое воды Красноярского водохранилища 10/XI 1976 г.

Пункт	Температура воды, °С
Н. Бахта	8,8
Вознесенка	7,3
Приморск	5,8
Енисейск	2,2
Новоселово	0,8
Разлив	0,2

На всех водохранилищах процесс ледообразования начинается в заливах и на мелководьях (1,0—1,5 м) прибрежных участков: появляются забереги, сало, отдельные льдины. Затем ледообразование распространяется и на другие районы. На тех участках, где скорости течения превышают 15 см/с, наблюдается интенсивное перемешивание водных масс, способствующее более поздним срокам появления льда. При анализе данных наблюдений выявлены следующие закономерности в последовательности замерзания акваторий водохранилищ:

1) замерзание начинается в верхней части водохранилища, последовательно распространяется на среднюю и заканчивается в приплотинной части;

2) замерзание начинается в приплотинной части, затем последовательно распространяется на среднюю и верхнюю части водохранилища;

3) замерзание начинается в средней части водохранилища и распространяется вверх и вниз, при этом имеют место случаи более раннего замерзания как верхнего участка, так и нижнего;

4) начало замерзания наблюдается одновременно на верхнем участке и у плотины, а в последнюю очередь в средней части акватории водохранилища;

5) начало замерзания отмечается одновременно по всей акватории водохранилища.

Анализ материалов наблюдений показывает, что на многих водохранилищах, в том числе Цимлянском, Кременчугском, Куйбышевском, Горьковском, Павловском, Дубоссарском и Красноярском, отмечается главным образом первая закономерность последовательности замерзания различных участков водохранилища. Вследствие малых глубин, а соответственно небольших запасов тепла, верхние участки на 10—15 сут замерзают раньше приплотинных. На Иркутском, Мамаканском, а иногда на Иваньковском, Угличском и Камском водохранилищах замерзание начинается в приплотинной части водохранилища, а затем последовательно в средней и верхней (вторая закономерность). Это объясняется более высокими запасами тепла в верховьях и сравнительно небольшими значениями коэффициентов перемешивания масс воды (3—8 $см^2/с$). Третья закономерность в последовательности замерзания участков водохранилищ является следствием главным образом влияния режима работы каскада ГЭС и наблюдается большей частью на Угличском, Днепродзержинском, Саратовском водохранилищах.

Пятая закономерность наблюдается на всех водохранилищах (за исключением Иркутского, Мамаканского и Братского) при штиле и теплопотерях водной поверхности более 150 $Вт/м^2$. В этих условиях процесс ледообразования происходит в тонком поверхностном слое при сравнительно больших запасах тепла. Ледяной покров, как говорят, образуется «на теплой воде». При этом смена погодных условий — потепление и увеличение скорости ветра — в отдельных случаях приводит к разрушению тонкого ледяного покрова и повторному замерзанию. На некоторых водохранилищах (Иваньковском, Угличском, Камском) наблюдаются почти все виды указанных закономерностей последовательности замерзания акватории.

Анализ условий, определяющих сроки и продолжительность замерзания водохранилищ, показал, что наиболее ранние сроки появления льда на водохранилищах европейской части СССР (Рыбинском, Камском, Павловском) вторая половина октября, а на азиатской части (Мамаканское водохранилище) — начало октября. На камских, волжских, а также Иркутском, Новосибирском, Братском, Красноярском водохранилищах начало ледовых явлений бóльшей частью наблюдается в первой и второй декадах ноября. Во второй и третьей декадах декабря лед появляется на днепровских, днестровских и водохранилищах Средней Азии, а иногда и в конце января — начале февраля. На водохранилищах

Средней Азии, расположенных в горных районах, из-за более суровых климатических условий начало ледовых явлений наблюдается, как и на большинстве водохранилищ европейской части СССР, в ноябре.

Замерзают водохранилища в ноябре — декабре. Продолжительность периода замерзания участков водохранилища определяется характером процесса ледообразования, условиями переноса и распределения по акватории водохранилища масс льда, образующих ледяной покров. В зависимости от погодных условий средняя продолжительность этого периода составляет 1—20 сут, за исключением Иркутского водохранилища (25—60 сут). С изменением погодных условий меняется характер процесса замерзания. При повторных возвратах тепла наблюдается прекращение процесса ледообразования, и иногда и исчезновение ледяных образований. При похолоданиях происходит повторный процесс ледообразования, в этих случаях длительность периода замерзания достигает 50 сут (Дубоссарское, Каховское, Цимлянское водохранилища). Отмечается значительно бóльшая продолжительность периода замерзания на глубоководных участках затопленного русла, чем на затопленной пойме. Кроме метеорологических, гидрологических и морфометрических условий значительное влияние на формирование ледяного покрова на водохранилищах оказывает режим работы ГЭС. Повышенные расходы ГЭС в период формирования ледяного покрова способствуют увеличению перемешивания масс воды. При этом уменьшается интенсивность ледообразования в поверхностном слое воды и увеличивается длительность периода замерзания. Так, по данным наблюдений, на Угличском водохранилище при повышении сбросного расхода до 1200 м^3/с длительность периода замерзания увеличилась до 30 сут, а формирование ледяного покрова закончилось на 10 сут позже. На Днепродзержинском водохранилище под влиянием Кременчугской и Днепродзержинской ГЭС на верхнем и приплотинном участках в отдельные годы (1965-66 г.) ледостав не наблюдался. Замерзание Днепровского и Каховского водохранилищ также находится под влиянием режима работы ГЭС.

В пределах одного и того же водохранилища процесс замерзания начинается и заканчивается неодновременно, и поэтому продолжительность периода замерзания всей акватории несколько бóльшая, чем отдельных участков. Наибольшая средняя продолжительность периода замерзания всей акватории (79 сут) наблюдается на Иркутском водохранилище (табл. 7.6) вследствие притока теплых вод Байкала. Велика продолжительность замерзания акватории Бухтарминского водохранилища (50 сут) — из-за влияния оз. Зайсан и морфологически сложного его расчленения и Цимлянского водохранилища (40 сут) — в связи со значительными различиями метеорологических условий по акватории. Средняя продолжительность периода замерзания акватории волжских водохранилищ находится в пределах 12—28 сут, днепровских — 16—32 сут, камских — 14—25 сут, сибирских — 17—30 сут.

Таблица 7.6

Средняя многолетняя продолжительность замерзания и вскрытия акватории водохранилищ

Водохранилище	Период наблюдения	Период замерзания, сут	Период вскрытия и очищения ото льда, сут
Рыбинское	1946—80	22	26
Угличское	1948—80	19	16
Иваньковское	1953—80	12	10
Горьковское	1956—80	16	15
Куйбышевское	1957—80	26	20
Волгоградское	1960—80	28	19
Цимлянское	1953—80	35	24
Кременчугское	1959—80	20	26
Днепродзержинское	1963—80	16	22
Днепровское	1952—80	32	12
Каховское	1963—80	16	26
Дубоссарское	1956—80	20	16
Камское	1959—80	25	23
Воткинское	1961—80	14	15
Павловское	1960—80	28	15
Новосибирское	1959—80	17	29
Бухтарминское	1962—80	50	30
Мамаканское	1962—80	24	14
Иркутское	1958—80	79	30
Братское	1965—80	30	25

Можно отметить, что в зависимости от характера процесса замерзания на водохранилищах наблюдается следующая длительность периода замерзания акватории: при первом типе 3—10 сут, при втором — 10—20 сут и при третьем — 30—50 сут. Конечно, характер процесса замерзания в отдельные зимы по акватории различен, соответственно изменяется и продолжительность периода замерзания акватории.

Ледостав наступает неодновременно по всей акватории водохранилищ. В зависимости от интенсивности ледообразования, скорости и направления ветра, а также устойчивости погодных условий пределы периода образования ледяного покрова по акватории водохранилищ, т. е. число суток между первой и последней датой начала ледостава на различных участках водохранилищ, составляет 1—67 сут. Что касается средних значений этого периода, то они находятся в пределах 10—20 сут.

7.2.3. Последовательность замерзания волжского и днепровского каскадов водохранилищ. В русле р. Волги от Калинина до Волгограда постройкой ряда подпорных плотин создан волжский каскад водохранилищ, включающий в себя Ивановское, Угличское, Рыбинское, Горьковское, Чебоксарское, Куйбышевское, Саратовское, Волгоградское водохранилища. Сроки, характер и продолжительность их замерзания различны. Анализ данных об атмосферных процессах за период осеннего охлаждения показывает, что раннее и быстрое замерзание верхневолжских водохранилищ происходит при устойчивых меридиональных или восточных пере-

носах, при выносе холодных арктических масс. При западном типе циркуляции, вследствие поступления на европейскую часть СССР теплого влажного воздуха Северной Атлантики, период ледообразования значительно увеличивается. В районе Куйбышевского и Волгоградского водохранилищ наиболее сильные похолодания вызываются затоками холодного воздуха в результате вхождений антициклонов преимущественно с севера и северо-востока. Существенные похолодания бывают также и в тех случаях, когда бассейн Волги занят областью высокого давления за счет стационирования антициклона над Северным Казахстаном и выхолаживания воздуха в нем [43]. Соответственно синоптические условия зимнего периода определяют метеорологические условия над акваториями волжских водохранилищ.

Замерзание волжского каскада происходит с севера на юг в течение ноября — декабря. Последовательность сроков начала ледовых явлений (по средним многолетним данным) следующая: раньше всего ледовые явления наблюдаются на Рыбинском водохранилище (в первой декаде ноября), затем на Угличском, Иваньковском, Горьковском и Чебоксарском (во второй декаде ноября), на Куйбышевском (во второй и третьей декадах ноября) и позже на Саратовском и Волгоградском водохранилищах (в первой — третьей декадах декабря).

Начало ледостава по каскаду водохранилищ происходит в той же последовательности, как и появление льда: с севера на юг, причем в более короткий период: на Рыбинском водохранилище — во второй декаде ноября, Иваньковском, Угличском, Горьковском, Чебоксарском и Куйбышевском — в третьей декаде ноября и только на Саратовском и Волгоградском водохранилищах — во второй-третьей декадах декабря.

В отдельные годы сроки и последовательность замерзания водохранилищ волжского каскада несколько изменяются. Так, например, зимой 1960-61 г. на волжском каскаде ледовые явления отмечались раньше всего на Рыбинском водохранилище (в третьей декаде октября), а затем на всех водохранилищах каскада почти одновременно (в первой декаде ноября), за исключением приплотинных участков Куйбышевского и Волгоградского водохранилищ. Образование ледяного покрова закончилось во второй декаде ноября на всех водохранилищах, кроме Волжского плеса Иваньковского водохранилища, на котором за счет возвратов тепла произошло разрушение ледяного покрова, а затем повторное его образование в конце первой декады января. В эту зиму длительный процесс замерзания наблюдался на приплотинной части Волгоградского водохранилища также из-за возвратов тепла. Зимой 1961-62 г. ледовые явления отмечались в третьей пятидневке ноября на всех водохранилищах каскада. Исключение составили Волгоградское водохранилище и приплотинная часть Куйбышевского (в конце ноября). Начало ледостава на Рыбинском, Угличском, Горьковском и части Куйбышевского водохранилища наблюдалось 25/XI, а на Иваньковском водохранилище —

в начале декабря. Позже замерзло Волгоградское водохранилище — в конце декабря — начале января.

Как показывают материалы исследований ледового режима, сроки и последовательность замерзания волжского каскада находятся в соответствии с условиями теплообмена и перемешивания масс воды, запасами тепла на каждом водохранилище к моменту перехода температуры воздуха через нуль, а также характером и устойчивостью погодных условий, которые в отдельные годы являются доминирующими в процессе замерзания. Смена погодных условий в период замерзания и сброс теплых вод приводят к изменению интенсивности ледообразования, а иногда к полному исчезновению ледовых явлений. Так, например, значительное влияние на процессы замерзания Иваньковского водохранилища оказывает сброс подогретых вод Конаковской ГРЭС, в результате которого в Мошковичском заливе ледостава не бывает.

Днепровский каскад расположен на нижнем участке Днепра в зоне континентального климата с умеренно мягкой зимой. Крайней неустойчивостью отличаются климатические условия осенне-зимнего периода в районе Каховского водохранилища, находящегося под влиянием переноса воздушных масс с запада, юго-запада и юга. Днепровский каскад включает в себя пять действующих водохранилищ: Киевское, Каневское, Кременчугское, Днепродзержинское, Днепровское, Каховское. Замерзание этих водохранилищ, так же как и водохранилищ Волжского каскада, происходит с севера на юг, но вследствие более теплых местных климатических условий в более поздние сроки, в декабре — январе. Последовательность в сроках начала ледовых явлений, по средним многолетним данным, следующая: в начале третьей декады декабря ледовые явления наблюдаются на Кременчугском водохранилище, затем на Днепродзержинском и в конце декады на Днепровском. Позже всего ледовые явления наблюдаются на Каховском водохранилище, в первой декаде января. Начало ледостава на Днепровском, Кременчугском и Днепродзержинском водохранилищах приходится на конец третьей декады декабря и только на Каховском — на первую — вторую декады января.

Примером более раннего развития процессов ледообразования на водохранилищах днепровского каскада является зима 1963-64 г. В эту зиму лед появился одновременно на всех водохранилищах каскада, в третьей декаде ноября. Замерзание на трех верхних водохранилищах каскада произошло в первой и второй декадах декабря, а на Каховском — в третьей декаде декабря, за исключением верхнего участка, на котором под влиянием режима работы Днепровской ГЭС замерзание наблюдалось только в январе. Разница в сроках начала ледостава в этот год по днепровскому каскаду составляла 16 сут.

В более поздние сроки, в первой декаде января, начало ледовых явлений наблюдалось в зиму 1964-65 г. При этом процесс замерзания продолжался 2—4 сут на всех водохранилищах, кроме приплотинной части Каховского водохранилища (20 сут) и верх-

ней части Днепродзержинского водохранилища (13 сут). В осенне-зимний период 1965-66 г. вследствие неустойчивых погодных условий на всех водохранилищах каскада отмечено неоднократное появление и исчезновение ледяных образований. Ледостав установился 8—9/I на Кременчугском водохранилище, 12/I на Днепродзержинском, 4—5/II на Днепровском. В эту зиму на Каховском водохранилище отмечались только отдельные ледовые явления и лишь на участке Грушевка — Беленькая был кратковременный ледостав. Значительное влияние на характер замерзания водохранилищ днепровского каскада оказывает режим работы ГЭС, под влиянием которого на 5—10 сут увеличивается длительность периода замерзания верхних и нижних участков акватории водохранилищ. Кроме того, на верхнем участке Каховского водохранилища на условия замерзания влияют промышленные стоки и непрекращающееся движение судов (в отдельные годы).

Продолжительность замерзания отдельных водохранилищ каскада составляет 10—22 сут, кроме Каховского (около месяца), а всего каскада — 25—50 сут.

7.2.4. Особенности замерзания водохранилищ различных географических районов СССР. Исследуемые водохранилища находятся в различных климатических районах территории СССР: суровых климатических условиях Сибири, умеренно суровых и умеренно мягких условиях Волги и Камы, умеренно мягких условиях Дона и Днепра, неустойчивых погодных условиях южных районов и теплых климатических условиях Средней Азии и Кавказа.

Замерзание водохранилищ происходит в различные сроки вслед за переходом температуры воздуха к отрицательным значениям.

Ледостав наблюдается ежегодно на всех водохранилищах, за исключением водохранилищ Средней Азии и Кавказа. На водохранилищах Средней Азии отмечаются только ледовые явления, а ледостав бывает лишь в отдельные годы и непродолжительный. На крупных Кавказских водохранилищах — Мингечаурском и Варваринском — ледяной покров вообще не образуется, а ледяные образования в виде заберегов и шуги продолжительностью до 10 сут бывают в отдельные годы.

Рассматривая в хронологическом порядке сроки начала ледовых явлений на водохранилищах территории СССР можно отметить, что наиболее раннее появление льда наблюдается на сибирских водохранилищах — Мамаканском (5—11/X), Братском (1—15/X) и Новосибирском (28/X—6/XI). На Иркутском водохранилище, вследствие влияния теплых вод Байкала, ледовые явления наблюдаются в более поздние сроки (6—24/XI). На Камском и Павловском водохранилищах ледовые явления наблюдаются в конце октября — в первой половине ноября, на бóльшей части волжских водохранилищ — во второй половине ноября, а на Волгоградском и Цимлянском водохранилищах — в первой половине декабря. Более поздние сроки начала ледовых явлений наблюдаются на днестровских и днепровских водохранилищах — во

второй половине декабря и первой половине января. На водохранилищах Средней Азии и Кавказа ледовые явления наблюдаются в декабре — январе. Как следует из приведенных выше данных, амплитуда сроков начала ледовых явлений на водохранилищах, расположенных в различных географических районах СССР, составляет около 4 мес.

Характер и длительность процесса замерзания, как было установлено ранее, определяется условиями теплообмена и перемешивания масс воды, которые в свою очередь определяются метеорологическими условиями и морфометрическими характеристиками водного объекта.

Замерзание сибирских, волжских и камских водохранилищ происходит при средней температуре воздуха за период —2... —11 °С. Ее минимальные средние значения составляют: на Павловском водохранилище —24,8 °С, на Куйбышевском —19,2 °С, Новосибирском —18 °С. Более высокая средняя температура за период замерзания (—2... —5 °С) наблюдается на днепровских водохранилищах: Цимлянском, Дубоссарском, а также на водохранилищах Средней Азии. При этом минимальные значения температуры за период замерзания на этих водохранилищах не превышает —11 °С.

Средняя скорость ветра за период замерзания на большинстве водохранилищ составляет 3—6 м/с. При этом максимальные ее значения превышают средние в 2 раза и более. Следует отметить, что крайние значения метеорологических элементов существенно влияют на процесс замерзания.

На водохранилищах независимо от их географического положения наблюдаются три основных типа замерзания (см. табл. 7.2), причем чаще наблюдается второй тип и реже — третий. При третьем типе процесса замерзания происходит интенсивное образование шуги, вследствие чего возникают большие осложнения в работе гидроэлектростанций, водозаборов и других гидротехнических сооружений.

На водохранилищах южных районов территории СССР процесс замерзания носит неустойчивый характер. Так, на Дубоссарском, Каховском, Днепровском, Цимлянском, а также водохранилищах Средней Азии в течение осенне-зимнего периода наблюдается повторное образование ледяного покрова. По данным наблюдений, на Цимлянском водохранилище в зиму 1961-62 г. ледостав наблюдался дважды — в конце ноября и в конце декабря. Неоднократное образование и разрушение ледяного покрова имело место на Днепровском водохранилище в осенне-зимние периоды 1954-55, 1958-59, 1959-60, 1968-69 гг. На Дубоссарском водохранилище повторное замерзание наблюдалось в осенне-зимние периоды 1959-60, 1961-62 гг., а в зиму 1964-65 г. наблюдались четыре ледохода и два ледостава.

7.2.5. Интенсивность нарастания толщины ледяного покрова водохранилищ. Нарастание толщины льда на водохранилищах происходит так же, как и на реке, с начала ледостава путем

кристаллизации воды на нижней поверхности ледяного покрова, промерзания шуги под ледяным покровом, а также за счет смерзания снега, находящегося на ледяном покрове и пропитанного водой.

Анализ данных многолетних наблюдений показывает, что основными факторами, определяющими интенсивность нарастания толщины льда, являются: характер ледообразования при начальном формировании ледяного покрова, метеорологические условия и гидрологические характеристики водоема.

Процесс нарастания толщины льда при различных условиях замерзания водохранилища различается по существу. Так, при первом типе замерзания, т. е. при отсутствии волнения и течений, вслед за образованием корки льда происходит нарастание его толщины путем кристаллизации воды на нижней поверхности этой корки с интенсивностью, определяющейся тепловым балансом на нижней поверхности ледяного покрова, т. е. разностью двух потоков тепла — исходящего в атмосферу от нижней поверхности льда и поступающего к ней из водной толщи. При значительном волнении на водохранилищах (третий тип замерзания) ледяной покров формируется из шуги. Нарастание толщины льда в начале периода ледостава происходит за счет промерзания слоя шуги, находящегося на поверхности водохранилища, т. е. образуется шуговой лед, а затем уже при отрицательном тепловом балансе происходит нарастание толщины льда за счет кристаллизации воды. Интенсивность нарастания толщины льда в этом случае зависит не только от теплопотерь с поверхности льда, но и от плотности и толщины слоя шуги. Плотность шуги в коврах и венках при формировании ледяного покрова составляет 600—700 кг/м^3 и несколько меньше (300—400 кг/м^3) в скоплениях шуги под ледяным покровом. Толщина слоя плывущей шуги на водохранилищах составляет 60—80 см. Скопления шуги под ледяным покровом, по данным наблюдений на Цимлянском, Дубоссарском, Волгоградском, Каховском и других водохранилищах, достигают 5—10 м.

При наличии скоплений под ледяным покровом заметно увеличивается интенсивность нарастания толщины льда, так как скопления шуги являются частью готового ледяного материала, необходимого для нарастания льда. Из-за неравномерного распределения шуги под ледяным покровом толщина льда на отдельных участках водохранилищ значительно превышает среднюю по акватории.

В зависимости от характера замерзания водохранилища начальная толщина льда при образовании ледяного покрова составляет 3—30 см, т. е. в среднем 10—40 % максимальной толщины льда. При этом в отдельные зимы при интенсивном шугообразовании в период замерзания на Дубоссарском, Каховском и Цимлянском водохранилищах в начале ледостава наблюдалась максимальная толщина льда, затем происходило его таяние, а не нарастание. В качестве характеристики начальных условий формирования ледяного покрова в табл. 7.7 приведены значения $k_з$, выражающего

Таблица 7.7

Средние многолетние значения интенсивности нарастания толщины льда, коэффициента замерзания ($k_з$) и таяния ($k_т$) на водохранилищах

Водохранилище	Интенсивность нарастания толщины льда, см/сут						
	XI	XII	I	II	III	$k_з$	$k_т$
Рыбинское	0,9	0,7	0,4	0,2	0,1	0,16	0,88
Горьковское	0,8	0,7	0,4	0,2	0,1	0,20	0,84
Волгоградское	1,2	0,7	0,5	0,2	0,0	0,16	0,75
Цимлянское	0,8	0,6	0,5	0,3	0,1	0,20	0,68
Дубоссарское		1,5	0,3	0,2		0,49	0,70
Кременчугское		1,0	0,7	0,1		0,40	0,75
Днепродзержинское		0,5	0,5	0,2		0,50	0,70
Камское	1,2	0,8	0,4	0,3	0,2	0,20	0,70
Воткинское	0,8	0,7	0,3	0,3	0,1	0,20	0,70
Павловское	0,7	0,6	0,3	0,2	0,1	0,20	0,60
Бухтарминское	0,8	1,2	0,5	0,3		0,10	0,60
Новосибирское	1,4	0,7	0,6	0,3	0,1	0,20	0,80
Иркутское	0,3	0,7	0,7	0,5	0,0	0,15	0,80
Мамаканское	1,9	0,5	0,3	0,2	0,1	0,30	0,90
Братское	0,4	0,7	0,7	0,4	0,1	0,22	0,80
Красноярское	0,4	0,6	0,7	0,4	0,1	0,16	0,78

отношение толщины льда в момент установления ледостава к максимальной за зиму. Этим коэффициентом характеризуются условия замерзания различных водохранилищ.

Нарастание толщины льда на водохранилищах происходит в течение ноября — марта (см. табл. 7.7)

Наибольшая, по средним многолетним данным, интенсивность нарастания толщины льда наблюдается в первый месяц ледостава и составляет 1—2 см/сут. Максимальные значения интенсивности нарастания льда составляют для сибирских водохранилищ 3—5 см/сут, для волжских 5—6 см/сут, Цимлянского и днепровских 4—6 см/сут. В последующие месяцы ледостава на большинстве водохранилищ наблюдается равномерное уменьшение интенсивности нарастания льда. В январе, наиболее холодном по средней многолетней температуре воздуха месяце зимнего периода, рост толщины льда замедляется, а интенсивность ее нарастания на большинстве водохранилищ не превышает 0,8 см/сут. Исключение составляют водохранилища, для которых январь является первым месяцем ледостава. К концу февраля рост толщины льда не превышает 0,1 см/сут. В различные месяцы зимнего периода имеет место следующее увеличение толщины ледяного покрова:

а) на сибирских водохранилищах: в октябре — на 10—20 см, в ноябре — на 20—60, в декабре — на 20—50, в январе — на 10—40, в феврале — на 10—15, в марте — на 5—10 см;

б) на волжских и камских водохранилищах: в ноябре — на 0—30 см, в декабре — на 10—35, в январе — на 6—20, в феврале — на 5—15, в марте — на 5—10 см;

в) на днепровских и днестровских водохранилищах: в декабре — на 5—35 см, в январе — на 5—25, в феврале — на 5—15 см.

Максимальная толщина льда на днепровских и днестровских, Цимлянском и Волгоградском водохранилищах (40—80 см) большей частью наблюдается в конце февраля. На волжских и камских водохранилищах максимальная толщина льда (60—100 см) чаще всего наблюдается в марте, а на сибирских водохранилищах (80—120 см) — в конце марта.

В различные по климатическим условиям зимы изменяется не только интенсивность нарастания толщины льда, но и характер ее распределения в течение зимнего периода. При анализе данных наблюдений за толщиной льда на водохранилищах в холодные и теплые зимы выявлены следующие особенности.

На днепровских, днестровских и Цимлянском водохранилищах в теплые зимы наблюдаются малые по продолжительности периоды нарастания толщины льда (1—2 мес) и неравномерное нарастание толщины льда в течение зимы. Интенсивное нарастание толщины льда отмечено в первые две недели ледостава (1—2 см/сут). Бо́льшую часть периода ледостава интенсивность нарастания льда не превышает 0,2 см/сут. Холодные зимы характеризуются равномерным изменением интенсивности нарастания льда за период ледостава, продолжительность которого превышает 3 мес. Вследствие этого максимальная толщина льда в холодную зиму в 2—3 раза больше, чем в теплую.

На волжских и камских водохранилищах продолжительность периода нарастания толщины льда в теплую зиму на 15—20 % меньше, чем в холодную, отмечается также уменьшение интенсивности нарастания толщины льда в теплые зимы. Максимальная толщина льда в холодную зиму в 1,5—2 раза больше, чем в теплую.

На сибирских водохранилищах продолжительность периода нарастания толщины ледяного покрова в теплую зиму на 5—10 % меньше, чем в холодную. Максимальные значения толщины льда в теплую и холодную зимы различаются всего на 10—20 %.

Средняя многолетняя продолжительность периода нарастания толщины льда находится в зависимости от длительности ледостава на водохранилище. Наибольшая продолжительность ледостава (табл. 7.8) наблюдается на сибирских водохранилищах: Мамаканском — 7 мес., Братском — 6—7 мес., Новосибирском — около 6 мес. На Иркутском водохранилище под влиянием теплых вод Байкала средняя продолжительность ледостава в различных пунктах составляет 2—5 мес.

На водохранилищах европейской части СССР продолжительность ледостава изменяется от 6 мес. на Камском и Рыбинском водохранилищах и до 2—3 мес на днепровских и днестровских водохранилищах. На большинстве волжских водохранилищ продолжительность ледостава 4—5 мес. Наименьшая продолжительность ледостава наблюдается на водохранилищах Средней Азии — 1—2

Таблица 7.8

Продолжительность ледостава на водохранилищах

Водохранилище	Пункт	Период наблюдений	Продолжительность ледостава, сут		
			средняя	наибольшая (год)	наименьшая (год)
Рыбинское	Весьегонск	1951—80	148	186 (1956)	95 (1967)
	Мякса	1951—80	155	195 (1960)	141 (1970)
	мыс Рожновский	1948—80	149	181 (1956)	118 (1962)
	Переборы	1947—80	151	178 (1956)	132 (1970)
Угличское	Углич	1948—80	142	169 (1952)	93 (1960)
	Калязин	1948—80	141	159 (1956)	103 (1970)
	Кимры	1948—80	118	159 (1956)	48 (1960)
Иваньковское	Дубна	1953—80	138	163 (1956)	118 (1970)
	Конаково				
Горьковское	Юрьевец	1957—80	132	161 (1965)	114 (1970)
	Пучеж	1957—80	148	171 (1956)	130 (1970)
Куйбышевское	Ульяновск	1957—80	138	156 (1969)	122 (1972)
	Сенгилей	1957—80	133	150 (1960)	112 (1965)
	Тольятти	1957—80	132	149 (1958)	112 (1972)
Волгоградское	Камышин	1960—80	115	136 (1969)	83 (1965)
	Волжский	1960—80	102	125 (1963)	84 (1965)
Цимлянское	Нижнечирская	1952—80	110	146 (1953-54)	44 (1965-66)
	Красноярский	1952—80	96	138 (1953-54)	34 (1965-66)
	Цимлянск	1952—80	88	141 (1953-54, 1963-64)	18 (1965-66)
Кременчугское	Топиловка	1960—80	100	133 (1963-64)	53 (1965-66)
	Большая Андрусовка	1960—80	95	124 (1963-64)	45 (1965-66)
	Светловодск	1960—80	86	123 (1959-60)	34 (1965-66)
Днепродзержинское	Верхнеднепровск	1963—80	74	119 (1963-64)	35 (1965-66)
	Днепродзержинск	1963—80	73	117 (1963-64)	31 (1965-66)
Днепровское	Лоцмано-Каменка	1950—80	66	127 (1953-54)	11 (1965-66)
	Ульяновка	1954—80	74	119 (1955-56)	14 (1965-66)
	Запорожье	1951—80	66	122 (1953-54)	— (1965-66)
Каховское	Тарасовка	1956—80	64	104 (1959-60)	6 (1965-66)
	Никополь	1956—80	68	107 (1963-64)	1 (1965-66)
	Каховка	1956—80	55	97 (1959-60)	нб (1965-66)
Дубоссарское	Каменка	1956—80	62	118 (1963-64)	34 (1960-61)
	Рыбница	1956—80	78	117 (1963-64)	48 (1956-57)
	Дубоссары	1956—80	83	114 (1963-64)	8 (1956-57)
Камское	Тюлькино	1955—80	170	192 (1960-61)	155 (1961-62)
	Березники	1954—80	162	183 (1969)	150 (1961)
	Чернушка	1957—80	160	180 (1969)	150 (1961)
	КамГЭС	1959—80	148	158 (1969)	142 (1961-62)
Воткинское	Оханск	1961—80	118	154 (1969)	104 (1961)
	Оса	1961—80	136	162 (1965)	109 (1963)
	Муллакаево	1960—80	132	164 (1962)	122 (1961)
Павловское	Караидель	1960—80	145	157 (1962)	130 (1961)
	Хорошаево	1960—80	152	167 (1962)	149 (1961)
	Павловка	1960—80	148	166 (1969)	139 (1961)

Водохранилище	Пункт	Период наблюдений	Продолжительность ледостава, сут		
			средняя	наибольшая (год)	наименьшая (год)
Новосибирское	Камень-на-Оби	1959—80	158	178 (1972-73)	148 (1964-65)
	Ордынское	1959—80	167	184 (1972-73)	140 (1960-61)
	Завьялово	1959—80	162	186 (1972-73)	145 (1967-68)
	ГМО	1959—80	164	180 (1972-73)	158 (1973-74)
Иркутское	Большая Речка	1958—80	68	93 (1972-73)	44 (1964-65)
	Тальцы	1958—80	108	109 (1965-66)	87 (1967-68)
	Патроны	1958—80	164	173 (1970-73)	98 (1973-74)
	ГЭС	1957—80	145	173 (1974-75)	116 (1966-67)
Мамаканское	Мамакан	1962—80	206	218 (1962)	195 (1963)
Бухтарминское	Куйган	1962—80	144	162 (1962-63)	141 (1964-65)
	Хайрузовка	1962—80	148	158 (1963-64)	140 (1962-63)
	Бухтарма	1962—80	142	146 (1963-64)	139 (1964-65)
Каттакурганское	Каттакурган	1959—80	21	42 (1964-65)	— (1961-62)
Кайраккумское	Кайраккум	1958—80	40	53 (1964-65)	— (1959-60)
Уртотокайское	Алабука	1965—80	84	122 (1960-61)	80 (1967-68)

мес., за исключением высокогорных водохранилищ, на которых ледостав наблюдается в течение 3—4 мес.

В соответствии с данными о продолжительности ледостава нарастание толщины льда на водохранилищах происходит в течение ноября — марта.

7.2.6. Характер распределения толщины льда по акватории водохранилища. Распределение толщины льда по акватории водохранилища определяется закономерностями формирования ледяного покрова на участках водохранилища, условиями распределения снега на льду, морфометрическими и гидрологическими характеристиками участка.

Наибольшее различие в толщине льда и интенсивности его нарастания по акватории водохранилища наблюдается в начальный период ледостава вследствие неодновременности его установления по акватории, а также вследствие различного характера процессов ледообразования на участках водохранилища. Поэтому начальное распределение толщины льда находится в соответствии с последовательностью замерзания отдельных участков. Так, по данным наблюдений, на Кременчугском водохранилище в зиму 1964-65 г. в начале ледостава наблюдалось весьма неравномерное распределение толщины льда по акватории: 15/I 1965 г. наибольшая толщина льда (28 см) наблюдалась в п. Адамовка, а наименьшая (16 см) — в п. Градижск. В среднем колебания толщины льда составили 8—20 см. Выравнивание толщины льда произошло очень быстро: уже 25/I в шести пунктах измерений она была почти одинакова (29—30 см) и лишь в двух пунктах на 6 см больше

(36 см). Вследствие неравномерного распределения снега на льду в феврале (в январе снега на льду не было) колебания толщины льда составили 10—15 см.

На Куйбышевском водохранилище в зиму 1960-61 г. в начале ледостава по всей акватории наблюдалось неравномерное распределение толщины льда. По данным измерений, 20/XI 1960 г. разница между крайними значениями толщины льда в п. Измери (34 см) и в п. Красновидово (18 см) составила 16 см. Через 10 сут (30/XI) в различных пунктах Куйбышевского водохранилища толщина льда была почти одинакова: в четырех пунктах 31—34 см, а в пяти пунктах 36—38 см. В последующие месяцы ледостава вновь восстановилась неоднородность толщины льда вследствие неравномерного распределения снега на льду. При этом на приплотинном (г. Тольятти) и верхнем (г. Тетюши) участках водохранилища, по данным ледомерных съемок, в декабре и январе толщина льда оказалась почти одинаковой и только над затопленным руслом Волги наблюдалось значительное уменьшение. Так, по данным измерений, в районе Комсомольска 27/XII по двум профилям общей протяженностью свыше 8 км средняя толщина льда составила 20 см. Толщина льда уменьшилась от левого берега (26—28 см) к правому (менее 8 см), где было затопленное русло Волги. В районе Белого Яра (в 160 км выше Комсомольска), по данным ледомерной съемки, средняя толщина льда на профиле составила 21 см. Преобладала толщина льда 22—26 см. Над затопленным руслом Волги толщина льда была 14—16 см. В верхней части водохранилища у г. Тетюши, по данным ледомерной съемки 5—7/I 1961 г., распределение толщины льда по профилю было довольно равномерным с уменьшением ее над затопленным руслом Волги до 15 см и при средней толщине льда на участке 35 см. Особенно большие колебания толщины льда на этом участке имели место в середине марта из-за большой неравномерности распределения снега на льду. При средней толщине слоя снега на льду 26 см разность между максимальным и минимальным значениями (2 и 60 см) на участке составила 52 см. Наибольшая толщина льда (80—100 см) наблюдалась в мелководных зонах, где глубина не превышала 5—6 м. В зоне затопленного русла Волги (глубина около 30 м) наблюдалась толщина льда 26—32 см.

Для выявления закономерностей распределения толщины льда по акватории водохранилища наиболее подробные ледомерные съемки были выполнены Рыбинской ГМО в зимы 1964-65 и 1965-66 гг. [94]. При этом данные ледомерной съемки 1964-65 г. характеризуют распределение толщины льда по акватории водохранилища в марте, а съемки 1965-66 г. — в январе — феврале. Выбор маршрутов и количество точек измерений производилось по методу, предложенному П. П. Кузьминым для выполнения контрольных (нормальных снегосъемок), учитывающему морфометрические характеристики (длину и ширину) водохранилищ, а также коэффициенты вариации толщины льда.

По данным январской съемки в центральной части водохранилища, толщина ледяного покрова составляла 40—45 см. В юго-западном районе водохранилища из-за разрушения ледяного покрова в первый период ледостава семибалльным ветром она не превышала 40 см. Как и следовало ожидать, в местах повышенных скоростей течения наблюдалось уменьшение толщины льда. Так, в русловой части Мологского плеса толщина льда была 21 см, в Шекснинской горловине ее минимальные значения были 25 см, а на Волжском плесе толщина льда не превышала 35 см. Февральская съемка показала, что общий характер распределения толщины льда по акватории водохранилища сохранился. Более выражено было уменьшение толщины ледяного покрова в Шекснинской горловине. Под влиянием режима работы Рыбинской ГЭС на этом участке имело место разрушение ледяного покрова при среднем значении толщины льда по акватории 63 см. Над затопленным руслом Шексны она не превышала 2—3 см, а местами имелись полыньи. Вместе с этим в 200 м от русла Шексны в ту и другую стороны наблюдалась толщина льда 46—48 см. В русловой части Мологского плеса толщина льда была 30 см.

Данные мартовской съемки подтверждают указанные закономерности распределения толщины льда по акватории Рыбинского водохранилища.

На Угличском водохранилище характер распределения толщины льда по акватории в значительной мере определяется режимом работы ГЭС. Наиболее интенсивный рост толщины льда и ее максимальные значения наблюдаются в средней части водохранилища, достигая в отдельные годы 70 см и более. На верхнем участке водохранилища толщина льда значительно уменьшается под влиянием работы Иваньковской ГЭС и в отдельные годы не превышает 10 см.

Несколько другая закономерность распределения толщины льда по акватории имеет место на Волгоградском водохранилище. По данным ледомерных съемок, наблюдается последовательное уменьшение средней толщины льда от верхнего участка (63 см) к приплотинному (50 см), Так же, как и на других водохранилищах, толщина ледяного покрова над затопленным руслом Волги значительно меньше, чем на пойменных участках (по данным ледомерной съемки в феврале 1960 г. — на 15—20 %).

На Иркутском водохранилище наибольшая толщина льда наблюдается на приплотинном участке с последовательным уменьшением на среднем и верхнем. На Красноярском водохранилище, наоборот, толщина льда постепенно увеличивается от створа ГЭС вверх. Причем, по данным ледомерной съемки, в 1969 г. толщина льда на приплотинном участке (75 см) была в 2 раза меньше, чем на верхнем (153 см). Над затопленным руслом Енисея толщина льда меньше, чем на остальных участках.

Значительное влияние на характер распределения толщины льда по акватории водохранилища оказывает снежный покров и условия его трансформации в течение зимнего периода. При

выпадении снега на лед интенсивность нарастания толщины льда значительно уменьшается. Так, по данным наблюдений, на Волгоградском водохранилище толщина льда в холодную и снежную зиму 1963-64 г. была такой же или даже меньше, чем в среднюю (по температурным условиям) малоснежную зиму 1962-63 г. Однако получить количественные характеристики уменьшения толщины льда по акватории не всегда возможно, так как характер распределения снега на льду зависит от интенсивности его выпадения, изменения скорости и направления ветра. Соответственно меняются места, в которых происходит отложение или снос снега на льду. При этом следует отметить двоякую роль снега в процессе нарастания толщины льда. Он является не только хорошим изолятором тепла, но и готовым ледяным материалом при образовании снежного льда в период оттепелей и при перегрузках ледяного покрова снегом. По данным измерений на водохранилищах, толщина снежного льда составляет 20—40 % общей толщины ледяного покрова. Причем нарастание снежного льда происходит бо́льшей частью во второй период ледостава. На Рыбинском водохранилище снежный лед встречается почти по всей его акватории. На Горьковском водохранилище образование снежного льда наблюдается в течение всего зимнего периода и в отдельные зимы его толщина составляет 30—40 % общей толщины ледяного покрова. Образование снежного льда наблюдается также на Новосибирском, Куйбышевском, Волгоградском, Камском и других водохранилищах. На Цимлянском, Каховском и Бухтарминском водохранилищах толщина его обычно не превышает 2—3 см.

Процесс нарастания толщины льда определяется комплексом факторов — метеорологических, гидрологических, степенью зашугованности русла и распределением снега на льду. В зависимости от сочетания этих факторов наблюдается различная интенсивность нарастания льда. При анализе материалов наблюдений не всегда можно дать количественную оценку каждого из факторов. В свою очередь изменение толщины льда по акватории является характеристикой неоднородности условий, определяющих интенсивность нарастания толщины льда на различных участках акватории.

На Волгоградском, Куйбышевском, Цимлянском, Новосибирском и других водохранилищах изменение толщины льда по акватории составляет в среднем 20 %, а в отдельных случаях 50 %. Колебания толщины льда по акватории водохранилищ значительны, однако несколько меньше, чем на речных участках. В соответствии с этим можно отметить, что по условиям формирования ледяного покрова речные участки различаются больше, нежели участки водохранилищ.

Интересными также являются сравнительные данные по толщине льда водохранилищ волжского и днепровского каскадов.

В зиму 1964-65 г. ледостав установился на всех водохранилищах волжского каскада в конце декабря. По данным измерений 31/XII, на Иваньковском, Угличском, Рыбинском, Горьковском и Куйбышевском водохранилищах толщина льда находилась в пре-

делах 26—34 см. При этом на более проточных Иваньковском, Угличском и Горьковском водохранилищах толщина льда (26—28 см) была меньше, чем на Рыбинском и Куйбышевском (32—34 см). Наименьшая толщина льда (14—20 см) была на Волгоградском водохранилище при более позднем замерзании. В последующие месяцы толщина льда увеличилась, однако характер ее распределения по волжскому каскаду не изменился. По данным измерений 28/II, на всех водохранилищах каскада толщина льда находилась в пределах 48—58 см и только на Волгоградском составляла 21—46 см. Зимой 1963-64 г., по данным измерений 31/XII, распределение толщины льда по днепровскому каскаду характеризовалось последовательным ее уменьшением от верхнего, Кременчугского, (30—35 см) до нижнего, Каховского, (10—20 см). На Днепродзержинском и Днепровском водохранилищах толщина льда была 20—25 см.

На конец января и конец февраля характер распределения толщины льда по каскаду практически не изменился, только несколько уменьшились различия в толщине льда (до 10 см) на верхнем и нижнем участках каскада (Кременчугском и Каховском водохранилищах).

В зависимости от условий ледообразования ледяной покров водохранилищ состоит из кристаллического, шугового и снежного льда. Вследствие того, что условия ледообразования неодинаковы даже на различных участках одного и того же водохранилища, структура ледяного покрова также неоднородна. В течение периода ледостава строение ледяного покрова меняется. Так, при первом типе замерзания образуется тонкий кристально прозрачный ледяной покров. При выпадении снега на его поверхность и последующем образовании снежного льда из-за перегрузки или из-за оттепелей ледяной покров становится слоистым. На водохранилищах, особенно в первые годы наполнения, кристаллический ледяной покров нередко содержит включения пузырьков воздуха, достигающих 5 см в диаметре. Густота включений обычно различна, и образуются они в результате сложных биохимических процессов на дне недавно заполненного водоема. Довольно часто из-за механического разрушения тонкого ледяного покрова под воздействием ветра и наслоения одних льдин на другие в первый период ледостава образуется слоистый ледяной покров. Он может состоять из двух-трех слоев кристаллического льда, между которыми находится вода. Это явление наблюдается на Горьковском, Цимлянском, Куйбышевском и Днепровских водохранилищах при повторном замерзании и вскрытии.

Особенно сложное строение ледяного покрова бывает на водохранилищах при третьем типе замерзания. В первый период ледостава образуется шуговой покров, состоящий из кристаллов смерзшейся шуги, непрозрачный, мутно-серого цвета, с выраженным зернистым строением. После промерзания слоя шуги в зависимости от метеорологических условий происходит образование либо кристаллического льда на нижней поверхности, либо снежного

льда на верхней поверхности. Не исключена возможность образования обоих видов льда в определенной последовательности. В этом случае к концу периода ледостава наблюдается ледяной покров, состоящий из трех слоев льда различного вида, структуры, а соответственно с различными физическими свойствами.

Шуговой ледяной покров наблюдается на участках Дубоссарского, Кременчугского, Каховского, Цимлянского, Горьковского, Волгоградского, Рыбинского и других водохранилищ.

На водохранилищах, как на реках и озерах, наблюдаются три типа ледяного покрова: кристаллический, шуговой и слоистый. В зависимости от условий образования последний тип включает в себя следующие разновидности: снежно-кристаллический, снежно-шуговой, шуго-кристаллический и снежно-шуго-кристаллический. Кроме того, слоистый ледяной покров может состоять из нескольких слоев кристаллического льда.

7.2.7. Температура воды под ледяным покровом. Формирование зимнего термического режима водохранилищ определяется условиями замерзания, запасами тепла, аккумулированного грунтом дна к началу ледостава, и совокупностью процессов, под влиянием которых происходит теплоотдача от грунта к воде и теплопередача в самой массе воды.

При тихой погоде и резком понижении температуры воздуха в период ледообразования (первый тип замерзания) вода имеет нулевую температуру только в поверхностном слое, а водные массы сохраняют более высокую температуру. Примером могут служить наблюдения в 1960 г. на Куйбышевском водохранилище у г. Тольятти (табл. 7.9). В годы с интенсивной штормовой пого-

Таблица 7.9

Температура воды на рейдовой вертикали Куйбышевского водохранилища у г. Тольятти в зиму 1960-61 г.

Дата	Глубина, м					
	0,5	5,0	10,0	0,5h	0,75h	34,0
30 XII	0,2	0,2	0,6	0,6	0,6	0,6
31 XII	0,2	0,2	0,4	0,5	0,5	0,5
20 I	0,1	0,1	0,2	0,4	0,4	0,4
2 II	0,1	0,1	0,1	0,3	0,3	
10 II	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2
20 II	0,1	0,0	0,0	0,1	0,2	0,2
29 II	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1
1 III	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,2

дой (в осенний период) водные массы выхолаживаются и температура воды по глубине не превышает 0,1 °С (табл. 7.10). Изменение температуры воды под ледяным покровом в течение ледостава определяется гидравлическими характеристиками участков водохранилища, а также режимом расходов воды. Так, например,

на Новосибирском водохранилище с уменьшением скорости течения от верхних участков к приплотинным отмечается повышение средней по глубине температуры воды (рис. 7.4). Неоднородность распределения температуры воды по акватории под ледяным покровом прослеживается с изменением глубин. На Рыбинском водохранилище наиболее высокая температура у дна достигает 5 °С на глубоких застойных участках, а близ гидроузла, где наблюдаются более высокие скорости течения, она не превышает 0,2—0,4 °С.

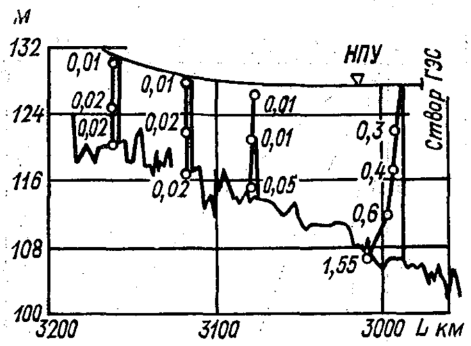


Рис. 7.4. Термический разрез по фарватеру Новосибирского водохранилища, ноябрь 1959 г.

Цифры у точек — градусы Цельсия.

На проточных водохранилищах в первую половину ледостава происходит повышение температуры воды, а затем постепенное понижение. Перед вскрытием она имеет значения, близкие к нулю. По данным наблюдений на рейдовой вертикали Горьковского водохранилища (рис. 7.5 *а*), средняя по глубине температура воды в январе достигала 0,3 °С, а в апреле она не превышала 0,2 °С.

Таблица 7.10

Температура воды на рейдовых вертикалях Куйбышевского водохранилища

Пункт	Дата	Горизонт измерения, м					
		0,5	5,0	10,0	0,5*h*	0,75*h*	Дно
г. Тетюши (1958-72 гг., глубина 26—32 м)	10/I	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1
	30/I	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	20/II	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	10/III	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
г. Ульяновск (1958-72 гг., глубина от 23 до 28 м)	20/I	0,0			0,2		0,2
	10/II	0,0			0,1		0,1
	20/II	0,0			0,1		0,1
	20/III	0,0			0,0		0,1
г. Тольятти (1958-72 гг., глубина 28—38 м)	20/I	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2
	30/I	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2
	20/II	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
	10/III	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1

На Павловском водохранилище температура воды на приплотинном участке к концу декабря повышается до 1,3 °С, а в феврале — марте вновь понижается до 0,5 °С (рис. 7.5 *б*). Такой же характер изменения температуры воды отмечается и на Камском водохранилище.

На Волгоградском водохранилище, по данным наблюдений на рейдовой вертикали приплотинного участка и на гидрологических разрезах, температура воды в течение декабря — февраля в поверхностном слое не превышает 0,1 °С, а у дна — 0,2 °С. В течение марта она повышается на 0,3 °С. В верхней части водохранилища

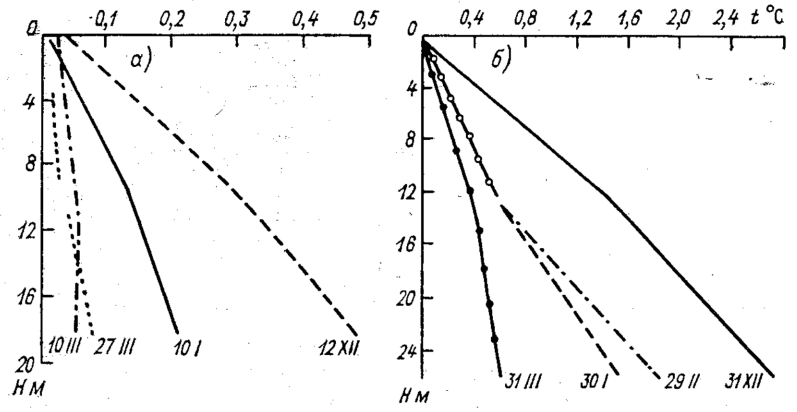


Рис. 7.5. Температура воды под ледяным покровом на Горьковском (*а*) и Павловском (*б*) водохранилищах зимой 1964-65 г.

температура воды в течение ледостава близка к нулю и только к концу ледостава наблюдается ее повышение до 0,2 °С.

Несколько другой характер изменения температуры воды в течение зимнего периода наблюдался на малопроточных водохранилищах. Так, например, на Рыбинском водохранилище у Переборов температура воды в течение ледостава равномерно повышается, достигая 1—2 °С перед вскрытием (рис. 7.6 *б*).

На водохранилищах, расположенных в южных районах (Цимлянском, Кременчугском, Каховском), также имеет место последовательное повышение температуры воды под ледяным покровом в течение ледостава.

На рейдовой вертикали Каховского водохранилища (рис. 7.6 *а*) в холодную зиму 1963-64 г. с середины января до середины марта температура воды повысилась на 1,5 °С, а перед вскрытием она достигала 2 °С. На Кременчугском водохранилище температура воды под ледяным покровом к концу ледостава повышается на 2—3 °С.

На южных водохранилищах прогревание воды под ледяным покровом происходит не только вследствие большой теплоотдачи дна, но и в результате проникновения через ледяной покров сол-

нечной радиации. Специальные наблюдения [139] показывают, что в весенний период возможно прогревание воды под ледяным покровом на 0,1—0,3 °С за счет солнечной радиации.

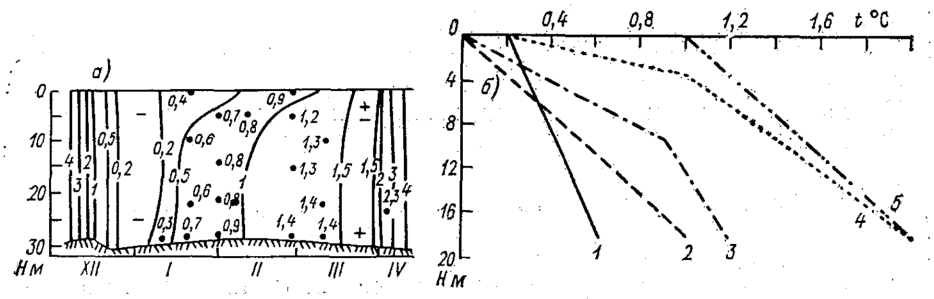


Рис. 7.6. Температура воды под ледяным покровом на Каховском (*а*) и Рыбинском (*б*) водохранилищах.

1 — 11/XII, *2* — 10/I, *3* — 11/II, *4* — 10/III, *5* — 20/III.

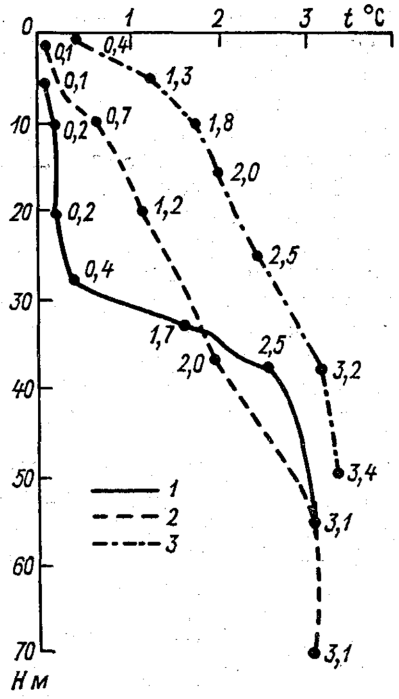


Рис. 7.7. Совмещенный график распределения температуры воды под ледяным покровом на Братском водохранилище, февраль 1965 г.

1 — Новошумилово, Ангарский участок; *2* — Монастырская, Приплотинный участок; *3* — Мыс Устьийский, Окинский участок.

На глубоководных водохранилищах в течение ледостава температура воды изменяется не только в поверхностном слое воды, но и по глубине за счет перераспределения водных масс. Так, на Братском водохранилище (рис. 7.7.) зимой 1962-63 г. температура воды на глубине 50 м в течение ледостава почти не изменялась (3,6—3,7 °С). В верхних слоях температура воды равномерно понижалась в течение всего зимнего периода. В конце ледостава во всем верхнем слое глубиной до 20 м она не превышала 0,2 °С.

Распределение температуры воды по глубине глубоководных водохранилищ также определяется условиями перемешивания масс воды. Повышенная скорость течения на Ангарском участке Братского водохранилища способствует интенсивному перемешиванию и выравниванию температуры воды в верхнем слое 25—35 м (рис. 7.7). В то же время на Окинском участке в слое воды до 40 м наблюдается более высокая температура, чем на Ангарском. По направлению к плотине скорость течения уменьшается, глубины увеличиваются, а температура воды повышается.

7.3. Разрушение ледяного покрова на водохранилищах

7.3.1. Деформации ледяного покрова. В течение ледостава ледяной покров деформируется под влиянием колебаний температуры воздуха (термические деформации), а также под воздействием ветра, колебаний уровня и атмосферного давления (динамические деформации). В начале ледостава состояние поверхности ледяного покрова находится в соответствии с условиями замерзания.

Ровная поверхность ледяного покрова наблюдается при малых скоростях ветра (до 2 м/с). Действие ветра и волнение способствуют образованию торосистых ледяных полей.

Под влиянием сильного продолжительного ветра возникают перенапряжения в ледяном покрове, в результате которых происходит его разрыв, торошение и дрейф отдельных льдин. В первый период ледостава на водохранилищах при сильных ветрах и ослаблении морозов наблюдается частичное (Горьковское, Рыбинское) или даже полное (Цимлянское, Каховское, Кременчугское) вскрытие водохранилища. На берегах образуются навалы льда высотой 1,5—2,5 м, а в открытой части водохранилищ — торосы и гряды различной высоты и ширины. На Куйбышевском водохранилище торошение льда наблюдается во многих пунктах акватории. В зиму 1957-58 г. в п. Белый Яр и Никольское наблюдались ледяные валы высотой 1 м и длиной 4—5 км. На Горьковском водохранилище в начале зимы 1958-59 г. наблюдалось образование торосов высотой 1—1,5 м. С течением времени они уменьшались и к середине марта исчезли. Интенсивное торошение наблюдается на Новосибирском и Братском водохранилищах. В отдельные годы образуются торосы высотой 1,5—2,0 м. Особенно большие торосы и навалы льда формируются на Цимлянском водохранилище. В январе 1953 г. под действием устойчивых ветров со скоростью 10—12 м/с был взломан ледяной покров толщиной 15 см и на берегу в различных районах акватории образовались навалы льда высотой 3—6 м. В районе ст-цы Хорошевской образовались навалы льда высотой 5—6 м и шириной 50—75 м. Торосы на водохранилище образуются ежегодно, гряды располагаются по всей акватории, высота их обычно 1,5—2,0 м. Образование торосов льда на Цимлянском водохранилище наблюдается в течение всей зимы. В апреле 1953 г. при ветре 16 м/с наблюдалось разрушение ледяного покрова толщиной 50 см на приплотинном участке. В резуль-

тате этого имели место навалы льда на плотине Цимлянской ГЭС высотой до 7 м и шириной до 25 м.

Во время торошения льда наблюдаются подсовы льдин. Толщина этих нагромождений составляет 2—3 м.

Особенно большие деформации ледяного покрова на водохранилищах происходят в результате зимней сработки уровня воды. Под влиянием колебания уровня воды образуются трещины вдоль берегов, длина которых достигает нескольких километров. В связи с тем, что зимняя сработка уровня воды на многих водохранилищах составляет 2—8 м (на Новосибирском 5—6 м, Кременчугском 4—6 м, Куйбышевском 5—6 м, Угличском 4—7 м и т. д.), происходит оседание льда на берега, острова, отмели и т. д. В мелководных районах лед оседает на грунт, разрушаясь на отдельные поля и льдины, которые принимают самые разнообразные положения. Так, по данным наблюдений, на Новосибирском водохранилище площадь осевшего льда на берегах и островах составляла 30—35 % общей площади ледяного покрова, на Рыбинском — 15—20 %, на Куйбышевском — 20—30 %, Горьковском — 10—15 % и т. д. На Цимлянском водохранилище в течение зимнего периода наблюдается подъем уровня, в результате которого также происходят деформации ледяного покрова.

Деформации ледяного покрова водохранилищ происходят и под влиянием перегрузок ледяного покрова снегом при выпадении большого количества осадков, а также при перераспределении снега на поверхности ледяного покрова под влиянием ветра.

Колебание температуры воздуха приводит к образованию малых и больших трещин. Пространственная неоднородность строения ледяного покрова, неравномерное распределение снега на льду создают термические напряжения, способствующие образованию трещин и изменению поверхности ледяного покрова. В случае отсутствия снежного покрова появляются мелкие трещины, главным образом при резких суточных колебаниях температуры поверхностных слоев льда. При амплитуде колебания температуры воздуха свыше 6 °С происходит интенсивное образование термических трещин [94]. Ширина трещин составляет около 3 см.

Наличие снега на льду значительно уменьшает амплитуду температурных колебаний поверхности ледяного покрова. При толщине слоя снега, равной половине толщины льда, трещины почти не образуются [38]. С наступлением устойчивых похолоданий или оттепелей на водохранилищах возникают глубокие, иногда сквозные трещины, достигающие в ширину нескольких сантиметров. На Новосибирском, Горьковском, Волгоградском, Цимлянском и других водохранилищах ширина их колеблется от 5 до 80 см.

Деформации ледяного покрова наблюдаются на участках повышенных скоростей течения, особенно в начальный период ледостава в условиях теплой зимы, а бóльшей частью к концу ледостава. На таких участках наблюдаются полыньи, размеры которых определяются условиями водообмена и погодными условиями

зимнего периода. На водохранилищах полыньи наблюдаются также в местах выхода грунтовых вод.

Как следует из приведенного выше, на водохранилищах под влиянием различных причин в течение зимнего периода происходят непрерывные деформации ледяного покрова. Их последствия — навалы льда на берегах, примерзание осевшего льда на островах, отмелях, берегах — в значительной мере способствуют разрушению берегов и являются одной из причин (иногда главной) русловых деформаций. В настоящее время имеющиеся материалы наблюдений за деформациями ледяного покрова дают лишь качественную характеристику этих процессов.

Для того чтобы выявить закономерности и получить количественные характеристики, необходимы теоретические разработки, а также постановка специальных экспериментальных исследований на ряде водохранилищ.

7.3.2. Особенности процессов вскрытия водохранилищ. Разрушение ледяного покрова на водохранилищах происходит в течение всего периода ледостава под влиянием тепловых и механических факторов.

Наиболее интенсивное развитие процесса разрушения наблюдается в конце ледостава, в результате чего нарушается сплошность ледяного покрова и он исчезает.

Основными этапами процесса вскрытия являются:

1) таяние льда под влиянием теплообмена ледяного покрова с водой и атмосферой;

2) возникновение перенапряжений в ледяном покрове, в результате которых наблюдаются подвижки льда и нарушается сплошность ледяного покрова;

3) движение льда (ледоход или дрейф) и исчезновение льда.

Развитие процесса вскрытия на каждом из этих этапов определяется метеорологическими условиями, гидравлическими и морфометрическими характеристиками водохранилищ и их отдельных участков.

Интенсивность разрушения ледяного покрова находится в прямой зависимости от радиационного баланса, температуры воды, скорости и направления ветра, а также интенсивности подъема уровня. Причем на водохранилищах в период вскрытия резких колебаний уровня не наблюдается.

В марте, а на некоторых водохранилищах в конце февраля (до устойчивого перехода температуры воздуха к положительным значениям) тепловой баланс ледяного покрова становится положительным и начинается уменьшение толщины льда.

При таянии льда основными составляющими теплового баланса ледяного покрова являются приход тепла солнечной радиации (60—70 %) и турбулентный теплообмен (15—20 %). При этом турбулентный теплообмен обусловливает только поверхностное таяние льда, а под влиянием радиационного тепла происходит не только усиленное поверхностное, но и внутреннее таяние ледяного покрова [35]. С момента перехода температуры воздуха к поло-

жительным значениям наблюдается интенсивное таяние снега на льду, которое предшествует таянию льда сверху. После схода снега процесс таяния льда происходит во всей толще, что приводит его к интенсивному разрушению.

Одновременно наблюдается таяние ледяного покрова с нижней поверхности. Интенсивность его зависит от температуры и перемешивания воды, а в период дрейфа льда и от его движения. По данным наблюдений на Камском водохранилище стаивание ледяного покрова с нижней поверхности составляло 0,4—0,9 см/сут при теплообмене нижней поверхности ледяного покрова с водой в период таяния льда 15—30 % теплого баланса.

Средняя интенсивность таяния льда на водохранилищах колеблется в пределах 0,2—1,0 см/сут, достигая максимальных значений к концу ледостава (3—4 см/сут). К моменту вскрытия водохранилищ толщина ледяного покрова уменьшается в среднем на 30 %, а на некоторых водохранилищах при поздних вскрытиях — на 40—50 %.

Средние многолетние значения коэффициента $k_т$ (отношение *толщины льда при вскрытии к максимальной за зиму толщине*), характеризующего уменьшение толщины льда к моменту вскрытия водохранилищ, приведены в табл. 7.7.

Как следует из этих данных, коэффициент $k_т$ для большинства водохранилищ изменяется в пределах 0,6—0,9. В различные по климатическим условиям вёсны интенсивность таяния изменяется.

Внутреннее таяние ледяного покрова под влиянием радиационного тепла приводит к изменению его структуры, а также к делению на отдельные группы или кристаллы. На Новосибирском водохранилище при значениях температуры льда, близких к нулю, перед началом подвижек прочность его уменьшается в 1,5—2 раза [38]. На волжских водохранилищах интенсивное разрушение льда начинается, когда прочность его уменьшается в 3—4 раза [142]. На водохранилищах понижение прочности ледяного покрова происходит более интенсивно, чем на речных участках, вследствие различного строения ледяного покрова, определяющего условия проникновения солнечной радиации. Ледяной покров, состоящий из кристаллического льда, благодаря большой его прозрачности тает интенсивнее, чем ледяной покров из снежного и шугового льда, так как коэффициент прозрачности кристаллического льда (0,98) больше, чем снежного (0,86) и шугового (0,53). При наличии воды на поверхности ледяного покрова интенсивность внутреннего таяния льда уменьшается.

Не менее важным условием разрушения ледяного покрова является *перенапряжение, обусловленное воздействием аэрогидродинамической нагрузки* на верхнюю и нижнюю поверхности ледяного покрова.

С развитием потепления вместе с уменьшением толщины и прочности льда при подъеме уровня воды на водохранилищах образуются закраины, нарушающие связь ледяного покрова

с берегами. Затем происходит нарушение целостности ледяного покрова, если сопротивляемость его уступает силам ветра и течения с учетом составляющей веса льда, т. е

$$\sigma h_л < \alpha_{тр_1} v^2 l + \alpha_{тр_2} w^2 l + g\rho_л I l h_л.$$

На водохранилищах, в отличие от речных условий, аэродинамическая нагрузка на ледяной покров является преобладающей, особенно при большой длине разгона и скорости ветра. Однако гидродинамическая нагрузка невелика из-за небольшой скорости течения под ледяным покровом, $v<0{,}2$ м/с.

Под влиянием ветра и течений в ледяном покрове возникают не только растягивающие (или сжимающие) усилия, но и изгибающие моменты, которые вызывают прогибы и приводят к разрушению ледяного покрова [35, 132].

Как показал анализ, при относительно небольшой толщине льда и недостаточно высокой его прочности ледяной покров разрушается под действием сжимающих сил в результате потери устойчивости. На сибирских водохранилищах, имеющих достаточно большую толщину льда и значительное ослабление его под действием тепла солнечной радиации и воздуха, нарушение целостности ледяного покрова происходит в результате деформаций сжатия и изгиба.

С. Н. Булатов [35], рассматривая воздействие ветра на ледяной покров, принял в качестве основного разрушающего усилия нормальное давление на лед вертикальной составляющей ветра и выразил условие начала ветрового дрейфа следующей зависимостью:

$$\varphi h_л^{0,5} \leqslant a w^2, \qquad (7.11)$$

где φ — относительное разрушающее напряжение тающего льда. При этом принимается скорость ветра, наибольшая из четырех сроков наблюдений за сутки. Если толщину льда h_1 выразить в сантиметрах, а скорость ветра w в метрах в секунду, то коэффициент a будет равен 0,018. Значение его было получено при обобщении данных наблюдений на Братском водохранилище. При проверке формулы (7.11) на материалах Новосибирского и Красноярского водохранилищ был получен вполне удовлетворительный результат.

При нарушении сплошности ледяного покрова под действием ветра наблюдается перераспределение льда по акватории — дрейф льда, а в районах повышенных скоростей течения — ледоход. Размеры ледяных полей, скорость их движения, продолжительность дрейфа льда определяются степенью разрушения ледяного покрова в момент вскрытия, скоростью и направлением ветра, условиями колебания уровня и морфометрическими характеристиками водохранилища, а также тепловыми условиями весеннего периода.

При малых скоростях ветра лед тает на месте. В таких случаях очищение водохранилища происходит в более поздние сроки.

Как отмечено наблюдениями на Камском, Горьковском, Волгоградском и Воткинском водохранилищах, интенсивность процесса разрушения ледяного покрова значительно увеличивается при взламывании льда по судоходной трассе ледоколами, а также после устойчивого перехода температуры воздуха к положительным значениям при искусственном зачернении поверхности льда.

7.3.3. Закономерности вскрытия и очищения акватории водохранилищ. Вскрытие водохранилищ происходит в различные сроки в зависимости от их географического положения. Анализ материалов наблюдений за состоянием ледяного покрова акватории водохранилищ показывает, что наиболее интенсивное его разрушение наблюдается на участках повышенных скоростей течения, значительных колебаний уровня воды и неравномерного распределения снега на льду.

Значительно различаются режимом вскрытия русловой и озерный участки [139]. На верхних участках вскрытие происходит под влиянием главным образом механических факторов и частично тепловых, на озерных — под влиянием тепловых факторов и при участии механических. На водохранилищах развитие процессов вскрытия может проходить тремя путями [62]:

1) процесс вскрытия начинается в верхней части водохранилища, последовательно распространяется на середину и заканчивается в приплотинной части водохранилища;

2) вскрытие начинается на верхнем участке водохранилища, затем на приплотинном и в последнюю очередь в средней части акватории водохранилища;

3) вскрытие начинается в приплотинной части, последовательно распространяется на середину и заканчивается на верхних участках водохранилища.

Для большинства водохранилищ характерен первый путь.

На верхних участках водохранилищ повышенные скорости течения и резкие подъемы уровня обусловливают интенсивное разрушение ледяного покрова и наиболее раннее вскрытие по акватории. Условия вскрытия на этих участках не отличаются от речных и определяются главным образом механическими факторами. Нередко в зоне выклинивания подпора уровня воды образуются заторы льда. Интенсивное разрушение ледяного покрова также наблюдается в местах впадения притоков, куда поступают теплые воды поверхностного талого стока.

В озерной части водохранилища появляются промоины в первую очередь на участках затопленного русла рек вследствие меньшей толщины льда и повышенных скоростей течения. Подъем уровня воды способствует образованию закраин, всплыванию осевшего льда при зимней сработке уровня, а также началу подвижек, после которых ледяной покров разрушается на отдельные ледяные поля и льдины. Под воздействием ветра и течения воды наблюдается дрейф льда по акватории и ледоход. Наиболее позднее разрушение ледяного покрова бывает на нижних участках акватории водохранилища и определяется главным образом тепловыми

процессами. В такой последовательности происходит разрушение ледяного покрова по акватории на волжских водохранилищах (за исключением Рыбинского и Волгоградского), Кременчугского и Днепродзержинского, а также Павловского, Воткинского, Мамаканского, Новосибирского и Иркутского.

Особенностью вскрытия Иркутского водохранилища является интенсивное стаивание нижней поверхности ледяного покрова на верхнем и среднем участках водохранилища под влиянием теплых вод Байкала. На нижнем участке акватории разрушение ледяного покрова связано с действием радиационного тепла.

На некоторых водохранилищах в отдельные годы последовательность процесса вскрытия акватории меняется под влиянием метеорологических условий (особенно скорости и направления ветра), а также при сбросе льда через плотину. Кроме того, на Угличском водохранилище при сбросе льда из Иваньковского водохранилища наиболее поздний ледоход наблюдается на верхнем участке акватории.

Второй путь развития процесса вскрытия по акватории наблюдается на Каховском, Днепровском, Бухтарминском и в отдельные годы на Цимлянском водохранилище. На их средних участках разрушение ледяного покрова затягивается, что лимитирует начало навигации. На Волгоградском водохранилище процесс вскрытия акватории начинается на приплотинном участке и последовательно распространяется на средний, а затем на верхний участок (третья закономерность). В отдельные годы такая последовательность вскрытия по акватории наблюдается и на Цимлянском водохранилище.

Несколько другая последовательность вскрытия акватории на Рыбинском водохранилище. Вскрытие начинается на прибрежных участках, а затем распространяется и на центральную часть водохранилища. Первыми вскрываются участки Волжского плеса, Мологского и Шекснинского заливов, а в последнюю очередь лед исчезает (в зависимости от направления дрейфа льда) в районе Брейтова или в Переборском заливе.

Вскрытие верхних участков Мамаканского, Новосибирского, Дубоссарского и Плявинского водохранилищ нередко сопровождается интенсивным образованием заторов льда, в результате которых наблюдаются значительные подъемы уровня воды и затопление больших территорий.

При изучении последовательности вскрытия акватории водохранилищ проводился анализ условий, определяющих сроки и длительность вскрытия и очищения как различных участков, так и всего водохранилища. Более раннее разрушение ледяного покрова наблюдается в теплых по климатическим условиям районах, т. е. на водохранилищах Средней Азии и южных районов европейской части СССР.

В течение марта, по средним многолетним данным, происходит вскрытие на Дубоссарском, Цимлянском и всех днепровских водохранилищах. Водохранилища Средней Азии вскрываются в фев-

рале, за исключением высокогорных. Вскрытие Уртотокайского водохранилища происходит в середине марта.

В первой половине апреля вскрываются Волгоградское, Куйбышевское, Иваньковское, Угличское, Воткинское и Павловское водохранилища, а во второй половине апреля — Горьковское, Рыбинское и Камское. Сибирские водохранилища — Новосибирское и Иркутское — также вскрываются во второй половине апреля. Наиболее поздние сроки вскрытия наблюдаются на Мамаканском водохранилище — вторая половина мая. В целом по территории СССР амплитуда сроков вскрытия различных водохранилищ составляет 4 мес.

Очищение ото льда различных участков акватории водохранилищ продолжается в течение 5—20 сут (по средним многолетним данным). Наиболее длителен этот процесс на Мамаканском и Иркутском водохранилищах вследствие большой мощности ледяного покрова, а также на Цимлянском водохранилище. Наименьшая продолжительность очищения ото льда на различных участках отмечается на Каховском водохранилище. В зависимости от условий теплообмена ледяного покрова, скорости и направления движения льда продолжительность периода вскрытия и очищения на отдельных участках акватории водохранилищ, по средним многолетним данным составляет 3—25 сут, за исключением отдельных участков Иркутского водохранилища — до 44 сут. Крайние значения превосходят средние более чем в 2 раза. Длительность процессов вскрытия значительно увеличивается при повторных возвратах холода. Продолжительность периода вскрытия на озерных участках значительно больше, чем на русловых. Различие в сроках и продолжительности вскрытия участков акватории водохранилища связано главным образом с их морфометрическими и гидравлическими характеристиками, так как погодные условия в весенний период примерно одинаковы. Роль каждого фактора, определяющего процессы вскрытия и очищения, неодинакова для водохранилищ, находящихся в различных климатических районах. За счет притока тепла солнечной радиации и турбулентного обмена ледяного покрова с атмосферой и водой происходит таяние льда и изменение его структуры. Механическое взламывание и торошение, а также дрейф льда значительно ускоряют процесс очищения водохранилищ ото льда.

Продолжительность периода вскрытия всей акватории водохранилища, так же как и отдельных участков, определяется мощностью ледяного покрова, дружностью весны, условиями дрейфа. Средняя продолжительность периода вскрытия и очищения ото льда поверхности водохранилищ, находящихся в различных климатических районах, составляет 10—40 сут. Наибольшая продолжительность (40 сут) наблюдается на Братском водохранилище. На Бухтарминском, Новосибирском и Иркутском водохранилищах она составляет 30 сут. В течение длительного периода происходит вскрытие акватории Цимлянского (24 сут), Рыбинского (26 сут) и Камского водохранилищ (23 сут).

7.3.4. Последовательность вскрытия и очищения ото льда волжского и днепровского каскадов водохранилищ. Вскрытие и очищение ото льда волжского каскада водохранилищ распространяется с юга на север в течение апреля — начала мая. По средним многолетним данным, раньше всего вскрытие происходит на Волгоградском водохранилище (в первой декаде апреля), затем на Куйбышевском, Угличском, Горьковском, Иваньковском (во второй декаде) и позже всего на Рыбинском (в третьей декаде апреля). Очищаются ото льда акватории водохранилищ в той же последовательности в период с 12/IV по 6/V. Анализируя материалы наблюдений за условиями вскрытия водохранилищ волжского каскада за отдельные годы, можно отметить другие сроки и последовательность вскрытия и очищения. Так, например, весной 1963 г. вскрытие началось в первой декаде апреля на Куйбышевском и Иваньковском водохранилищах, а затем во второй декаде апреля на всех других водохранилищах каскада. Очищение ото льда происходило в другой последовательности: вначале очищение наблюдалось на Угличском и Горьковском водохранилищах, затем на Куйбышевском и Волгоградском, и последним очистилось ото льда Рыбинское водохранилище. Период вскрытия волжского каскада весной 1963 г. составил 17 сут.

Несколько иная последовательность вскрытия и очищения ото льда наблюдается на водохранилищах днепровского каскада. По средним многолетним данным, начинается вскрытие почти одновременно (6—8/III) на Каховском, Днепровском и Днепродзержинском водохранилищах, позже (18/III) на Кременчугском водохранилище. Очищение ото льда акватории водохранилищ также происходит почти одновременно. Так, весной 1964 г. наблюдалось одновременное начало вскрытия и очищения ото льда в отдельных пунктах всех водохранилищ каскада. Общая продолжительность периода вскрытия и очищения ото льда всего днепровского каскада составила 22 сут.

Вскрытие водохранилищ различных географических районов, значительно различающихся по климатическим условиям, происходит в марте — мае в следующей последовательности: в марте вскрываются Дубоссарское и все днепровские водохранилища, в апреле вскрываются все волжские водохранилища (за исключением части Рыбинского), а также Камское, Воткинское и Павловское водохранилища; в конце апреля — начале мая вскрываются Бухтарминское, Новосибирское и Иркутское водохранилища, и позже всех — в конце мая — начале июня — Мамаканское, Братское и Красноярское водохранилища. Амплитуда сроков вскрытия различных водохранилищ по территории СССР составляет около 4 мес.

7.4. Замерзание и вскрытие нижних бьефов

7.4.1. Условия ледообразования. Процессы ледообразования и формирования ледяного покрова в нижних бьефах ГЭС опреде-

ляются не только метеорологическими условиями и гидравлическими характеристиками потока, но и в значительной мере режимом работы ГЭС.

В нижнем бьефе по характеру ледообразования можно выделить два участка: верхний — в зоне влияния режима ГЭС и нижний, где влияние попусков сказывается незначительно. На нижнем участке, наиболее удаленном от плотины ГЭС, условия формирования ледяного покрова, сроки и продолжительность ледовых явлений мало отличаются от бытовых. В зависимости от регулирующей способности водохранилища размеры верхнего участка доходят до 100 км и более. Характер формирования ледяного покрова изменяется по его длине. В начале участка нижнего бьефа, примыкающего к плотине, в течение всего зимнего периода наблюдается полынья (табл. 7.11), размеры которой изменяются под

Таблица 7.11

Длина полыньи в нижних бьефах ГЭС

ГЭС	Длина полыньи, км	
	наименьшая	наибольшая
Рыбинская	0,5	90
Угличская	0,7	4
Горьковская	0,7	50
Волжская им. Ленина	4,5	50
Волжская им. XXII съезда КПСС	1,0	110
Новосибирская	6	29
Иркутская	4,2	53
Красноярская	70	250
Братская	20	95
Усть-Илимская	3	52
Зейская	22	52
Цимлянская	0,2	83
Кременчугская	0,5	41
Днепровская	0,5	90
Каховская	0,5	91
Дубоссарская	0,5	30
Каунасская	5	21

влиянием режима работы ГЭС и условий теплообмена водных масс с атмосферой. Так, например, в нижнем бьефе Красноярского гидроузла минимальные размеры полыньи изменяются от 70 до 250 км. В нижнем бьефе Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС в холодную зиму кромка ледяного покрова подходит близко к плотине ГЭС и незамерзающим остается участок около 1 км. В теплую зиму размеры полыньи увеличиваются до 110 км.

Участок нижнего бьефа, находящийся в зоне пульсации кромки ледяного покрова, характеризуется неустойчивым ледовым режимом. Под влиянием суточного и недельного регулирования стока

ГЭС здесь в течение зимнего периода происходит смена ледовых явлений — чередование ледостава с ледоходом и шугоходом. Во время попусков создаются благоприятные условия для образования зажоров в период формирования ледяного покрова и заторов при его разрушении.

Таким образом изменяются условия развития ледовых процессов в нижних бьефах под влиянием регулирования стока ГЭС.

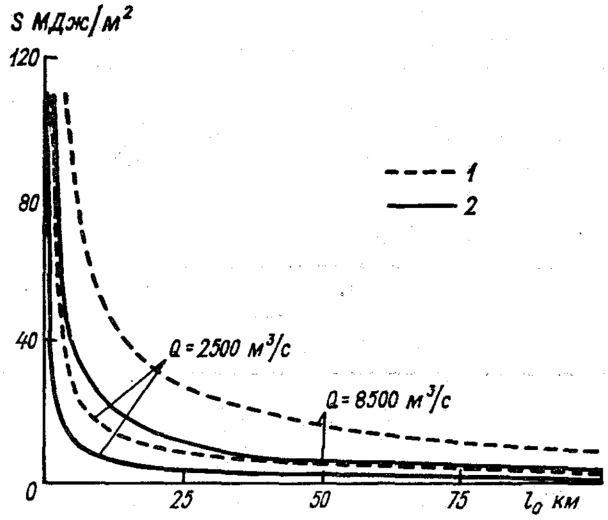


Рис. 7.8. Зависимость положения нулевой изотермы от теплопотерь, температуры и расхода воды в период замерзания.

1 — температура воды 0,3 °С; *2* — температура воды 0,1 °С.

Процесс ледообразования в нижнем бьефе ГЭС начинается на участке переохлаждения воды в результате полного расхода тепла под влиянием теплообмена водной поверхности с атмосферой, т. е. когда выполняется условие (2.2).

В зависимости от теплового стока, поступающего из водохранилища в нижний бьеф, и интенсивности охлаждения воды при отрицательной температуре воздуха по формуле (2.56) определяется положение профиля нулевой температуры воды.

Характер изменения положения профиля нулевой температуры по длине нижнего бьефа в течение периода замерзания иллюстрируется графиком на примере нижнего бьефа Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС (рис. 7.8). При расчете l были приняты крайние значения Q и t, наблюдавшиеся при замерзании за период эксплуатации ГЭС, т. е. расходы воды 2500 и 8500 м³/с, соответствующие 99 %-ной и 1 %-ной обеспеченности, и температура воды 0,3—0,1 °С.

Для этих условий при теплопотерях свыше 500 Вт/м² профиль нулевой температуры находится от плотины на расстоянии не более 15 км. Однако при небольших теплопотерях (100—150 Вт/м²) он удаляется от плотины на расстояние 100—110 км [64].

Характерным для нижнего бьефа является многократное изменение положения профиля нулевой температуры в течение периода

замерзания как вследствие колебания метеорологических условий, так и вследствие режима работы ГЭС. Так, например, в нижнем бьефе Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС в зиму 1963-64 г. происходило почти ежесуточное изменение положения профиля нулевой температуры. При этом много раз створ нулевой температуры приближался к плотине и удалялся от нее на расстояние 60—80 км. Основной причиной возвратных движений профиля нулевой температуры явилось резкое изменение метеорологических условий, а соответственно и уменьшение теплопотерь от 800 до 50 Вт/м^2. В ряде случаев имело место одновременное уменьшение теплопотерь от 250 до 100 Вт/м^2 и увеличение расходов воды от 3000 до 7000 м^3/с [65].

Большое влияние на положение профиля нулевой температуры оказывает глубина суточного регулирования. На Горьковской, Рижской, Плявинской и других ГЭС, работающих в остропиковом режиме, при отключении агрегатов в ночные часы профиль нулевой температуры приближается к плотине [50].

На Красноярской, Братской и других высоконапорных ГЭС регулирование тепловым стоком посредством изменения уровня водозабора способствует колебаниям положения профиля нулевой температуры в нижнем бьефе. При водозаборе поверхностных, более холодных, слоев воды из водохранилища тепловой сток существенно сокращается и профиль нулевой температуры приближается к плотине [50, 176].

Если охлаждение воды по длине нижнего бьефа определяется по формуле [137, 186]

$$t_x = (t_0 - \vartheta) \exp[-\alpha_a b x/(c\rho Q)] + \vartheta, \qquad (7.12)$$

то изменение положения профиля нулевой температуры при использовании поверхностного водозабора находится из уравнения

$$\Delta l = [c\rho Q/(\alpha_a b)] \ln[(\vartheta - t_{01})/(\vartheta - t_{02})], \qquad (7.13)$$

где t_{01} и t_{02} — температура воды.

Использование поверхностного водозабора на Красноярской ГЭС позволит сократить длину полыньи в нижнем бьефе в зимний период на 25—35 % [186].

От положения профиля нулевой температуры зависят размеры участков ледообразования, а также сроки и продолжительность ледовых явлений. Особенностью ледового режима нижних бьефов является формирование ледяного покрова за счет образования, накопления и смерзания шуги. Формирование ледяного покрова по длине нижнего бьефа происходит либо путем продвижения кромки льда снизу вверх по длине реки, т. е. путем постепенного заполнения водной поверхности льдом, поступающим с верхних участков, либо путем образования отдельных перемычек (в местах уменьшения скорости течения, а также у островов на повороте русла) и последующего замерзания водной поверхности между ними. Для нижних бьефов наиболее характерным является первый вариант, а второй наблюдается значительно реже и

главным образом в период уменьшения расходов воды при низкой температуре воздуха.

7.4.2. Движение кромки льда. Скорость движения кромки льда зависит от расхода льда, поступающего с верхних участков, и характера изменения уклонов водной поверхности в процессе формирования ледяного покрова в нижнем бьефе:

$$v_{\text{кр. л}} = q_{\text{л}}/[\omega\,(1 - I_{\text{з}}/I_0^{-0,3})].$$

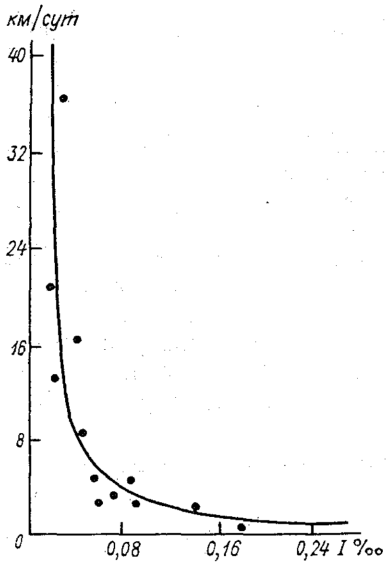


Рис. 7.9. Зависимость скорости перемещения кромки льда от уклона водной поверхности в нижнем бьефе Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС.

Наиболее вероятным местом формирования перемычки, от которой начинается движение кромки ледяного покрова, являются участки с уклонами водной поверхности 0,01—0,02 %. На этих участках кромка перемещается со скоростью более 20 км/сут. С увеличением уклонов водной поверхности по длине нижнего бьефа наблюдается закономерное уменьшение скорости ее движения (рис. 7.9). Так, например, в нижних бьефах волжских и ангарских ГЭС непрерывное движение кромки ледяного покрова прекращается при подходе ее к участкам с уклонами водной поверхности более 0,1 ‰. Стеснение русла льдом и шугой вызывает подпор уровня воды и способствует дальнейшему перемещению кромки льда. Естественно, наименьшая скорость движения кромки льда наблюдается при небольшой плотности теплового потока с водной поверхности в атмосферу и длине участка ледообразования менее суточного пробега. Кроме того, в процессе формирования ледяного покрова имеют место случаи сокращения участков ледообразования за счет ледяных перемычек, отсекающих часть ледопроизводящего участка. Так, например, в нижнем бьефе Братской ГЭС ежегодно наблюдается образование двух-трех перемычек, в результате чего сток шуги и льда не всегда увязывается по длине реки [48]. На Нижней Волге образование ледяных перемычек имеет место при больших колебаниях расходов воды в период замерзания нижнего бьефа. Неравномерность движения кромки льда также обусловлена неоднородностью гидравлических характеристик по длине нижнего бьефа. На плесах кромка перемещается быстрее, чем на перекатах. Заметно задер-

живается она на участках с повышенными скоростями течения при формировании зажорных скоплений. Скорость перемещения кромки льда на различных участках нижнего бьефа Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС изменяется от 1 до 35 км/сут (табл. 7.12). Примерно в таких же пределах изменяется скорость

Таблица 7.12

Скорость перемещения кромки льда в нижнем бьефе Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС

Участок	Длина участка км	Скорость, км/сут		
		средняя	наибольшая	наименьшая
После зарегулирования				
Волгоград—Астрахань	500		1000	12,9
До зарегулирования				
Волгоград—Сероглазовка	400	8,5	12,5	5,0
Сероглазовка—Черный Яр	187	21	66	6,8
Черный Яр—Каменный Яр	77	34	154	5,9
Каменный Яр—Светлый Яр	78	16	52	1,5
Светлый Яр—Волгоград	45	2,3	3,8	1,6

движения кромки льда в нижнем бьефе Братской ГЭС, т. е. от 0,9 до 22 км/сут (табл. 7.13).

Таблица 7.13

Скорость перемещения кромки льда в нижнем бьефе Братской ГЭС, км/сут

Расстояние от ГЭС, км	В естественных условиях	В зарегулированных условиях
300—200	24—30	9,3—22,0
200—100	12—14	1,7—6,1
100—50	4—5	2,2—7,2
50—20	14—40	0,9—2,5

В непосредственной близости к профилю нулевой температуры наступает стабилизация кромки. В течение зимы она меняет свое положение в зависимости от режима регулирования стока и погодных условий зимнего периода. Во время повышенных попусков отмечается срыв кромки и образование заторных скоплений на приплотинном участке нижнего бьефа.

Общее количество льда, образующегося при замерзании нижних бьефов, существенно увеличилось по сравнению с бытовыми условиями. В нижнем бьефе Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС

среднее количество льда увеличилось в 2,5 раза. Наименьшее количество льда на исследуемом участке составляло 73 млн. т. в период замерзания нижнего бьефа в зиму 1968-69 г. При этом перемещение кромки льда происходило со скоростью 16 км/сут. Наибольшее количество льда (168 млн. т) было затрачено на образование ледяного покрова в зиму 1963-64 г., характерную резкими изменениями температуры воздуха. В это время наблюдались колебания средних суточных расходов воды в пределах

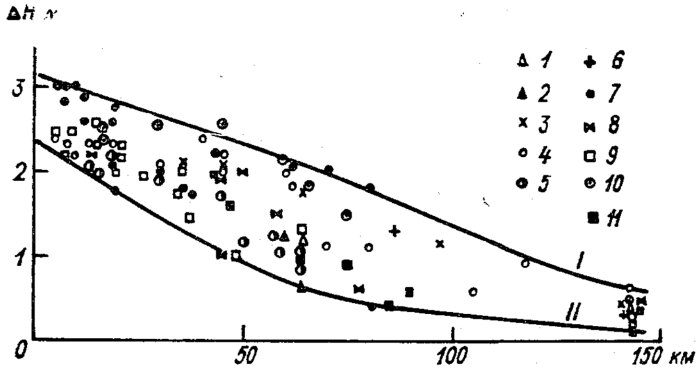


Рис. 7.10. Зависимость среднего суточного подпора уровня воды у Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС от положения кромки ледяного покрова в нижнем бьефе.

I, II — огибающие по наибольшим и наименьшим подпорам. *1—11* — соответственно зимы с 1960-61 по 1970-71 г.

2600—8000 м³/с. Формирование ледяного покрова сопровождалось образованием мощных зажоров. Средняя скорость продвижения кромки ледяного покрова по длине бьефа составила всего 4,6 км/сут.

Наличие ледяного покрова в нижних бьефах обусловливает снижение пропускной способности русла и вызывает подпор уровня воды. После зарегулирования стока изменились характеристики подпора уровня.

Анализ материалов многолетних наблюдений показал, что в условиях нижнего бьефа Горьковской ГЭС подпор уровня воды у плотины начинает сказываться в тот момент, когда кромка льда находится на расстоянии 120 км [50]. Подпор уровня воды у плотины Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС появляется при положении кромки на расстоянии 130—140 км (рис. 7.10).

Наибольшие подпоры уровня имели место при образовании мощных зажорно-заторных скоплений у г. Волгограда: 3,3 м — при нормальной нагрузке ГЭС и 4,7 м — при сокращенной (в выходные дни) [64]. Несколько бóльшие подпоры уровней отмечаются при перемешивании кромки льда у гидрологического поста Светлый Яр: до 4 м — при полной нагрузке ГЭС и до 5 м — при сокращенной. В отличие от естественных условий наибольшие

подпоры уровня воды в нижнем бьефе наблюдаются в начале ледостава, на 1—10-е сутки.

Со второй половины зимы кромка льда начинает постепенно отступать вниз по течению со скоростью 2,3—30 км/сут. Особенно увеличивается скорость отступления кромки при больших попусках ГЭС.

Вскрытие нижних бьефов происходит на 1—2 мес. раньше, чем вскрытие реки в естественных условиях.

7.5. Зажоры и заторы на зарегулированных участках рек

7.5.1. Зажоры в нижних бьефах. Формирование ледяного покрова в нижних бьефах на участках с большими уклонами происходит путем образования зажоров. Морфологические особенности в сочетании с гидрометеорологическими условиями и режимом работы ГЭС определяют интенсивность и последовательность развития зажорных явлений по длине нижнего бьефа.

Местами образования зажоров, как и в бытовых условиях, являются участки с резким изломом продольного профиля — от большого уклона к малому, крутыми поворотами, мелями и другими препятствиями в руслах рек.

Гидравлические условия зажорных участков характеризуются значениями числа Фруда, бо́льшими критического, т. е.

$$\mathrm{Fr} = v/\sqrt{gh} > \mathrm{Fr}_{кр} = 0{,}154\sqrt{1-\varepsilon_{зж}}.$$

В зависимости от пористости шуговых образований $0{,}06<\mathrm{Fr}<0{,}12$. Во время замерзания нижнего бьефа при подходе кромки льда к участку с повышенными уклонами образования ледяного покрова путем остановки, примыкания друг к другу и смерзания льдин, комьев шуги или венков затрудняется. Подпор уровня воды, создаваемый однослойным ледяным полем становится недостаточным для дальнейшего перемещения кромки льда.

Непрерывно подплывающие с верхних участков массы шуги и льда увлекаются потоком под ледяной покров, а также задерживаются у кромки, формируя шуговой покров, способствующий повышению уровня воды, снижению уклонов и скорости течения. При последующих попусках неокрепший шуговой покров теряет устойчивость под влиянием нарастания влекущего усилия потока и давления поступающего льда. Возникают подвижки, в результате которых происходит утолщение ковра и уплотнение шуговых масс до тех пор, пока не наступит новое состояние равновесия между действующими силами и внутренним сопротивлением образовавшегося зажорного скопления. Стеснение русла шугой и льдом вызывает подъем уровня воды и дополнительный подпор, обеспечивающий дальнейшее перемещение кромки льда. В местах выклинивания подпора уровня воды возможна остановка кромки и формирование второго зажорного скопления. На участках нижних бьефов с большими уклонами и скоростями течения образование ледяного покрова сопровождается формированием каскада

зажоров различной мощности. Иногда зажоры образуются в течение всей зимы вследствие интенсивного шугообразования в приплотинной полынье.

С увеличением объема и продолжительности попусков увеличивается мощность зажорных скоплений.

Оценка количества льда на зажорных участках производится на основании данных расчета и измерений в нижних бьефах. Для этой цели используется метод теплового баланса с учетом гидрологических и морфологических характеристик зажорного участка [121]. По данным о стоке шуги и льда за период формирования зажора определяется масса льда. Сток шуги рассчитывается по формулам (2.30) или (9.40)—(9.44).

Кроме того, для определения количества льда в зажорном скоплении в качестве расчетного применяется метод, предложенный Б. В. Проскуряковым и В. П. Берденниковым [147]. Этот метод, основанный на применении опорных кривых, по данным об уровнях и расходах позволяет определять мощность шуговых скоплений, а также распределение льда в зажоре. Опорные кривые представляют собой семейство кривых, выражающих зависимость пропускной способности русла от уровня воды как для открытых, так и для закрытых льдом речных потоков.

С помощью уравнения движения составляется уравнение пропускной способности русла при наличии ледяного покрова в виде

$$Q^2/(\Delta z) = R^{4/3}(\omega - bh_{зж})^2/(n_{пр}^2 l) = f(z_{ср},\ h_{зж}), \qquad (7.14)$$

где Δz — падение свободной поверхности на расчетном участке.

Интегральный график функции $f(z_{ср},\ h_{зж})$ является опорной кривой. Расчет зажорных скоплений по этому методу производится на основании данных гидрологических постов, расположенных на расстоянии от 2 до 5 км друг от друга. Сравнение расчетных данных о количестве льда в зажорных скоплениях нижних бьефов [47, 146] с измеренными показало, что вычисленные значения [63, 64] удовлетворительно согласуются с данными непосредственных измерений (табл. 7.14).

В нижних бьефах волжских, днепровских и ангарских ГЭС среднее количество льда в зажорных скоплениях составляет 5—10 млн. т, а наибольшее достигает 24—28 млн. т. Длина зажорных участков не превышает 10 км. Зашугованность русла составляет 50—70 %. Поверхность зажоров торосистая, с высотой торосов до 3 м. Отмечаются навалы льда на берегах высотой 3—4 м [50, 63, 135].

Уменьшение длины шугопроизводящего участка в нижнем бьефе по сравнению с естественными условиями отразилось на длительности формирования зажоров. После сооружения Иркутской ГЭС средние расходы льда, поступающего к Усть-Кудинскому зажору, уменьшились до 5 т/с вместо 12—50 т/с в естественных условиях. В связи с этим длительность формирования зажора мощностью $7 \cdot 10^6$ т увеличилась примерно вдвое и составляет 3—6 сут в зависимости от теплообмена воды и льда с атмосферой.

Таблица 7.14

Характеристика зажоров в нижних бьефах ГЭС

Река, ГЭС	Участок зажора	Длина зажора, км	Наибольшая толщина льда и шуги, м	Количество льда в зажоре, 10^6 т	Расход воды при формировании зажора, м³/с	Зажорный подъем, м	Время образования зажора, ч	Высота торосов, м
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Волга, Волжская ГЭС им. XXII съезда КПСС	Черный Яр	3—5	5	4,1—12	5—7000	2—3	24—28	1,8
То же	Каменный Яр	4—8	5	10—20,4	6—8000	2—3	24—72	1,6
„	Поповицкий перекат	3—5	3	5—7	6000—8000	3	26	1,0
„	Каменная гряда	8—10	5	26,9	7000	3,5	—	—
„	Волгоград	6	2,9	16,8	13 000—5000	3,6	—	1,8
Ангара, Иркутская ГЭС	Городской	3		2,01	2000—1700	4,6	—	—
То же	Подголодно-Жилпинской	5	3,0	4,04	2000—1700	4,25	—	—
„	Боковский	6,1—8,2	4,0	4,5—8,4	1000—2000	4,90	—	—
„	Усть-Кудинская	6,0	5,0	6,60	1000—2000	4,17	78—150	—
„	Грановский	5,5		3,32	2000—1600	4,10	—	—
Ангара, Братская ГЭС	Невон — Толстый мыс	10—6,8	5—8,0	10—24	2400—2300	7,83—7,68	32—292	1,2—3,0

Увеличилась также длительность формирования Боковского зажора, находящегося в 16 км от плотины Иркутской ГЭС [48, 50]. Общее количество льда в зажорных скоплениях в нижнем бьефе Иркутской ГЭС мало изменилось в связи с тем, что расходы воды в период зажорообразования почти не отличаются от расходов воды, наблюдавшихся в бытовых условиях. В то же время в нижнем бьефе Красноярской ГЭС, Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС и других расходы воды в период зажорообразования увеличились в 2—3 раза по сравнению с естественными, соответственно увеличилось и количество льда в зажорных скоплениях.

По данным непосредственных измерений на Волге и Ангаре, мощные зажоры, как правило, формируются на участках рек с наибольшими уклонами. На участках Нижней Волги общий уклон водной поверхности относительно невелик (0,05—0,06 ‰), однако в местах сосредоточенного падения уклоны достигают 0,2—0,5 ‰. В аналогичных случаях на Ангаре уклоны изменяются от 0,6 до 2 ‰.

Скорость перемещения кромки льда на зажорных участках нижнего бьефа колеблется от 0,1 до 5 км/сут вместо 8—10 км/сут в естественных условиях [50, 64]. Минимальная скорость перемещения кромки льда отмечается при формировании зажоров на приплотинном участке.

В процессе формирования зажора колебания стока и погодных условий приводят к нарушению равновесия и устойчивости зажорных скоплений. При недостаточной прочности льда возникают подвижки, в результате которых скопления либо разрушаются, либо уплотняются, вызывая дополнительный подъем уровня воды. При максимальных попусках в период мягких погодных условий происходит восстановление пропускной способности русла в течение некоторого промежутка времен вследствие повышения напора воды, а также из-за размыва зажорных скоплений и отступления кромки вниз по реке. Однако в условиях низкой отрицательной температуры воздуха в период зажорообразования отмечается промерзание зажорных скоплений, способствующее стеснению русла, под влиянием которого пропускная способность в течение бóльшей части зимнего периода не восстанавливается [50, 63, 65].

Закономерности зажорного подъема уровня воды определяются режимом попусков, русловой вместимостью зажорного участка и интенсивностью шугообразования в нижних бьефах. Зажорные уровни являются следствием стеснения русла ледяными образованиями. Чем больше объем зажорных скоплений, тем выше подъемы уровня воды (рис. 7.11). Вместе с этим последний увеличивается соответственно увеличению объема и продолжительности попусков. Анализ данных натурных исследований показал, что в нижних бьефах волжских ГЭС коэффициенты корреляции зависимостей зажорных уровней от расходов воды имеют значение 0,94 и выше [63, 65]. На постах Светлый Яр, Каменный Яр, Красноармейск при увеличении расходов воды от 4000 до 8000 м^3/с зажорный подъем уровня воды увеличивается на 2,5—3,5 м

(рис. 7.12 *а*). В нижнем бьефе Иркутской ГЭС при увеличении расходов попуска от 1500 до 2500 м³/с зажорный подъем уровня воды увеличивается на 2,0—2,5 м (рис. 7.12 *б*).

В случае отсутствия данных гидрометрических измерений для определения зажорного уровня воды в нижнем бьефе применяется зависимость его от глубины у верхней кромки зажора (3.22).

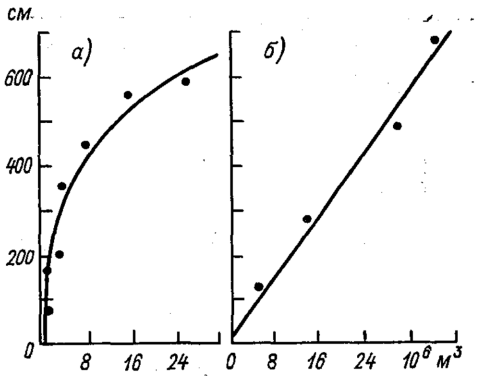


Рис. 7.11. Зависимость подъема уровней воды от объема зажорных скоплений.

а — р. Волга, *б* — р. Ангара.

При сравнении вычисленных и измеренных значений зажорных уровней воды в нижнем бьефе Волжской ГЭС им XXII съезда КПСС за многолетний период получен удовлетворительный ре-

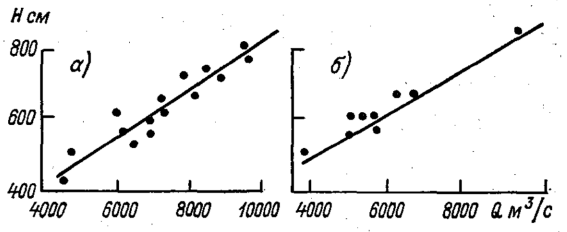


Рис. 7.12. Зависимость максимальных зажорных уровней от расходов воды. р. Волга.

а — Светлый Яр; *б* — Каменный Яр.

зультат (табл. 7.15). Среднее квадратическое отклонение между ними ±48 см.

Изменение максимальных зажорных уровней воды в нижних бьефах по сравнению с естественными условиями не является однозначным для различных рек и зависит от того, как изменились расходы воды в период замерзания. Так, например, в нижнем бьефе Иркутской ГЭС зажорные уровни воды почти не изменились, а в нижнем бьефе Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС они повысились на 150—250 см. Наибольшие превышения естественных зажорных уровней наблюдаются в нижнем бьефе Красноярской ГЭС, 250—580 см [50].

Введение ограниченных попусков на период замерзания нижних бьефов способствует снижению зажорных подъемов в целях предотвращения затопления территорий.

7.5.2. Заторы в нижних бьефах. Развитие заторных процессов в нижних бьефах происходит во время повышенных попусков

Таблица 7.15

Зажорные уровни воды р. Волги у п. Светлый Яр

Зима	Расход воды, м³/с	Зажорный уровень, см		
		измеренный	расчетный (3.22)	расчетный (3.9)
1960-61	4750	497	520	400
1962-63	7590	725	705	695
1963-64	7670	713	710	715
1964-65	6970	558	680	660
1966-67	5910	606	630	502
1967-68	6070	504	636	510
1968-69	6230	559	640	610
1969-70	7930	656	715	690
1970-71	7020	608	685	660
1971-72	8360	638	725	710
1972-73	6600	562	640	620
1973-74	6910	700	670	660
1975-76	7600	626	700	715
1976-77	8160	712	715	725
1977-78	7230	692	690	680
1978-79	8500	744	730	740
1979-80	9080	762	740	740

в результате нарушения гидродинамической устойчивости и срыва кромки. В этих условиях число Фруда, характеризующее гидродинамическую устойчивость кромки льда, больше критического [207]:

$$\mathrm{Fr} = v/\sqrt{gh} > \mathrm{Fr}_{кр} = (1 - \Delta h_{зт}/h_{зт})\sqrt{[2(\rho - \rho_л)/\rho](1 - \varepsilon_{зт})\Delta h_{зт}/h_{зт}}.$$

Влияние волн попусков на устойчивость кромки льда определяется в зависимости от объема и продолжительности попуска. Как известно, на реках с относительно малыми попусками по сравнению с русловой вместимостью, распластывание волн происходит довольно быстро, и, наоборот, при относительно больших попусках волна распространяется на большое расстояние. Коэффициент распластывания волн попуска существенно увеличивается при наличии ледяных образований в русле, особенно на зажорных участках нижнего бьефа. Соответственно изменению расходов воды в нижних бьефах происходит и колебание уровня воды.

В зимний период амплитуда колебаний уровня воды в нижних бьефах непосредственно у плотины достигает 2—3 м (табл. 7.16). По мере продвижения вниз по течению она уменьшается по экспоненциальному закону [48]:

$$A_l = A_0 \exp(-\zeta l/\tau_п), \qquad (7.15)$$

где A_0 и A_l — соответственно амплитуда колебания уровня воды у плотины и на расстоянии l км от ГЭС; $\tau_п$ — длительность по-

Таблица 7.16

Наибольшая амплитуда колебания уровня воды в нижних бьефах ГЭС в зимний период

ГЭС	Амплитуда колебания уровня воды, см
Иваньковская	130
Волжская им. В. И. Ленина	230
Новосибирская	200
Нижнесвирская	200
Волжская им. XXII съезда КПСС	280
Горьковская	160
Братская	200

пуска, ч; ζ — коэффициент интенсивности распластывания волн попуска, зависящий от морфологического строения русла и от уклона.

Пределы суточного регулирования в зимний период для Красноярской ГЭС достигают 200 км, для Волжской ГЭС им. В. И. Ленина — 150 км, для Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС — 100 км, для Нижнесвирской — 60 км и для Иваньковской — 40 км [48]. Возможные колебания уровней воды на различных участках по длине нижних бьефов в зависимости от продолжительности и объема попусков приведены в табл. 7.17, из которой можно заключить, что влияние волн попуска на устойчивость кромки ледяного покрова может иметь место на участке нижнего бьефа в пределах суточного времени добегания. В соответствии с этим определяется местоположение участков заторообразования в нижних бьефах.

При прохождении волн попусков колебания уровней воды и повышенный скоростной режим приводят к появлению трещин, потере сплошности ледяного покрова и срыву кромки. Разрушение кромки происходит на гребне волны, идущей под ледяным покровом. Началом процесса разрушения является образование вдольбереговых трещин при подъемах уровня воды, превышающих максимальный прогиб ледяного покрова. Критический подъем уровня воды определяется в зависимости от толщины и прочности ледяного покрова с учетом условий попуска по формуле [13]

$$H_{кр} = k\sigma\sqrt{h_л/(\rho g\overline{E})}. \qquad (7.16)$$

Значения критического подъема уровня воды при различных метеорологических условиях, вычисленные по формуле (7.16), приведены в табл. 7.18, из которой следует, что образование вдольбереговых трещин может происходить при подъемах уровней воды больше и меньше толщины ледяного покрова. Различие между вычисленными и измеренными значениями критического подъема уровня воды в нижних бьефах волжских ГЭС небольшое. Так, по

Таблица 7.17

Распластывание волн попуска в нижних бьефах [48]

ГЭС	Длительность попуска, ч	Расход попуска, м³/с		$K=\frac{Q_{макс}}{Q_0}$	Амплитуда колебаний уровня в нижнем бьефе, м	$\alpha=\frac{Q_{макс}-Q_0}{\tau}$
		Q_0	$Q_{макс}$			
Иваньковская	3,7	7,0	281,5	40,2	1,78	75,0
Красноярская	3,0	950	4620	4,9	3,34	1223
Волжская им. В. И. Ленина	14	1680	7500	4,5	2,04	418
Камская	13	1000	2500	2,5	1,37	108
Нижнесвирская	4	14	1080	77,0	1,70	266
Волжская им. XXII съезда КПСС	4	3500	8500	2,4	1,06	1250

ГЭС	Амплитуда колебаний уровня в долях максимальной на участке, расположенном от ГЭС на расстоянии, км												
	2	5	10	15	20	25	30	40	50	60	80	100	120
Иваньковская	0,91	0,77	0,54	0,34	0,24	0,19	0,13	0,08					
Красноярская	0,94	0,87	0,76	0,66	0,59	0,54	0,48	0,40	0,33	0,26	0,16	0,11	0,09
Волжская им. В. И. Ленина	0,96	0,90	0,81	0,74	0,67	0,61	0,54	0,43	0,32	0,24	0,16	0,13	0,11
Камская	0,96	0,93	0,87	0,81	0,75	0,68	0,63	0,51	0,41	0,34	0,29	0,27	
Нижнесвирская	0,90	0,80	0,67	0,54	0,45	0,37	0,30	0,20	0,13	0,08			
Волжская им. XXII съезда КПСС		0,95		0,87	0,76			0,41		0,29		0,13	0,08

Таблица 7.18

Расчетные значения подъема уровня, см

Толщина льда, см	Температура воздуха, °С	
	—2	—15
10	12/6	26/13
15	16/8	36/18
20	18/9	43/22
25	20/10	47/24
30	23/11	51/26
50	32/14	64/32

Примечание. В числителе — подъем уровня при неполном скреплении льда с берегами, в знаменателе — при частичном скреплении льда с берегами.

данным наблюдений, в нижнем бьефе Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС в зиму 1971-72 г. при положении кромки ледяного покрова в 32 км от плотины ГЭС образование вдольбереговых трещин происходило при подъемах уровня воды 28—32 см (расчетное значение 24 см). В нижнем бьефе Рыбинской ГЭС появление вдольбереговых трещин наблюдалось при повышениях уровня воды на 30—32 см (расчетное 36 см) [66].

На тех участках нижнего бьефа, где подъемы уровня воды превышают толщину ледяного покрова, вслед за образованием береговых трещин ледяной покров поднимается вместе с уровнем воды и работает под нагрузкой, как полубесконечная плита, лежащая на упругом основании. При больших попусках на участках интенсивного подъема уровня воды разрушение кромки относительно небольшой толщины (до 30 см) происходит вследствие потери продольной устойчивости под влиянием изгиба в связи с тем, что в этих случаях критическое напряжение при продольном изгибе меньше предела прочности льда на сжатие. Под влиянием волн попуска ледяной покров изгибается, образуя волны выпучивания, и разламывается на ледяные поля размерами, близкими к длине полуволны при минимуме критической силы [92]:

$$\Phi = \pi \sqrt[4]{EI/k_{\text{у. о}}}. \qquad (7.17)$$

При этом критическое значение продольной нагрузки определяется из выражения

$$P_{кр} = 2\pi^2 EI/\Phi^2, \tag{7.18}$$

полученного при решении уравнения баланса энергии деформации стержня в упругой среде с учетом формы изогнутой оси стрежня.

Путем деления $P_{кр}$ на соответствующую площадь поперечного сечения могут быть получены значения внутренних напряжений, соответствующих критическим силам:

$$\sigma_{кр} = \sqrt{Eh_л k_{у.о}/(3b)}. \tag{7.19}$$

С увеличением толщины льда роль продольного изгиба в разрушении ледяного покрова уменьшается, так как напряжения во льду достигают предельных значений при меньших горизонтальных силах, чем продольный изгиб, вследствие развития пластических деформаций.

Воспользовавшись данными за интенсивностью подъема уровня воды при попусках, можно определить, при какой толщине льда происходит разрушение ледяного покрова.

Для всего диапазона расходов воды при попусках Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС кромка является устойчивой, если толщина льда больше 40 см. При малой начальной толщине льда (8—10 см) потеря устойчивости кромки ледяного покрова происходит при любом попуске.

Под влиянием водного потока и ветра на участках разрушения ледяных полей возникают подвижки и развиваются процессы торошения и сжатия льдов. Происходит по существу переформирование кромки ледяного покрова за счет динамического увеличения толщины льда в соответствии с морфологическими и гидравлическими характеристиками участка, а также метеорологическими условиями зимнего периода. Преобладают подвижки, приводящие к смещению кромки ледяного покрова на небольшое расстояние. Однако при резком увеличении объема попусков развиваются подвижки, захватывающие участки до 20 км. Продолжительность таких подвижек 2—3 ч. Размеры подвижек зависят от соотношения сил, способствующих и препятствующих движению льда. К первым из них относятся силы трения воды и воздуха на нижнюю и верхнюю поверхности ледяного покрова (P_1, P_2) и соответствующая силам тяжести в направлении потока (P_3), а к числу вторых — силы сопротивления берегов (P_4) и кромки ненарушенного ледяного покрова (P_5). Начинаются подвижки при условии

$$P_1 + P_2 + P_3 > P_4 + P_5. \tag{7.20}$$

Общую гидро- и аэродинамическую нагрузки на ледяные поля в результате трения водяного и воздушного потока на границах вода — лед и воздух — лед можно представить в виде уравнений (5.17) и (5.18).

Учитывая график недельного режима работы ГЭС, можно предположить, что наиболее вероятна подвижка на участке пере-

мещения кромки в первые дни недели из-за резкого увеличения попусков при малой начальной толщине ледяного покрова, образующегося в период пониженных нагрузок (в выходные дни).

Располагая данными Q, v, H, $h_л$, можно оценить значение сил, способствующих подвижкам, и выявить условия, при которых подвижки возникают. Так, например, в нижнем бьефе Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС при изменениях расходов воды от 4000 до 10 000 м^3/с на участках р. Волги шириной 1000 м скорость течения увеличивается от 0,7 до 1,2 м/с. В этих условиях возможны подвижки при толщине льда до 30 см. При подвижках происходит дальнейшее разрушение ледяных полей на льдины и развиваются процессы торошения, подныривания и подвертывания льдин в зависимости от кинетической энергии, скорости и размеров льдин, а также относительной глубины ($h_л/h$). На участке нижнего бьефа, примыкающем к плотине, при больших попусках и малой толщине льда преобладают в основном подныривание и нагромождение льдин.

В процессе движения льдины, обладающие различным запасом кинетической энергии, сталкиваются друг с другом, в результате чего некоторые из них теряют устойчивость и под напором льдин с бóльшей кинетической энергией опрокидываются на ребро и разламываются на части.

В тех случаях, когда кинетическая энергия подплывающих льдин недостаточна для разрушения, происходит наползание одних льдин на другие и их торошение, т. е. частичное погружение в воду под углом к ее поверхности и закрепление их в этом положении упором других льдин. Передняя кромка льдин поднимается на высоту, определяемую массой льдин m и начальной скоростью ее движения $v_н$, т. е.

$$\Delta H = mv_н^2/(2m_2g), \qquad (7.21)$$

где m_2 — масса поднятой части льдины.

Развитие процесса торошения либо усиливается, либо ослабляется в зависимости от скорости и направления ветра.

В процессе подвижек кромка отступает и происходит динамическое утолщение ледяных образований. Дальнейшее увеличение расходов воды способствует формированию сплошного поля битого льда удвоенной или утроенной начальной толщины в зависимости от условий попуска. По существу формируется ледяное поле толщиной и плотностью упаковки льдин, соответствующих условиям нового равновесия между силами сопротивления и деформации.

Непосредственно у кромки ненарушенного ледяного покрова в процессе изменения гидродинамической устойчивости кромки битого льда в результате взаимодействия между льдом и потоком происходит подныривание, торошение и нагромождение льдин, что приводит к формированию заторного скопления. По мере накопления льда увеличивается давление сжатия, способствующее перераспределению масс льда в заторном скоплении. Кроме сил,

действующих в направлении потока, возникает распор, т. е. часть нагрузки начинает передаваться на берега. Сопротивление, оказываемое берегами, зависит от формы берегов и крутизны склонов. На участках с пологими берегами поля разрушаются от изгиба или среза под действием вертикальных составляющих контактных усилий. На участках с крутыми берегами наиболее вероятно разрушение кромки ледяного поля от среза. Подвижки сопровождаются навалами льда на берега. Устойчивость заторных скоплений определяется в зависимости от максимальных расходов воды при попуске, морфометрических характеристик заторного участка, толщины и прочности льда. Граничное условие статического равновесия заторного скопления можно записать уравнением [208]

$$h_{зт}\sqrt[4]{b}/(\mu\sqrt{Q}) = M. \qquad (7.22)$$

Значения коэффициентов μ и M изменяются в зависимости от морфологических особенностей русла, возможного удлинения смоченного периметра под влиянием скоплений, а также степени стеснения русла льдом, характеризуемое отношением толщины заторных скоплений к глубине наполнения русла. В свою очередь это отношение зависит от морфологических характеристик участка реки. Устойчивость затора сохраняется до тех пор, пока не изменится режим попусков. Если выражение левой части меньше 2,36, затор не может противодействовать давлению и разрушается. Форсирование попусков может привести к превышению напряжения сжатия над внутренним сопротивлением скопления льдин и вызвать либо разрушение скопления и отступление кромки вниз по реке, либо упрочнение его путем увеличения толщины скоплений.

Следует остановиться на результатах натурных наблюдений за условиями образования заторных скоплений при перемещении кромки ледяного покрова в нижнем бьефе Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС, выполненных Волгоградским ГМО. Анализ данных многолетних наблюдений (табл. 7.19) показал, что в нижнем бьефе срыв кромки имеет место, если энергия потока превышает сопротивляемость ледяного покрова. В зависимости от объема и длительности попуска в одних случаях теряется сплошность ледяного покрова и при подвижках формируется однослойное поле слегка всторошенного льда (1960-61, 1962-63, 1968-69, 1970-71 гг.), в других — происходит переформирование кромки льда путем динамического утолщения ледяных образований (1964-65, 1969-70 гг.), а в тех случаях, когда амплитуда колебания уровня воды при попусках в 3—4 раза превышает толщину льда кромки, на участке нижнего бьефа образуются заторные скопления (1963-64, 1966-67, 1967-68, 1971-72, 1972-73, 1977-78 гг.).

Кромка является устойчивой, если она формируется при расходах воды и метеорологических условиях, обеспечивающих необходимую толщину и прочность ледяных образований. В зависимости от погодных условий зимнего периода заторы формируются на различных участках по длине бьефа. В теплую зиму они обра-

Таблица 7.19

Характеристика разрушения кромки льда в нижнем бьефе Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС

Дата	Расход воды, м³/с		Расстояние кромки от плотины ГЭС, км	Толщина льда кромки, см	Ледовая обстановка
	максимальный	средний суточный			
2/II-61	8 500	4780	64	22	Подвижка
9/II-61	10 000	4310	62	24	Подвижка, отступление кромки
18/II-63	12 600	7580	17	25	Подвижка
24/II-63	12 000	7530	19	30	„
25/I-64	12 000	7800	64	16	Срыв кромки у Светлого Яра, затор
18/II-64	7 500	6000	8		Подвижка
24/II-64	13 300	8000	10	32	„
3/II-65	12 900	7180	45	16	Срыв кромки у Красноармейска (переформирование)
3/III-65	10 000	5960	8	26	Подвижка
2/I-67	13 000	5420	14	8—10	Срыв кромки, затор
25/I-67	15 000	7930	18	47	Подвижка
26/I-68	13 300	6950	45	19	Срыв кромки, затор
19/II-68	13 000	5630	14	40	Подвижка
6/I-69	12 300	4420	64	25	„
21/I-69	12 300	7140	19	18—20	„
11/II-70	12 300	7800	19	20	Подвижка, срыв кромки, переформирование
16/II-71	12 000	7020	64	25	Подвижка
17/II-71	12 300	7180	62	25	Подвижка (переформирование)
19/I-72	15 050	9000	64	10—15	Срыв кромки, затор
24/I-72	13 100	7250	25	28	Подвижка льда, промоины
6—7/II-74	15 000	7840	15	18	Подвижка, срыв кромки
10/II-76	11 900	7650	18	10	Срыв кромки

зуются при больших попусках в результате разрушения кромки ледяного покрова, находящейся на расстоянии 60—70 км от плотины ГЭС. Местом образования заторов бóльшей частью является участок в 3,5 км ниже Светлого Яра. Наибольший затор наблюдался в зиму 1971-72 г., во время которого уровень воды на гидрологическом посту Светлый Яр достиг 780 см (всего на 47 см ниже наивысшего, наблюдавшегося в весенний паводок).

В холодную зиму заторы образуются преимущественно на приплотинном участке вследствие резких попусков и малой толщины

ледяного покрова. Так, в зиму 1966-67 г. затор мощностью $16{,}8 \cdot 10^6$ т льда образовался в 14 км от плотины ГЭС, вызвав подпор уровня воды около 3,4 м.

Увеличение расходов воды в период формирования заторов способствует перераспределению масс льда и увеличению мощности затора, что приводит к резкому снижению зимних коэффициентов.

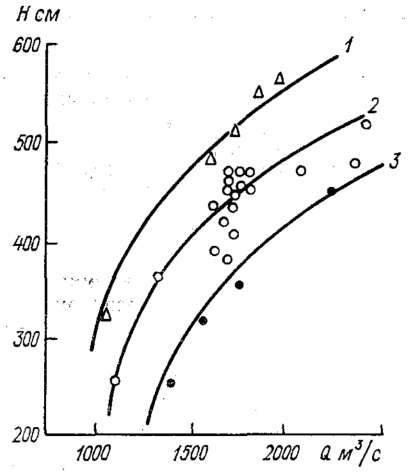


Рис. 7.13. Зависимость максимальных заторных уровней от расходов воды. р. Ангара.

1 — Боково; *2* — Ангарск, *3* — Усть-Балей.

Уменьшение водопропускной способности при стеснении русла заторными скоплениями сопровождается подъемом уровня воды. Наибольший заторный уровень воды находится в прямой зависимости от максимального расхода воды в период его формирования (рис. 7.13).

Таким образом, формирование заторов в нижних бьефах является следствием динамического разрушения и срыва кромки льда при повышенных попусках на участке, в пределах которого при попусках амплитуда колебания уровня воды в 3—4 раза больше толщины льда кромки.

Заторы образуются на стыке ненарушенного ледяного покрова и раздробленного поля под влиянием действия сил потока и давления ледяного поля, превышающего сопротивление льда. Увеличение попусков в процессе развития заторных явлений способствует повышению мощности затора и подъему уровня воды.

7.5.3. Зажоры и заторы в зоне выклинивания подпора уровня воды водохранилища. Своеобразием морфологических и гидрологических условий определяется режим замерзания и вскрытия одиночных водохранилищ и находящихся в верхнем звене каскада в местах перехода от реки к водоему. Наличие перелома продольного профиля, повышенные уклоны и скорости течения на речном участке в сочетании с колебаниями режима попусков ГЭС обусловливают развитие зажорных явлений при образовании ледяного покрова и заторных при его разрушении.

Верхний участок водохранилища замерзает раньше, чем река, вследствие меньшей динамичности водных масс при одинаковом теплообмене водной поверхности с атмосферой. Поступающая из реки шуга постепенно замедляет свое движение и останавливается у кромки. Под влиянием влекущего усилия потока и давления нарастающего шугового слоя происходит частичный взлом тонкого ледяного покрова, торошение шуговых образований и льдин, а также увеличение шуги под кромку. Стеснение водного сечения льдинами увеличивается до тех пор, пока не установится подпор уровня воды, необходимый для перемещения кромки льда вверх по течению. На участках с большими уклонами перемещение ее сопровождается образованием зажоров.

Из года в год мощность зажорных скоплений меняется в зависимости от водности реки и погодных условий осенне-зимнего периода. В условиях низкой отрицательной температуры воздуха и относительно небольших расходов воды формируются зажоры небольшого объема, но достаточно большой прочности в результате интенсивного образования и смерзания шуги. Такие случаи неоднократно отмечались при перемещении кромки льда в зоне выклинивания подпора уровня воды Новосибирского водохранилища [114], Мамаканского и Вилюйского [48, 50], Кегумского и Плявинского [25, 135], Каунасского [50, 135] и Днестровского [88]. При больших расходах воды и сравнительно теплых погодных условиях (температура воздуха —3... —6 °С) формируются мощные зажорные скопления, вызывая большие подъемы уровня воды.

Анализ данных многочисленных измерений количества льда в зажорах на участке выклинивания подпора уровня воды водохранилища Плявинской ГЭС, выполненный ГМО Латвийской ССР [135], показал наличие достаточно тесной связи между расходами воды и объемом льда в зажорных скоплениях. При увеличении расходов воды от 300 до 800 м^3/с объем зажорных скоплений увеличивается от 4,5 до 14,5 млн. м^3 (табл. 7.20). Наибольший объем льда в зажоре наблюдался в зиму 1980-81 г., отличающуюся неустойчивыми погодными условиями, большой водностью и поздним замерзанием средней и верхней частей реки. Естественно, чем больше объем зажорных скоплений, тем больше стеснение русла шугой и тем выше зажорный уровень воды (рис. 7.14). Причем максимальный зажорный уровень воды наблюдался в зиму 1980-81 г.

Такой же характер связи между расходами воды и зажорными уровнями отмечается при образовании зажорных скоплений в зоне выклинивания подпора уровня воды Каунасского водохранилища, Мамаканского, Новосибирского, Вилюйского и др.

Зажорные подъемы уровня воды в среднем составляют 2—3 м, но максимальные из них достигают 4—5 м (р. Мамакан, 1970 г.; р. Днестр, 1968 г.; р. Западная Двина, 1981 г.), причем они превышают зажорные подъемы уровня воды, измеренные на исследуемых участках до зарегулирования стока. Увеличилась и

повторяемость зажорных явлений до 80—100 % вместо наблюдавшейся ранее 60—80 %.

Зажорные участки, как правило, являются очагами формирования заторных скоплений при вскрытии реки и даже в тех случаях, когда зона выклинивания подпора уровня смещается вниз по течению вследствие зимней сработки уровня воды водохранилища [50, 114].

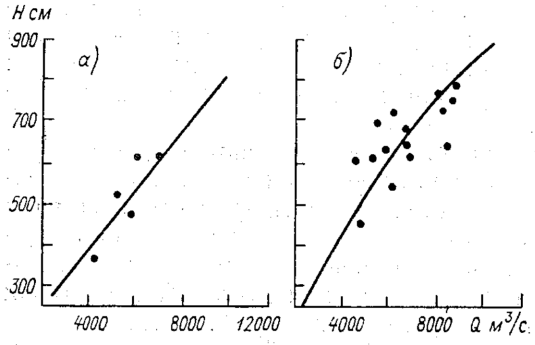


Рис. 7.14. Зависимость максимальных зажорных уровней от расхода воды.

а — Волгоград, *б* — Светлый Яр.

Условия образования заторов отличаются от бытовых не только особенностями суточного и недельного регулирования стока, но и наличием предпаводочной сработки уровня воды в целях предотвращения максимальных заторных подъемов уровня воды и возможного затопления населенных пунктов и промышленных объектов [48, 50, 165].

Таблица 7.20

Гидрометеорологические условия периода замерзания р. Западной Двины у г. Плявиняс

Зима	Характеристики шугохода			Отрицательная температура воздуха, °С		Средний расход воды, м³/с
	период	количество суток	объем шуги, млн. м³	средняя за период	сумма за период	
1967-68	28 XI—9 XII	12	5,6	3,5	42	292
1968-69	15 XI—17 XI	3	4,4	12,0	36	176
1969-70	9 XII—19 XII	11	11,8	6,9	76	713
1970-71	3 XII—20 XII	18	4,8	1,8	32	326
1971-72	31 XII—7 I	8	7,1	8,0	64	397
1972-73	24 XII—28 XI	5	3,5	8,0	42	351
1973-74	22 XI—29 XII	8	2,3	4,0	30	168
1974-75	2 I—2 II	32	8,9	1,8	64	769
1975-76	22 XI—23 XI	2	1,9	8,0	16	74
1976-77	15 XII—18 XII	4	4,2	10,3	41	217
1977-78	1 XII—6 XII	6	6,0	7,8	46	435
1978-79	6 XII—14 XII	9	11,7	8,0	72	526
1979-80	10 XII—15 XII	6	4,3	8,1	49	270
1980-81	29 XI—8 XII	10	10,0	3,0	30	580
1981-82	16 XII—11 I	27	21,5	1,7	46	820

Кроме того, в зоне выклинивания подпора уровня завершается процесс вскрытия речного участка и здесь сосредотачивается вся масса льда, пришедшая с верхних участков.

Заторы образуются большей частью после прорыва верхнего по течению заторного скопления. Перемещение волны прорыва вместе с заторными скоплениями сопровождается взломом ледяного покрова и интенсивным торошением масс льда, обладающих различным запасом энергии. На зажорном участке вскрытие задерживается из-за повышенной толщины ледяного покрова, а также более высокого гидравлического сопротивления оставшихся в русле зажорных скоплений. Непосредственно у кромки формируется заторное скопление путем подныривания, подвертывания и нагромождения льдин вследствие потери ими устойчивости при торможении, торошении и сжатии. При подвижках помимо сил влечения и составляющей силы тяжести, действующей в направлении течения, значительную роль приобретают силы инерции, возникающие при замедлении скорости движения больших масс.

Дополнительное стеснение водного сечения льдом сопровождается интенсивным подъемом уровня воды и повышением уклонов в головной части затора. Максимальный заторный уровень воды зависит от гидрометеорологических условий вскрытия, а также от условий замерзания (табл. 7.21). При исследованиях заторных

Таблица 7.21

Объем льда и шуги перед вскрытием на заторном участке р. Западной Двины Плявиняс—Екабпилс [133]

Год	Лед		Шуга		Торосы		Общий объем, млн. м³
	объем, млн. м³	%	объем, млн. м³	%	объем, млн. м³	%	
1968	4,00	71	1,65	23	—	—	5,65
1969	9,60	57	1,90	43	—	—	11,50
1970	3,64	31	4,54	38	3,56	31	11,94
1971	0,82	17	4,03	83	—	—	4,85
1972	2,40	34	3,20	45	1,50	21	7,10
1973	1,51	48	1,57	52	—	—	3,08
1974	1,60	70	0,70	30	—	—	2,30
1975	1,04	12	6,24	70	1,66	18	8,94
1976	1,68	88	0,22	12	—	—	1,90
1977	2,07	56	1,51	40	0,18	5	4,17
1978	2,81	47	2,51	42	0,65	11	5,97
1979	4,33	37	5,01	43	2,36	20	11,70
1980	1,11	25	3,26	65	—	—	4,37
1981	2,03	9	14,51	68	4,98	23	21,52

уровней в зоне выклинивания Новосибирского водохранилища [114] была выявлена связь между уровнями замерзания и заторными подъемами, согласно которой с повышением уровня замерзания увеличиваются заторные подъемы (рис. 7.15). Такая же связь

прослеживается и при анализе заторных уровней в зоне выклинивания подпора уровня воды Днестровского и Плявинского, Вилюйского и Мамаканского водохранилищ.

Большое влияние на развитие процессов заторообразования и подъемы уровня воды оказывают повторные зимние вскрытия, способствующие перераспределению льда в русле и формированию зажорно-заторных скоплений, являющихся очагами заторов во время весеннего вскрытия. Подобные условия сложились в зиму

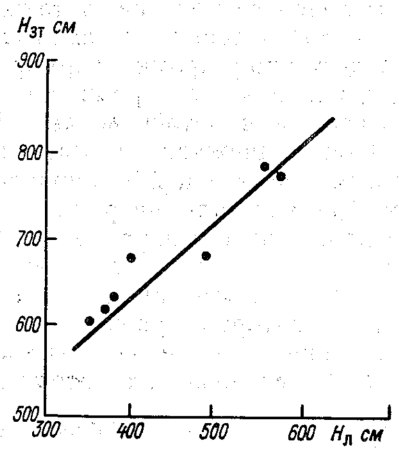


Рис. 7.15. Зависимость максимального заторного уровня при вскрытии ($H_{зт}$) от уровня воды при ледоставе ($H_л$). р. Обь у г. Камень-на-Оби [114].

1980-81 г. в зоне выклинивания подпора уровня воды Плявинского водохранилища, когда формирование ледяного покрова сопровождалось образованием зажоров, а в течение декабря — января происходило многократное переформирование зажорных скоплений вследствие неустойчивости погодных условий и колебаний зимнего стока, вызывающих подъемы и спады уровней воды (рис. 7.16). При наибольшем стеснении русла шугой и льдом зажорный подъем уровня воды достигал 3,9 м. Сложным оказался и режим вскрытия р. Западной Двины весной 1981 г. В зоне выклинивания подпора уровня воды водохранилища за несколько суток перед вскрытием происходило интенсивное разрушение ледяного покрова путем образования закраин, промоин, вдольбереговых и поперечных трещин. Менее подверженным разрушениям оказался зажорный участок, который и стал очагом образования затора при перемещении со скоростью 5—10 м/с волны прорыва верхнего по течению заторного скопления. Предельное стеснение русла льдинами и шугой в сочетании с большим поступлением паводочных вод способствовали интенсивному подъему уровней воды. Заторный уровень достиг отметки 903 см над нулем графика и превысил на 97 см максимальный исторический уровень воды, наблюдавшийся в условиях открытого русла.

Натурные исследования процессов заторообразования на участке зоны выклинивания подпора уровня Плявинского водо-

хранилища, проводившиеся в течение ряда лет ГМО Латвийской ССР и ГГИ, показали наличие зависимости заторных уровней воды от количества льда и зашугованности русла перед вскрытием [25, 133]. В годы с большой зашугованностью русла (50—70 %)

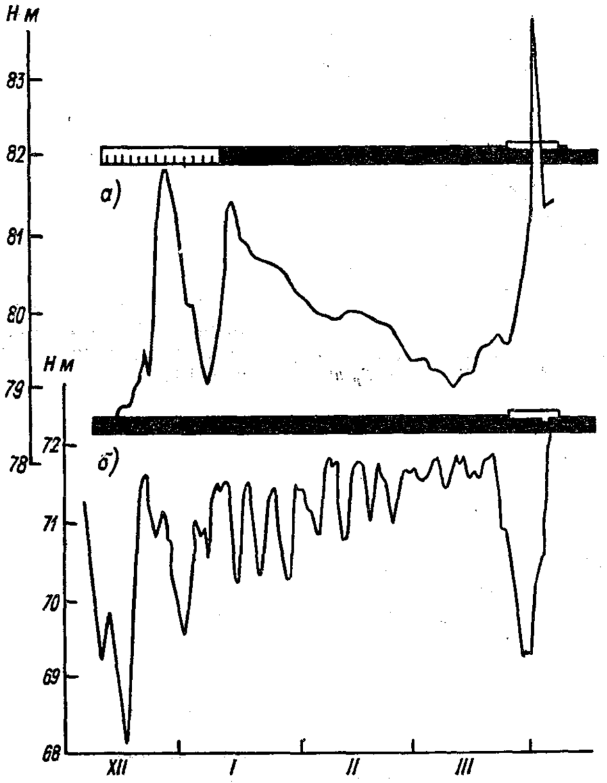


Рис. 7.16. График хода уровня р. Западной Двины зимой 1980-81 г.

а — Екабпилс, *б* — Плявиняс.

и толщиной льда, превышающей среднюю многолетнюю, наблюдаются заторные подъемы более 3 м (рис. 7.17). Прослеживается связь между заторными уровнями и расходами воды при вскрытии (рис. 7.18). Такая же связь ранее была получена и для участка зоны выклинивания подпора уровня Кегумского водохранилища (кривая *2*). После сооружения Плявинской ГЭС подпор уровня Кегумского водохранилища распространился до плотины, и в связи с этим прекратилось заторообразование.

Аналитическое выражение связи на рис. 7.17 можно записать в виде уравнения (6.11), предварительно выразив расход воды через скорость и сечение водного потока. Сравнение вычисленных значений максимальных заторных уровней воды с измеренными

(табл. 7.22) показало, что между ними нет существенных различий. Это дает основание при отсутствии данных гидрометрических измерений применять уравнение (6.11) для определения максимальных заторных уровней воды.

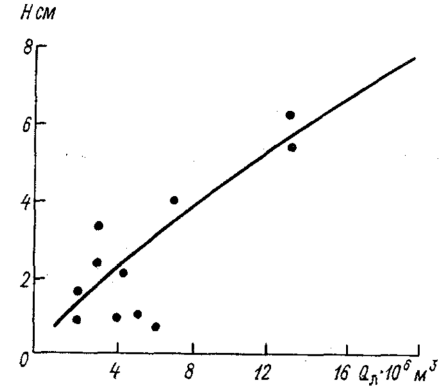


Рис. 7.17. Связь между подъемом уровня и объемом льда на заторном участке р. Западной Двины у г. Плявиняс [133].

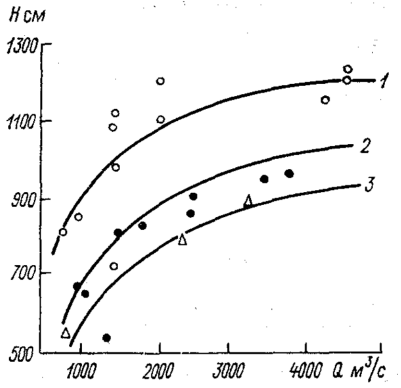


Рис. 7.18. Связь между заторными уровнями и расходами воды. р. Западная Двина.

1 — Плявиняс, *2* — Яунелгава, *3* — Екабпилс.

Таблица 7.22

Расчетные значения максимального заторного уровня воды р. Западной Двины у г. Екабпилс

Год	Расход воды, м³/с	Уровень открытого русла, см	Глубина открытого русла, м	Уклон водной поверхности	$I^{0,3}e^{2,75}$	Расчетная глубина при заторе, м	Заторный уровень, см	
							расчетный	измеренный
1970	2000	475	5,4	0,00043	1,52	8,20	775	781
1975	750	315	3,9	0,00040	1,50	5,90	550	586
1981	3200	570	6,2	0,00059	1,56	9,67	916	903
1983	2250	500	5,6	0,00044	1,54	8,60	820	817

Поиски более строгих решений по расчету заторных уровней производятся на основе теоретических и лабораторных исследований с учетом натурных наблюдений [18, 25, 165, 183]. Одним из вариантов таких решений является метод расчета максимальных заторных уровней воды в зоне выклинивания подпора уровня Плявинского водохранилища, предложенный Г. И. Болотниковым [25]. В основе этого метода находится теоретическая модель Д. Кеннеди [214], а кроме того результаты лабораторных и полевых исследований условий развития заторных процессов [25, 133].

Максимальный заторный уровень воды определяется на основании решения уравнения статического равновесия заторного скопления [214]:

$$k_0\rho\left(1-\rho_л/\rho\right)gh_{зт}^2+2\tau h_{зт}-\rho_л g b I h_{зт}-\tau_{зт}b=0, \qquad (7.23)$$

где k_0 — коэффициент, характеризующий механические свойства льда; τ — напряжение сдвига начального сцепления льдин в заторе; $h_{зт}$ — толщина заторного скопления.

В отличие от модели Д. Кеннеди [214] рассматривается неподвижная система координат и записываются уравнения для определения скорости течения ($v_{зт}$), глубины под затором ($h_{пзт}$), глубины у кромки затора ($h_{кр}$) и касательного напряжения на границе потока с заторными скоплениями ($\tau_{зт}$) в виде:

$$v_{зт}=\sqrt{2gh_{пзт}I/(\lambda_{зт}+\lambda_д)}; \qquad (7.24)$$

$$h_{пзт}=\left[(\lambda_{зт}+\lambda_д)/(2gI)\right]^{0,5}(v_0h_0)^{0,66}; \qquad (7.25)$$

$$h_{кр}=h_{пзт}+0{,}92h_{зт}; \qquad (7.26)$$

$$\tau_{зт}=0{,}5\lambda_{зт}\rho v_{зт}^2. \qquad (7.27)$$

Вводя ряд допущений о режиме попусков и приняв τ постоянным, автор разработал полуэмпирическую модель для расчета максимальных заторных уровней воды в зоне выклинивания Плявиньского водохранилища. При этом вычисление коэффициентов модели k_0 и $\lambda_{зт}$ производилось численными методами.

Анализ расчетных и измеренных данных за имеющийся период наблюдений (табл. 7.23) показал, что средняя квадратическая

Таблица 7.23

Характеристики заторного участка р. Западной Двины у г. Плявиняс [25]

Год	v_0	h_0	b_0	k_0	$h_{кр}$		Δh
					измеренное	расчетное	
1971	0,81	6,53	426	4,9	10,19	11,27	—1,08
1975	0,53	7,08	444	1,5	9,66	9,65	0,01
1977	0,30	7,34	446	1,1	7,92	7,59	0,33
1978	0,56	6,70	432	0,7	10,51	9,52	0,59
1979	0,81	7,48	448	1,4	12,52	12,40	0,12
1980	0,51	6,02	414	1,1	8,84	8,43	0,41
1981	1,29	6,00	408	2,7	12,82	13,60	—0,68
1982	0,52	8,83	451	4,4	10,21	11,18	—0,97

ошибка расчета максимальных заторных уровней воды не превышает 0,56 м. Применение этого метода для других объектов потребует дальнейшего совершенствования и дополнительных исследований механизма заторообразования в зависимости от морфологических характеристик участка, а также режима водности реки и попусков ГЭС в период вскрытия.

Выводы

1. Сооружение плотин в целях использования и регулирования стока привело к изменению морфологических и гидравлических характеристик на зарегулированных участках рек и оказало влияние на развитие тепломассообменных процессов и динамику водных масс. В связи с этим изменились интенсивность охлаждения воды и ледообразования, условия формирования и разрушения ледяного покрова, сроки и продолжительность ледовых явлений.

2. Изменение термического режима характеризуется нарушением закономерного понижения температуры воды по длине рек не только на различных участках акваторий водохранилищ, но и в нижних бьефах ГЭС, а также на участках рек, находящихся на расстоянии 50 км и более от плотины ГЭС.

Выраженная неоднородность теплового состояния водных масс по акватории водохранилища является следствием неравномерного распределения глубин, сложной конфигурации береговой линии и резкого снижения скорости течения по сравнению с речными условиями.

К моменту перехода температуры воздуха к отрицательным значениям разница между температурой воды на глубоководных и мелководных участках акватории волжских и днепровских водохранилищ достигает 2—6 °С, а на акватории водохранилищ высоконапорных ГЭС — Красноярского, Братского и других — около 6—10 °С. В связи с этим сроки начала ледообразования на глубоководных участках существенно запаздывают по сравнению с естественными.

Охлаждение водных масс в неглубоких водохранилищах (глубиной до 25 м) при отрицательной температуре воздуха происходит в условиях осенней гомотермии. Градиенты температуры близки к нулю, за исключением штилевых условий, при которых в тонком поверхностном слое могут возникнуть градиенты температуры до 1—2 °С/см. В глубоких водохранилищах к началу ледообразования наблюдается обратная стратификация: поверхностные слои охлаждаются до 0 °С, а донные имеют температуру 3,0—3,5 °С. До зарегулирования стока на этих участках охлаждение речных вод происходило в условиях осенней гомотермии.

Под влиянием увеличенного теплового стока из водохранилища по сравнению с речным произошло изменение термического режима в нижних бьефах гидроузлов. Сочетанием повышенных расходов и температуры воды обусловливаются более поздние сроки ледовых явлений.

3. Ледовый режим зарегулированных рек отличается большим разнообразием развития ледовых процессов на различных участках водохранилищ и в нижних бьефах. Появление льда на водохранилищах Волги, Камы, Днепра, Днестра, Оби и Енисея наблюдается позже, чем на реках: на мелководных участках — на 3—5 сут, а на глубоководных — на 10—30 сут. Однако на Иркутском водохранилище лед появляется на 20—30 сут раньше, чем на реке.

Формирование ледяного покрова на реках происходило путем образования, движения и смерзания льда, поступающего с верхних участков большой протяженности. После зарегулирования стока длина участков ледообразования сократилась в несколько раз и резко снизилась скорость течения. Ледяной покров на водохранилищах формируется за счет местного льда путем сжатия и смерзания ледяных образований при достаточной потенциальной сопротивляемости ледяных полей воздействию аэродинамической нагрузки. Длительность периода замерзания определяется плотностью теплового потока с водной поверхности и льда в атмосферу, скоростью ветра и физическими характеристиками льда.

На водохранилищах, независимо от их географического положения наблюдаются три основных типа замерзания, различающиеся по интенсивности ледообразования, видам льда и длительности замерзания. Причем чаще наблюдается второй тип и реже — третий. При третьем типе процесса замерзания происходит интенсивное образование шуги, вследствие чего возникают большие осложнения в работе гидроэлектростанций, водозаборов и других гидротехнических сооружений.

Замерзание на верхних участках водохранилищ длится 3—15 сут (за исключением Иркутского, 60 сут), на приплотинных участках — от 2 до 12 сут вместо 10—40 сут на речных участках до зарегулирования стока. Средняя многолетняя продолжительность периода замерзания акваторий волжских и камских водохранилищ составляет 12—28 сут, днепровских — 16—32 сут и сибирских — 17—45 сут. При этом на большинстве волжских, некоторых камских и ряде сибирских водохранилищ (Вилюйском, Мамаканском, Новосибирском и Иркутском) сроки ледостава более ранние, чем на речных участках до зарегулирования стока. На водохранилищах южных районов (днепровских, днестровских, Цимлянском, Волгоградском), а также на приплотинных участках Братского и Красноярского сроки ледостава более поздние.

Ледостав ежегодно наблюдается на всех водохранилищах территории СССР, за исключением водохранилищ Средней Азии и Кавказа. На водохранилищах Средней Азии ледостав отмечается лишь в отдельные годы и в течение непродолжительного периода. На крупных кавказских водохранилищах ледяной покров не образуется, а ледовые явления в виде заберегов и шуги продолжительностью до 10 сут бывают в отдельные годы.

4. Интенсивность нарастания толщины ледяного покрова на водохранилищах изменяется в течение зимнего периода, причем

наибольшая отмечается в первый месяц ледостава (1,0—4,0 см/сут).

Начиная со второй половины января рост толщины льда замедляется и к концу февраля не превышает 0,1 см/сут. В марте толщина льда на водохранилищах достигает наибольших значений; 80—120 см на сибирских, 60—80 см на волжских и 40—75 см на днепровских. Максимальная толщина льда на водохранилищах Волги, Днепра и Оби меньше, чем была на реках, однако на водохранилищах Дона и Ангары она оказалась бóльшей, чем на соответствующих речных участках.

Процесс таяния льда начинается после того, как тепловой баланс ледяного покрова становится положительным. Интенсивность поверхностного стаивания льда на водохранилищах в среднем составляет 0,5—1,0 см/сут, достигая максимальных значений 3—4 см/сут. К началу вскрытия водохранилища толщина льда уменьшается в среднем на 30 %. Кроме того, под влиянием внутреннего таяния понижается прочность льда, причем более интенсивно, чем на речных участках, вследствие структурных особенностей ледяного покрова водохранилищ, способствующих бóльшему проникновению солнечной радиации.

5. Процессы вскрытия водохранилищ и соответствующих речных участков различаются по интенсивности, продолжительности и роли тепловых и механических факторов в разрушении ледяного покрова. До создания водохранилищ вскрытие рек происходило в результате взлома ледяного покрова при подъеме уровня воды. На участках с резким изменением продольного профиля разрушение ледяного покрова большей прочности сопровождалось формированием заторов, вызывающих значительные подъемы уровней воды и задержку вскрытия по длине реки. Водохранилища вскрываются после значительного ослабления ледяного покрова вследствие тепловой эрозии, при воздействии аэродинамической нагрузки и небольшого колебания уровней воды. Ледоход наблюдается на русловых участках. В озерной части водохранилищ лед тает на месте. При нарушении сплошности ледяного покрова под действием ветра возникает дрейф льда.

Начало дрейфа и продолжительность периода вскрытия водохранилища определяется прочностью льда, тепловыми условиями весеннего периода, скоростью и направлением ветра.

Заторообразование отмечается в зоне выклинивания подпора уровня воды одиночных и находящихся в верхнем звене каскада водохранилищ, в местах перехода от речных условий к водоему. Очагом затора являются зажорные скопления, образующиеся в период замерзания. Заторные уровни воды нередко превышают максимальные уровни весеннего половодья. Повторяемость заторных явлений увеличилась по сравнению с естественными условиями.

Вскрываются и очищаются водохранилища в основном позже, чем реки в естественных условиях, за исключением днестровских, Волгоградского и Саратовского водохранилищ. Средняя продол-

жительность периода вскрытия и очищения водохранилищ, находящихся в различных климатических районах, составляет 10—40 сут вместо 4—16 сут, наблюдавшихся в естественных условиях. В целом по территории СССР амплитуда сроков вскрытия различных водохранилищ составляет около 4 мес.

6. Существенные изменения ледового режима рек произошли на участках нижних бьефов. Под влиянием регулирования стока изменились процессы замерзания и вскрытия, а кроме того появились участки с неустойчивым ледовым режимом, на которых в течение зимнего периода ледостав чередуется с ледоходом и шугоходом в зависимости от условий теплообмена водных масс с атмосферой, объема и продолжительности попусков. При большей регулирующей способности ГЭС они могут быть протяженностью более 100 км.

Благодаря повышенной зимней водности увеличились интенсивность шугообразования и повторяемость зажорных явлений. При больших попусках ГЭС в результате динамического разрушения и срыва кромки льда формируются зажорно-заторные скопления, вызывая высокие подъемы уровней воды, превышающие зимние уровни в естественных условиях.

Подъем уровней воды приводит к подтоплению населенных пунктов, а также к снижению полезного напора на ГЭС и уменьшению выработки электроэнергии.

Регулирование режима работы ГЭС в зимний период в соответствии с ходом ледовых процессов является одним из возможных условий снижения ледовых затруднений в нижних бьефах ГЭС.

Вскрытие нижних бьефов происходит путем последовательного отступления кромки льда вниз по реке вследствие интенсивного стаивания льда с нижней поверхности ледяного покрова. Продолжительность периода ледостава на участках нижних бьефов ГЭС сократилась на 25—60 сут по сравнению с естественными условиями.

Глава 8

Оценка изменений характеристик термического и ледового режима рек под влиянием территориального перераспределения речного стока

В связи с необходимостью дополнительного изучения экологических и экономических аспектов проблемы территориального перераспределения стока северных и сибирских рек[1] существенное значение приобретают вопросы термического и ледового режима

[1] Согласно постановлению ЦК КПСС и Совета Министров СССР «О прекращении работ по переброске части стока северных и сибирских рек».

рек, изменение которого может оказать влияние на естественное воспроизводство рыбных запасов, сроки навигации и эксплуатацию гидротехнических сооружений зимой.

Ледовый режим рек севера европейской части СССР и Западной Сибири формируется в суровых климатических условиях. Реки замерзают в октябре — ноябре и в течение 7—8 мес. находятся под ледяным покровом. Для их режима характерно интенсивное шугообразование, формирование зажоров на отдельных участках, большая толщина льда, заторные явления при вскрытии рек.

Изъятие части стока северных и сибирских рек на переброску в южные районы может оказать влияние на характер развития процессов ледообразования, формирования и разрушения ледяного покрова в низовьях рек, в местах сооружения водохранилищ, различного рода подпорных сооружений и насосных станций. Степень влияния территориального перераспределения водных ресурсов на ледовый режим рек будет зависеть от объема изъятия и характера регулирования стока местоположения водозаборных сооружений.

Исследования возможных изменений характеристик термического и ледового режима под влиянием уменьшения речного стока, выполненные применительно к различным условиям изъятия стока северных и сибирских рек, позволяют оценить степень влияния переброски части стока на развитие ледотермических процессов [68, 69, 71].

8.1. Методика исследования

Оценка изменений характеристик термического и ледового режима рек производилась на основе зависимостей процессов охлаждения, ледообразования, формирования и разрушения ледяного покрова от тепловых и гидравлических факторов, а также от морфологических особенностей отдельных участков рек в естественных условиях. Для этой цели использованы данные многолетних наблюдений на гидрологической сети, материалы аэрообследований отдельных участков рек, экспедиционных исследований, данные по стоку льда, ледотранспортирующей способности потока, прочности льда, устойчивости зажоров и заторов на отдельных участках.

При характеристике возможных изменений термического режима рек учитывались изменения теплового баланса и теплового стока под влиянием изъятия части стока.

На основе метода теплового баланса рассчитывался тепловой сток в естественных и проектных условиях по средним многолетним данным о температуре и расходе воды, а также по теплообмену водной поверхности с атмосферой. Кроме того, расчеты производились для характерных по водности лет (обеспеченностью 2, 25 и 95 %).

Расход тепла в замыкающем створе каждого расчетного участка определялся по уравнению

$$Q_n t_n c\rho = Q_{n-1} t_{n-1} c\rho + \sum q_{\text{пр}} t_{\text{пр}} c\rho + 0{,}5\,(Q_{n-1} + Q_n)\,S/h_{\text{ср}} - q_x t_x c\rho, \tag{8.1}$$

где Q_{n-1}, t_{n-1}, Q_n, t_n — расход ($м^3/с$) и температура (°С) воды соответственно в верхнем и нижнем створах расчетного участка; $q_{\text{пр}}$, $t_{\text{пр}}$ — расход и температура воды притоков; q_x — изымаемая часть расхода воды; $h_{\text{ср}}$ — средняя глубина реки на расчетном участке.

Значения температуры воды в проектных условиях определялись из уравнения (8.1). При этом предварительно рассчитывалась плотность теплового потока на поверхности воды и задавались значения расходов изъятия стока.

Расчетные значения температуры воды в замыкающем створе первого участка принимались в качестве исходных для второго участка и т. д. Количество и размеры расчетных участков назначались в зависимости от изменчивости морфологических характеристик и метеорологических условий по длине реки. В пределах расчетного участка морфологические характеристики и метеорологические условия принимались постоянными.

Расчет изменений температуры воды под влиянием изъятия части стока производился за безледоставный период.

Оценка возможных изменений режима замерзания рек под влиянием изъятия части стока дана на основе физической модели, учитывающей теплообмен воды и льда с атмосферой, гидравлические характеристики потока, а также физико-механические свойства льда.

Расчет сроков появления льда производился с учетом изменений продолжительности охлаждения воды и повышенной интенсивности этого процесса в условиях частичного изъятия стока:

$$\tau_{\text{о, п}} = c\rho t_{\text{п}} Q_{\text{п}}/(86400 b_{\text{п}} v_{\text{п}} S), \tag{8.2}$$

где $\tau_{\text{о, п}}$ — период охлаждения воды в условиях переброски стока, сут.

Для расчета сроков ледостава использовали зависимость продолжительности периода замерзания ($\tau_{\text{з}}$) от поверхностной скорости течения ($v_{\text{п}}$), потерь тепла с водной поверхности и льда (S) и физических характеристик льда [70]:

$$\tau_{\text{з}} = A_{\text{з}} v_{\text{п}}^3/S. \tag{8.3}$$

На основании анализа процессов замерзания на различных реках за многолетний период наблюдений в качестве расчетного значения $A_{\text{з}}$ принято $1{,}8 \cdot 10^4$.

Оценка изменений толщины льда под влиянием изменения стока производилась на основе расчета возможных изменений теплопритока от воды к нижней поверхности льда в результате уменьшения скорости течения и глубины реки [192].

При расчете изменений сроков и продолжительности вскрытия использована физическая модель вскрытия рек, учитывающая взаимодействие термических и механических факторов в процессе разрушения ледяного покрова [35, 36].

Определяющим условием вскрытия принята зависимость длительности периода разрушения ледяного покрова ($\tau_в$) от количества тепла, поглощенного льдом (β_0), поверхностной скорости течения ($v_п$) и толщины ледяного покрова в начале таяния ($h_л$) [33]:

$$\tau_в \geqslant (2140 h_л/\beta_0)(1 - 0{,}5 v_п/\sqrt{h_л})^2, \qquad (8.4)$$

где $\tau_в$ — число суток между датой перехода температуры воздуха к положительным значениям и датой вскрытия реки.

В зависимости от расходов воды в период вскрытия и хода уровня воды определялись дата вскрытия и возможные изменения сроков начала весеннего ледохода при изъятии части стока.

Путем сравнения характеристик термического и ледового режима рек в естественных условиях с расчетными устанавливались пределы возможных изменений температуры воды и теплового стока, сроков и продолжительности замерзания, ледостава и вскрытия, а также особенности формирования ледяного покрова, заторных и зажорных скоплений на различных участках рек в условиях территориального перераспределения речного стока.

8.2. Возможные изменения характеристик термического и ледового режима сибирских рек

Оценка изменений характеристик термического и ледового режима под влиянием изъятия части стока объемом 27 и 60 км³/год производилась на примерах рек Оби и Иртыша [69, 71]. Исследования показали, что изъятие части стока сибирских рек вызовет существенные изменения процессов ледообразования, формирования и разрушения ледяного покрова в низовьях рек, в местах сооружения водохранилищ, различного рода подпорных сооружений и насосных станций. Степень влияния будет различной в зависимости от объема и режима внутригодового изъятия стока, местоположения водозаборных сооружений. Наиболее заметными изменения ледово-термического режима будут при больших водозаборах (более 30 км³/год), в годы пониженной водности.

Изъятие части стока из р. Иртыша, где вода относительно более теплая, повлечет за собой увеличение удельного веса более холодных северных притоков в суммарном тепловом стоке р. Оби, что приведет к некоторому понижению температуры в ее нижнем течении. При изъятии 27 км³ воды в год возможно понижение средних месячных значений температуры воды на 0,2—0,4 °С, а при изъятии 60 км³/год следует ожидать понижения средних месячных значений температуры воды р. Оби на участках ниже с. Белогорья на 0,5—0,6 °С, а в отдельные годы и до 1,2 °С

(табл. 8.1). Это составит 15—20 % амплитуды колебания средних месячных значений температуры воды за весь период наблюдений.

Таблица 8.1

Средняя месячная температура воды сибирских рек, °С

Река—пост	Естественные условия (1959—1980 гг.)						При изъятии части стока					
	V	VI	VII	VIII	IX	X	V	VI	VII	VIII	IX	X
Обь — с. Белогорье	5,0	14,4	19,8	16,6	10,5	2,9	4,6	14,0	19,5	16,3	10,2	2,6
							4,6	13,8	19,2	16,2	10,0	2,4
Обь — г. Салехард		7,6	16,2	14,4	8,0	1,2		7,2	16,0	14,2	7,6	1,1
								7,0	15,7	13,8	7,5	1,0
Иртыш — г. Ханты-Мансийск	5,4	14,7	19,8	17,6	12,4	4,3	4,2	14,4	19,4	16,8	11,6	3,4

Примечание. В числителе — средняя месячная температура воды при изъятии 27 км³/год, в знаменателе — то же при изъятии 60 км³/год.

Более существенные изменения произойдут в термическом режиме Нижнего Иртыша, особенно в случае использования русла его в качестве тракта переброски стока по схеме «анти-реки». Последует нарушение естественной закономерности понижения температуры воды сверху вниз по длине реки. В период нагревания водных масс (июнь—июль) участки более теплой воды нижних бьефов будут чередоваться с участками более холодной воды верхних бьефов и, наоборот, в период охлаждения (сентябрь — октябрь) температура воды в верхних бьефах будет на 1—2 °С выше, чем в нижних. Наибольшего понижения температуры воды следует ожидать в годы, минимальные по водности и теплообеспеченности.

Изъятие части стока из р. Оби повлечет за собой уменьшение теплового стока в Обскую губу Карского моря (табл. 8.2) от 12 до 29 % в зависимости от водности и теплообеспеченности года, а также от объема изъятия стока. Это окажет влияние на развитие термических и ледовых процессов в Обской губе Карского моря.

С уменьшением теплозапасов увеличится интенсивность охлаждения воды при отрицательной температуре воздуха, и в связи с этим возможно более раннее появление льда на участке р. Оби, в пределах которого прослеживается влияние теплых вод Иртыша (с. Белогорье—с. Кушеват). Здесь можно ожидать практически одновременного ледообразования, хотя в естественных условиях разница в сроках появления льда в этих пунктах в среднем составляет 5—6 сут. Особенность формирования ледяного покрова на Нижней Оби путем образования ряда перемычек в местах малой ледопропускной способности сохраниться и при

Тепловой сток р. Оби

Год	Тепловой сток ПДж		Уменьшение теплового стока при изъятии части стока, %
	естественные условия	при изъятии стока	
Средний многолетний	13 430	11 800 10 200	12 22
Маловодный (теплообеспеченность $P=56$ %)	7 850	6 830 5 900	14 25
Маловодный (теплообеспеченность $P=96$ %)	7 166	6 100 5 146	15 29

Примечание. В числителе — при изъятии 27 км³/год, в знаменателе — при изъятии 60 км³/год.

изъятии части стока. Процесс формирования ледяного покрова будет сопровождаться образованием шуги и зажорных скоплений на отдельных участках (перекаты, острова, сужения русла и др.), где они наблюдались и в естественных условиях. Однако вследствие изменений гидравлических и морфологических характеристик уменьшится ледотранспортирующая способность потока. Соответственно увеличится скорость перемещения кромки ледяного покрова и сократится общий период замерзания реки. Вследствие уменьшения ледотранспортирующей способности потока период осеннего ледохода сократится на 6—11 сут, а замерзание отдельных участков с пониженными скоростями течения будет происходить за счет роста и смыкания заберегов. В районе г. Салехарда изъятие части стока не повлияет существенно на продолжительность замерзания в годы повышенной водности. Однако в годы средней водности продолжительность замерзания сократится на 4—6 сут, а в отдельные маловодные годы — на 10—15 сут. С учетом изменения дат начала ледовых явлений и продолжительности замерзания на Нижней Оби следует ожидать более раннего ледостава, в среднем на 6—8 сут, а в отдельные годы даже на 12—14 сут.

Процессы вскрытия Нижней Оби будут определяться не только развитием весенних процессов, но в значительной мере условиями изъятия стока на переброску. В естественных условиях вскрытие Нижней Оби в районе с. Белогорья происходит главным образом на пике весеннего половодья р. Иртыша. В связи с уменьшением расхода воды р. Иртыша следует ожидать более поздних сроков в измененных условиях вскрытия р. Оби у с. Белогорья, на 6—12 сут. Ниже с. Белогорья в отдельные годы вскрытие р. Оби будет сопровождаться заторными явлениями, причем вероятность заторных подъемов уровня воды будет изменяться в зависимости от условий регулирования стока. Более позднее вскрытие реки

обусловит снижение стока льда на 30—80 % (за счет бóльшего периода стаивания ледяного покрова), а также сокращения периода весеннего ледохода на 3—8 сут.

Запаздывание сроков вскрытия р. Оби в районе г. Салехарда под влиянием частичной переброски стока не превысит 5—6 сут (табл. 8.3).

При осуществлении водозабора в районе г. Тобольска произойдут коренные преобразования гидрологического режима Нижнего Иртыша. Возможные изменения характеристик ледового режима

Таблица 8.3

Изменение сроков начала ледовых явлений, ледостава и вскрытия р. Оби под влиянием изъятия части стока, сут

Обеспеченность стока воды, % в естественных условиях	Начало ледовых явлений	Начало ледостава	Начало вскрытия	Увеличение периода с ледовыми явлениями
р. Обь — с. Белогорье				
5	1/1	1/1	1/1	2/2
25	2/3	4/7	4/7	5/9
70	3/4	6/8	6/8	9/12
75	4/5	7/12	6/8	10/14
95	9/10	14/19	10/12	18/23
р. Обь — г. Салехард				
5	1/1	1/2	1/1	2/2
25	1/3	2/7	3/4	5/9
50	2/3	6/8	4/5	6/9
75	2/3	6/9	4/6	7/10
98	2/4	12/16	5/6	8/12

Примечание. В числителе — при изъятии 27 км³/год, в знаменателе — при изъятии 60 км³/год.

окажутся за пределами естественной изменчивости. Можно предположить, что при использовании русла р. Иртыша в качестве тракта «анти-реки» последует нарушение общих закономерностей ледовых процессов. В этих условиях вероятно появление ледяных образований на 8—10 сут раньше, чем в естественных условиях. Резкое уменьшение скорости течения существенно повлияет на процесс формирования ледяного покрова. Исчезнут старые, но возникнут новые очаги шугообразования, причем в верхних бьефах гидроузлов образование шуги будет связано с усилением волнения, а в нижних бьефах — с повышением скорости течения. Формирование ледяного покрова будет происходить практически одновременно по всему каскаду водохранилищ Нижнего Иртыша. При этом скорость перемещения кромки ледяного покрова между гидроузлами в значительной мере будет определяться гидравлическими и метеорологическими условиями периода замерзания. Сложные условия формирования ледяного покрова на Нижнем Иртыше будут наблюдаться на участках, находящихся в пределах влияния насосных станций. Благодаря особенностям гидравлического режима здесь вероятно интенсивное образование шуги, а также формирование зажорных скоплений при внезапных попусках.

В течение зимы возможны значительные деформации ледяного покрова, особенно в зоне действия насосных станций. Кроме того, разрушение ледяного покрова будет происходить при изменении режима стока и направления течения.

Вскрытие Нижнего Иртыша в проектных условиях будет существенно отличаться от естественных условий. Согласно связи между расходом воды в момент вскрытия, толщиной и прочностью льда, можно ожидать запаздывания начала весеннего ледохода на 10—12 сут. В местах впадения притоков возможно образование заторов из-за более позднего вскрытия р. Иртыша.

В условиях изъятия стока на Нижнем Иртыше период ледостава увеличится на 15—20 сут.

8.3. Возможные изменения характеристик ледового и термического режима северных рек европейской части СССР

Степень влияния переброски части стока северных рек в бассейн р. Волги на развитие ледовых процессов, термический режим и тепловой сток зависит от объема и режима изъятия стока [68, 71].

Изменение термического режима р. Северной Двины сведется к понижению средних месячных значений температуры воды вследствие изъятия части стока рек Сухоны и Юга и увеличения доли стока холодных притоков в формировании термического режима реки. Если при изъятии стока в объеме 4 км³/год изменение средних месячных значений температуры воды невелико (0,1—0,2 °С), то при изъятии стока в объеме 14 км³/год понизе-

ние средних месячных значений температуры воды составит 0,2—0,4 °С (табл. 8.4). Более существенные изменения термического режима возможны при изъятии стока в объеме 25 км³/год. Снижение средних месячных значений температуры воды в маловодный год может достигать 2 °С.

Уменьшение теплового стока р. Северной Двины в Белое море в зависимости от водности года составит 3—4 % в первом случае, 11—18 % — во втором и 28—32 % — в третьем (табл. 8.5). Значительное сокращение теплового стока может вызвать изменение процессов формирования термического и ледового режима отдельных районов Белого моря.

Уменьшение тепловых запасов р. Северной Двины к моменту перехода температуры воздуха к отрицательным значениям повлияет на развитие ледовых процессов, сроки и продолжительность периода замерзания, однако изменение сроков начала ледовых явлений будет небольшим, 2—3 сут. На отдельных участках реки вследствие изменения гидравлических характеристик увеличится скорость перемещения кромки ледяного покрова, сократится общий период замерзания и соответственно будет наблюдаться более раннее (на 3—6 сут) начало ледостава (табл. 8.6).

Изменение сроков вскрытия реки определяется в зависимости от условий регулирования стока. Вероятно как более раннее, так и более позднее вскрытие реки. При переброске стока продолжительность ледостава увеличится в среднем на 10—12 сут вследствие изменения сроков замерзания и вскрытия.

Особенностью изменений термического режима р. Онеги в результате переброски части вод озер Лача и Воже в бассейн р. Волги явится понижение температуры воды в период нагревания (май — июнь) и более высокие ее значения в период охлаждения (август — октябрь). В формировании термического режима р. Онеги увеличится роль притоков, из которых крупнейшие (реки Кена и Моша) имеют более низкую температуру воды, чем р. Онеги, в весенне-летний период и более высокую в осенний период.

При изъятии стока в объеме 2 км³/год изменение средних месячных значений температуры воды находится в пределах —0,1... —0,3 °С до 0,1—0,7 °С. В маловодные годы эти изменения несколько больше. Наиболее существенно может измениться температурный режим р. Онеги при полной переброске вод р. Онеги через озера Лача и Воже. Возможно снижение средней месячной температуры воды до 1,2 °С.

Условия формирования и разрушения ледяного покрова будут существенно отличаться от естественных вследствие значительных изменений гидравлического режима р. Онеги. Следует ожидать более раннего появления ледяных образований (на 2—3 сут) и ледостава (на 5—6 сут), но более позднего вскрытия (на 5—6 сут), чем в естественных условиях (см. табл. 8.6). При вскрытии возможно образование заторов льда. Заторные уровни воды не будут превышать максимальные уровни весеннего половодья.

Таблица 8.4

Средняя месячная температура воды северных рек в естественных условиях ($t_е$) и при изъятии части стока ($t_п$), °С

Месяц	$t_е$	$t_п$ при изъятии стока в объеме, км³/год		
		4	14	25
	р. Северная Двина — д. Абрамково			
V	7,5 / 8,7	7,5 / 8,6	7,3 / 8,4	6,3 / 8,3
VI	15,7 / 17,2	15,6 / 17,1	15,5 / 16,9	15,3 / 16,8
VII	19,2 / 22,3	19,1 / 22,3	18,9 / 22,2	18,7 / 22,1
VIII	17,0 / 17,6	16,9 / 17,5	16,8 / 17,3	16,6 / 17,0
IX	10,5 / 10,1	10,4 / 10,1	10,4 / 10,0	10,2 / 9,2
X	3,3	3,2	3,1	3,0
	р. Северная Двина — с. Усть-Пинега			
V	4,1 / 6,5	4,1 / 6,3	4,0 / 6,3	3,7 / 6,3
VI	13,3 / 14,2	13,2 / 14,1	13,0 / 14,0	12,8 / 13,9
VII	18,3 / 21,6	18,2 / 21,6	18,1 / 21,5	18,0 / 21,2
VIII	16,7 / 18,0	16,7 / 18,0	16,6 / 17,8	16,3 / 16,2
IX	10,3 / 9,9	10,2 / 9,8	10,2 / 9,8	9,7 / 8,4
X	2,9	2,8	2,7	2,7
	р. Онега — д. Змиево			
V	6,2 / 6,2	6,1 / 6,2		
VI	14,4 / 15,1	14,1 / 14,6		
VII	17,9 / 18,0	17,8 / 17,6		

Месяц	t_e	$t_п$ при изъятии стока в объеме, км³/год		
		4	14	25
VIII	16,0 / 17,4	16,7 / 17,2		
IX	10,0 / 8,2	10,2 / 8,1		
X	3,9 / 1,7	3,9 / 1,8		
р. Онега — д. Порог				
V	5,8 / 6,3	5,7 / 6,3		
VI	14,4 / 15,6	14,2 / 15,4		
VII	18,4 / 18,4	18,4 / 18,2		
VIII	17,1 / 18,9	17,3 / 19,3		
IX	11,0 / 9,7	11,2 / 10,0		
X	3,9 / 1,9	3,9 / 2,0		
р. Нижний Выч — д. Сосновец				
V	4,8 / 6,7	4,4 / 7,0	4,0 / 7,3	
VI	13,3 / 13,6	13,8 / 14,2	14,0 / 15,0	
VII	17,1 / 20,1	17,7 / 20,0	18,0 / 20,2	
VIII	16,3 / 17,9	16,2 / 17,4	16,0 / 16,9	
IX	10,4 / 10,5	10,0 / 9,5	9,2 / 9,2	
X	4,2 / 2,8	3,4 / 2,0	3,2 / 1,7	

Примечание. В числителе — в средний по водности год, в знаменателе в минимальный по водности год.

Таблица 8.5

Тепловой сток р. Северной Двины у с. Усть-Пинега, ПДж

Обеспеченность годового стока воды, %	В естественных условиях	В проектных условиях	Уменьшение теплового стока, %
2	4172	4047	3,0
2	4172	3720	11,0
25	3273	3142	4,0
25	3273	2800	15,0
50	3185	3042	4,5
50	3185	2633	17,0
95	2123	1974	7,0
95	2123	1756	18,0

Примечание. В числителе — при изъятии стока в объеме 4 км³/год, в знаменателе — при изъятии стока в объеме 14 км³/год.

Изъятие стока в объеме 4 км³/год окажет заметное влияние на ледо-термические процессы на р. Сухоне. Под воздействием Камчугского водохранилища изменится термический режим реки, а также условия замерзания и вскрытия. Появятся новые очаги образования зажоров и заторов льда в нижнем бьефе ГЭС и в зоне выклинивания подпора уровня воды Камчугского водохранилища. Период охлаждения воды в реке сократится в результате уменьшения запасов тепла, а поэтому более ранним будет ледообразование, почти вслед за переходом температуры воздуха к отрицательным значениям. Близкими к естественным окажутся сроки ледовых явлений в маловодные годы ввиду ограничения объемов изъятия стока. Существенно изменятся сроки ледовых явлений под влиянием регулирования стока в предледоставный и зимний периоды. Объемом и длительностью попусков будут определяться динамика перемещения кромки ледяного покрова, условия образования и разрушения зажорных и заторных скоплений в нижнем бьефе ГЭС, высота подъема уровня, сроки вскрытия.

Процессы разрушения ледяного покрова на р. Сухоне в условиях измененного гидрологического режима будут существенно различаться по длине реки. В водохранилище вследствие малых скоростей течения разрушение его будет происходить в основном под влиянием тепловых факторов при незначительном изменении уровня воды, а поэтому возможно запаздывание вскрытия по сравнению с речными условиями. Интенсивное разрушение ледяного покрова под влиянием волн попусков обусловит более раннее вскрытие нижнего бьефа.

Заметно изменится термический режим р. Шексны под влиянием поступления более холодных вод из Кубенского озера. Сни-

Таблица 8.6

Изменение средних многолетних сроков ледовых явлений северных рек под влиянием изъятия части стока, сут

Объем изъятия стока, км³/год	Появление льда	Начало ледостава	Начало вскрытия	Увеличение периода с ледовыми явлениями
р. Северная Двина — д. Абрамково				
4	1	1	1	2
14	2	3	2	5
25	3	6	5	11
р. Северная Двина — д. Звоз				
1	1	1	1	2
14	2	3	2	5
25	2	5	6	11
р. Северная Двина — с. Усть-Пинега				
4	1	1	1	2
14	2	3	3	6
25	2	4	6	10
р. Онега — д. Змиево				
2	2	5	2	7
5	3	6	5	11
р. Онега — с. Порог				
2	2	5	2	7
5	3	6	6	12
р. Сухона — с. Капилино				
4	3	6	2	8
р. Нижний Выг — с. Сосновец				
2,4	3	25	Лед тает на месте	40
4,8	6	29	То же	50

жение средних месячных значений температуры воды весной может достигать 1,8 °С, а осенью — 1,2 °С. В период наибольшего нагрева (июль) возможно превышение естественной температуры воды на 0,2—0,5 °С.

Небольшие изменения гидравлического режима р. Шексны почти не повлияют на ледовые процессы, а поэтому сроки ледовых явлений будут близкими к естественным.

При оценке изменений ледового и термического режима р. Нижнего Выга принимался отъем этих вод в Онежское озеро в размере 30 и 60 % годового стока реки. Для среднего многолетнего года это составляет 2,4 и 4,8 км³/год.

Как показали расчетные данные, при изъятии части стока р. Нижнего Выга возможно повышение средней месячной температуры воды в июне — июле и понижение в августе — ноябре (см. табл. 8.4). Соответственно уменьшению водности увеличится предел изменения температуры воды, а при минимальной водности он достигнет 1,4 °С (июль).

На р. Нижнем Выге возможно более раннее появление ледяных образований, в среднем на 3—6 сут. В условиях пониженной водности и малых скоростей течения при сохранении прежнего уровенного режима начало ледостава будет определяться главным образом метеорологическими условиями. Поэтому при небольших скоростях ветра вслед за переходом температуры воздуха к отрицательным значениям возможно образование ледяного покрова. В этом случае следует ожидать наибольшего по сравнению с естественным изменения сроков ледостава, около месяца (см. табл. 8.6). Значительно изменится процесс вскрытия р. Нижнего Выга. По существу лед будет таять на месте из-за пониженной водности и большой прочности ледяного покрова к началу вскрытия. Сроки вскрытия реки будут приближаться к срокам вскрытия озер этого района, т. е. река будет вскрываться на 2—3 недели позже, чем в естественных условиях.

Выводы

1. Характер изменения ледовых процессов под влиянием территориального перераспределения речного стока определяется возможными изменениями природных процессов окружающей среды, в том числе преобразований гидрологического режима. Наиболее существенные из них возникнут на участках проектируемых водохранилищ, нижних бьефов гидроузлов, а также в местах действия других гидротехнических сооружений. В связи с этим изменятся условия теплообмена водных масс, формирования и разрушения ледяного покрова.

2. Изменение процессов охлаждения и нагревания водных масс вследствие уменьшения стока и увеличение доли холодных притоков в тепловом стоке повлечет за собой изменение термического режима рек. Оно будет сводиться к понижению средних месячных значений температуры воды на Нижней Оби (0,2—0,7 °С) и на Северной Двине (0,1—1,5 °С), а кроме того к существенному нарушению общих закономерностей изменения температуры по длине рек Сухоны, Онеги и Нижнего Иртыша под воздействием подпорных гидроузлов.

3. Уменьшение водности и понижение температуры воды вызовет сокращение теплового стока р. Оби в Обскую губу Карского моря (на 10—28 %) и Северной Двины в Белое море (на 3—18 %).

4. Снижение скорости течения будет способствовать более раннему замерзанию отдельных участков р. Северной Двины (на 2—8 сут) и Нижней Оби (на 1—10 сут), но более позднему вскрытию (на 5—10 сут). Общая продолжительность периода с ледо-

выми явлениями в среднем увеличится на Северной Двине на 5—10 сут и на Нижней Оби на 10—12 сут.

5. Под влиянием изъятия части стока исчезнут старые и возникнут новые места образования зажоров и заторов. Вероятность повышенных или пониженных подъемов уровня воды будет определяться условиями регулирования стока.

6. Изменения ледового и термического режима северных и сибирских рек могут привести к последствиям экологического и экономического аспекта, т. е. нарушению природных процессов, снижению рыбопродуктивности, сокращению периода навигации и др.

Создание надежных методов управления водным режимом с учетом закономерностей ледовых процессов позволит предотвратить или снизить отрицательные последствия мероприятий хозяйственной деятельности.

Глава 9

Методы расчета характеристик ледового режима рек

Состав расчетных характеристик ледового режима зависит от размеров реки. Для малых рек производится расчет сроков замерзания и вскрытия, а также расчет максимальной толщины льда. Кроме того оценивается возможность перемерзания реки. В качестве расчетных используются локальные зависимости указанных характеристик от температуры воздуха, установленные по данным наблюдений на реках-аналогах, а также данные изыскательских партий.

Для средних и больших рек, кроме указанных характеристик, рассчитываются интенсивности шугообразования, нарастания и таяния льда, а также характеристики зажорных и заторных явлений.

В основе расчетного метода замерзания находится физическая модель процесса ледообразования, учитывающая теплообмен воды и льда с атмосферой, скорость течения и физические характеристики льда [70]. Известное дифференциальное уравнение теплопроводности использовано для разработки метода расчета нарастания толщины льда на реках и водохранилищах [140, 144, 194].

Методика расчета разрушения ледяного покрова базируется на физической модели вскрытия рек [33, 36], учитывающей изменения прочностных характеристик ледяного покрова под влиянием термических и динамических факторов.

В настоящей работе обобщаются методы, применяемые в ГГИ, Гидрометцентре СССР, ВНИИГе и Гидропроекте им. С. Я. Жука.

9.1. Расчет сроков появления льда

Определение сроков ледообразования в реке производится на основе метода теплового баланса путем последовательного расчета изменений теплового стока и понижения температуры воды. За начало ледовых явлений принимается дата перехода температуры воды через нуль. Этой дате соответствует такое термическое состояние водных масс реки, при котором тепловой сток расходуется на теплоотдачу с водной поверхности, т. е. выполняется условие

$$Qc\rho t \leqslant bl \sum S. \tag{9.1}$$

Понижение температуры по длине реки при небольшой интенсивности теплообмена водной поверхности с атмосферой определяется по упрощенной формуле:

$$t_l = t_0 - \left(bl \sum_1^n S \right) / (c\rho Q). \tag{9.2}$$

Вычисление отдельных составляющих теплового баланса производится по температуре поверхности воды, осредненной за короткие расчетные интервалы времени. Причем температура воды в конце первого расчетного интервала принимается за начальную во втором и т. д.

Положение профиля нулевой температуры по длине потока устанавливается в зависимости от значений S, Q, t и определяется расстоянием между начальным створом с температурой t_0 и конечным створом, в котором температура $t_l = 0$. Путем последовательного расчета температуры воды за каждые сутки с момента перехода температуры воздуха к отрицательным значениям определяется переохлаждение воды, а соответственно и сроки появления льда. Исходными данными для расчета изменения температуры воды по длине реки являются температура и расход воды в начальном створе расчетного участка реки, сведения о площади водной поверхности при различном наполнении русла. При этом ширина реки определяется по картографическим материалам или по навигационным картам и строится графическая зависимость изменения ширины реки от расходов воды по длине изучаемого участка.

Расчетные интервалы назначаются с учетом морфологических особенностей русла и характера изменения метеорологических условий таким образом, чтобы сохранилась однородность в допустимых пределах.

В условиях интенсивного теплообмена водной поверхности с атмосферой расчет понижения температуры воды производится по формуле (2.52) [188].

На участках рек со скоростью потока $v > 0{,}4$ м/с формулу (2.52) можно упростить и записать в виде

$$t_l = t_0 \exp(-a_1) + \frac{kt_2 + d + S^*}{k + \gamma c\rho} [1 - \exp(-a_1)], \tag{9.3}$$

где

$$a_1 = (k + \gamma c\rho)\, l/(hvc\rho).$$

Для определения положения профиля нулевой температуры по длине реки применяется формула

$$l = -\frac{hvc\rho}{k} \ln \frac{-S^*/\alpha_в - \bar{t}_2 - (d + S^*)/k}{t_п - \bar{t}_2 - (d + S^*)/k}. \qquad (9.4)$$

Для расчета температуры воды и положения профиля нулевой температуры по длине реки по формулам (9.3) и (9.4) кроме начальной температуры воды t_0, температуры воздуха t_2, средней глубины h и скорости течения v необходимо иметь данные о коэффициентах теплообмена между водной массой и поверхностью воды ($\alpha_в$), а также между поверхностью воды и воздухом (k). Вместе с этим необходимо определить значения удельного теплообмена при равенстве температуры поверхности воды и воздуха (d), а также удельного руслового теплопритока, состоящего из теплообмена водного потока с ложем ($S_д$), притока тепла с подземными водами ($S_{тр.в}$) и тепла, выделяющегося в результате трения движущейся воды $S_{тр}$.

Практические приемы определения параметров формул (9.3) и (9.4) подробно описаны в работе [190].

Коэффициент теплоотдачи $\alpha_в$ Вт/(м^2·°С) вычисляется с учетом скорости течения v и скорости ветра w по формуле (2.54) [188].

Коэффициент теплообмена k вычисляется по формуле

$$k = (S'_т + S'_и + S'_{эф})/(t_п - t_2), \qquad (9.5)$$

где $S'_и$ и $S''_{эф}$ — тепловые потоки испарения и эффективного излучения за вычетом $S''_и$ и $S''_{эф}$; $t_п$ — температура поверхностного слоя воды; $S''_и$ и $S''_{эф}$ — тепловые потоки испарения и эффективного излучения при температуре поверхностного слоя воды, равной температуре воздуха.

Удельный теплообмен между водной массой потока и атмосферой при температуре воздуха, равной температуре воды, вычисляется по формуле

$$d = S'_р + S''_и + S''_{эф}. \qquad (9.6)$$

Значения отдельных составляющих теплового баланса вычисляются по формулам с помощью соответствующих таблиц на основании метеорологических и гидрологических данных для исследуемых участков реки. При определении руслового теплообмена можно пользоваться приближенными значениями $S_д$, $S_{гр.в}$, $S_{тр}$ и γ. Для большей части территории СССР значения $S_д$ для периода замерзания не превышают 15 Вт/м^2. Приближенное значение $S_{гр.в}$ для рек европейской части СССР и Западной Сибири 20—25 Вт/м^2, а γ — 3—7 см^3/(см^2·сут). Значения $S_{тр}$ для равнинных рек пренебрежимо мало, однако для горных рек, при

большом уклоне и скорости течения, $S_{тр}$ может достигать 30—80 Вт/м². Для рек европейской части СССР и Западной Сибири суммарное значение руслового теплоприхода можно принимать равным 25—35 Вт/м² [188].

Расчетные интервалы назначаются с учетом морфологических особенностей русла и характера изменений метеорологических условий по длине реки таким образом, чтобы длительность пробега воды на участке составила 1 сут. В этом случае можно избежать вычисления осредненных значений теплопотерь за сроки различной продолжительности. Время добегания от начального до расчетного створа определяется по соответственным уровням в начальном и расчетном створах для каждого участка реки с учетом графика связи $v=f(H)$. В том случае, когда время добегания превышает 1 сут, расчет производится в два приема и больше и каждый раз вводятся соответствующие значения метеорологических и морфометрических характеристик.

Средняя глубина реки на участке от начального до расчетного створа вычисляется по формуле

$$h_{ср} = \bar{Q}\tau_д/F, \tag{9.7}$$

где $\tau_д$ — время добегания.

При этом площадь зеркала водной поверхности от начального до расчетного створа определяется по графику связи $F=f(H)$. В качестве исходных данных используются метеорологические данные метеостанций, ближайших к расчетному участку реки.

При наличии притоков температура по длине реки определяется до и после впадения притоков, за счет которых возможно либо повышение, либо понижение теплового стока основной реки. Расчеты температуры воды в створах приурочиваются к одному сроку для каждых суток, например, к 7 ч утра. Вероятно, этот срок наиболее удачный, так как он близок к сроку измерения температуры воды на гидрологических постах.

9.2. Расчет интенсивности шугообразования

Интенсивность шугообразования по глубине P_z рассчитывается по формуле (2.3), учитывающей плотность теплового потока (S), коэффициент турбулентной теплопроводности (η) и коэффициент (m), характеризующий условия появления кристаллов льда. Учитывая зависимость коэффициента турбулентной теплопроводности от коэффициента турбулентного обмена (A) и теплоемкости воды (c), а коэффициента (m) от теплоемкости воды и периода появления первичных кристаллов льда (m'), формулу (2.3) можно записать в виде:

$$P_z = \frac{S}{\sqrt{Am'}} \frac{\operatorname{ch}[(h-z)/\sqrt{Am'}]}{\operatorname{sh}(h/\sqrt{Am'})}. \tag{9.8}$$

При вычислении значений P_z используются значения плотности теплового потока на водной поверхности и коэффициента турбу-

лентного обмена. Период появления первичных кристаллов льда m' принимается по табл. 9.1 в зависимости от этих значений.

Таблица 9.1

Значения $m'=f(A, S)$

A м²/с	S Вт/м²				
	100	200	300	400	500
0,001	400	100	45	25	16
0,002	800	200	90	50	32
0,004	1600	400	180	100	64
0,006	2400	600	270	150	96
0,008	3200	800	360	200	128
0,010	4000	1 000	450	250	160
0,012	4800	1 200	540	300	192
0,014	5600	1 400	630	350	224
0,016	6400	1 600	720	400	256
0,018	7200	1 800	810	450	288
0,020	8000	2 000	900	500	320
0,022		2 200	990	550	352
0,024		2 400	1080	600	384
0,026		2 600	1170	650	416
0,028		2 800	1260	700	448
0,030		3 000	1350	750	480
0,040		4 000	1800	1000	640
0,050		5 000	2250	1250	800
0,060		6 000	2700	1500	960
0,070		7 000	3150	1750	1120
0,080		8 000	3600	2000	1280
0,090		9 000	4050	2250	1440
0,100		10 000	4800	2500	1600

Характер замерзания рек определяется на основании данных об интенсивности ледообразования в поверхностном слое воды:

$$P_0 = S/\sqrt{Am'}. \qquad (9.9)$$

В зависимости от значений P_0 оценивается вероятность шугообразования в потоке и устанавливается тип процесса замерзания реки. При $P_0>200$ Вт/м³ образуется поверхностный лед, а при $P_0<100$ Вт/м³ — внутриводный (шуга) по всей глубине потока. Значениями $100<P_0<200$ характеризуется ледообразование в слое активного перемешивания воды, в котором возможно образование не только поверхностного льда, но и шуги.

9.3. Расчет сроков ледостава

На небольших реках, на которых скорость течения не превышает 0,2 м/с, ледяной покров образуется в течение тех суток, для которых соблюдается условие (9.1) и плотность теплового потока $S\geqslant 100$ Вт/м² является достаточной для охлаждения и замерзания реки. При скоростях течения более 0,2 м/с формирование ледяного

покрова происходит за счет накопления и смерзания льда или шуги. В этих случаях сроки ледостава определяются продолжительностью периода замерзания [70]:

$$\tau_з = A_з v^3/S. \qquad (9.10)$$

По расчетным данным сроков появления льда и продолжительности периода замерзания определяются сроки ледостава на исследуемом участке реки.

9.4. Расчет сроков вскрытия

Разрушение ледяного покрова рек происходит вследствие уменьшения толщины и прочности льда в процессе таяния, а также в результате перенапряжений, возникающих при увеличении скорости течения и подъема уровня воды.

Условия разрушения ледяного покрова рек выражаются неравенством [37]

$$\varphi h = f(\Delta H,\ H,\ Q). \qquad (9.11)$$

Для рек с небольшими колебаниями уровня воды в весенний период условие вскрытия записывается в виде

$$\varphi h_л \leqslant \text{const}, \qquad (9.12)$$

т. е. вскрытие происходит тогда, когда прочность ледяного покрова будет равна некоторому постоянному значению, которое устанавливается на основании многолетнего ряда значений $\varphi h_л$, вычисленных на фактическую дату вскрытия, или меньше его. Расчет изменения толщины и прочности льда в период таяния производится с даты максимальной толщины по способу, изложенному в п. 9.8 и 9.9.

Большинство рек вскрывается на подъеме уровня воды, когда сопротивляемость ледяного покрова становится недостаточной для преодоления усилий, развиваемых потоком при поступлении талых вод с водосбора. Вскрытие реки происходит тогда, когда прочность льда окажется меньше гидродинамической нагрузки (см. формулу 5.10).

Если изменение толщины и прочности льда ($\sigma h_л$) в процессе таяния характеризовать количеством поглощенного тепла солнечной радиации ($S'_р$), то условие (5.10) примет вид [33]

$$n \geqslant \frac{44 h_{л0}}{\beta_в}\left[1 - v_п \sqrt{(0{,}03 + 0{,}58l)\, b/(44 h_{л0})}\right]. \qquad (9.13)$$

Здесь n — число суток от даты перехода средней суточной температуры воздуха через нуль до даты вскрытия; $v_п$ — скорость течения на n-е сутки таяния. Значение $\beta_в$ вычисляется по формуле [110].

За дату вскрытия расчетного участка реки принимаются те сутки после перехода температуры воздуха к положительным значениям, для которых соблюдается условие (9.13).

9.5. Расчет интенсивности нарастания толщины ледяного покрова

Нарастание толщины льда на реках происходит путем кристаллизации воды на нижней поверхности ледяного покрова, смерзания шуги под ледяным покровом, а также за счет смерзания снега, пропитанного водой, находящегося на ледяном покрове. Расчеты интенсивности нарастания толщины льда производятся с даты образования ледяного покрова.

Для расчета интенсивности нарастания толщины кристаллического льда рекомендуется использовать дифференциальные уравнения теплопроводности (4.3)—(4.5).

Для начального периода нарастания толщины льда за расчетный интервал принимаются сутки. В последующем расчетные интервалы могут быть увеличены с учетом характера изменчивости толщины слоя снега и его плотности. Отдельные составляющие уравнения определяются следующим образом. Начальная толщина льда первого расчетного интервала принимается равной 3—5 см при средней скорости течения $v<0{,}2$ м/с и 8—10 см при средней скорости течения $v<0{,}4$ м/с. Для последующих расчетов начальная толщина льда принимается равной конечной толщине льда за предыдущий интервал, рассчитанной по этой же формуле, толщина слоя снега на льду принимается по данным наблюдений ближайшей метеостанции.

Эквивалентная толщина ледяного покрова, покрытого снегом, где $\lambda_{сн}$ в Вт/(м·К); $\rho_{сн}$ — плотность снега, кг/м^3, определяется по табл. 9.3; теплопроводность льда принимается равной 2,20 Вт/(м·К).

Таблица 9.2

Тепловой эквивалент снега различной плотности

Плотность снега, кг/м^3	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
100	26	24	23	21	19	18	16	15	14	13
200	12	12	10	10	9	8	8	8	7	6
300	6	6	5	5	4	4	4	3	3	3

Теплопроводность снега определяется по формуле [140]

$$\lambda_{сн} = 0{,}29 \cdot 10^{-5}\rho_{сн}^2 + 0{,}036, \qquad (9.14)$$

где $\lambda_{сн}$ в Вт/(м·К); $\rho_{сн}$ — плотность снега, кг/м^3, определяется по табл. 9.3; теплопроводность льда принимается равной 2,20 Вт/(м·К).

Температура поверхности снежно-ледяного покрова $t_{сн-л}$ рассчитывается по формуле [140]

$$t_{сн.-л} = \frac{(C_1 + 1{,}86w_2)\, t_2 - S_{эф} - (5{,}96 + 3{,}26w_2)\,(C_2 - e_2)}{C_3 + W + 2{,}20h_л/\lambda_{сн} + 2{,}20h_{сн}} \qquad (9.15)$$

Таблица 9.3

Плотность свежевыпавшего снега $\rho_{сн}$ в зависимости от скорости ветра, кг/м³

Автор	Скорость ветра, м/с				
	3	5	10	15	20
Г. Д. Рихтер	60	100	200	260	330
В. М. Котляков			310	380	410
По данным измерений на Рыбинском водохранилище		100	250	340	

Коэффициенты C_1, C_2 и C_3 в формуле (9.15) принимаются в зависимости от $t_{сн-л}$ по табл. 9.4.

Таблица 9.4

Значения коэффициентов C_1, C_2 и C_3

Диапазон изменения температуры поверхности льда (снега), °С	C_1	C_2	C_3
0... —4,5	7,7	6,1	$9,7+3,4w$
—4,6... —10,6	7,0	5,5	$8,4+3,2w$
—10,6... —17,0	6,8	4,4	$7,7+2,7w$
—17,1... —29,0	6,5	2,7	$6,9+2,4w$
—29,1... —40,0	6,0	1,3	$6,1+2,2w$

Расчет $t_{сн-л}$ по формуле (9.15) производится в два этапа. На первом этапе определение значений $S_{эф}$ и коэффициентов C_1, C_2 и C_3 производится по температуре воздуха. Окончательное расчетное значение $t_{сн-л}$ вычисляется на втором этапе, когда вышеуказанные параметры определяются по новому значению $t_{сн-л}$, полученному в результате первого этапа расчетов. Расчетный интервал времени принимается в зависимости от изменчивости толщины и плотности снега для исследуемого района. Остальные параметры можно определять в пределах расчетного интервала.

Расчет интенсивности нарастания толщины льда для рек со скоростью течения $v>0{,}4$ м/с производится в два приема. Вначале рассчитывается интенсивность нарастания шугового льда по уравнению [50]

$$dh_{ш.\,л} = -\frac{\lambda_ш t_{ш.\,л}}{L(\rho_л - \rho_ш) h_{ш.\,л}\lambda_{ш.\,л}/\lambda_ш}\,d\tau.$$

Температура поверхности шугового слоя рассчитывается с учетом коэффициентов теплопроводности и плотности шуги и шуго-

вого льда. Плотность шуговых образований, формирующих ледяной покров принимается равной 550 кг/м^3, а плотность шугового льда — 880 кг/м^3. При этом коэффициент теплопроводности его не превышает 2·10 Вт/(м·К). Что касается коэффициента теплопроводности подледной шуги, то он зависит от теплопроводности и плотности льда, воды, а также шуги и рассчитывается по формуле (4.6).

При изменении плотности шуговых скоплений в пределах 350—550 кг/м^3 коэффициент теплопроводности подледной шуги увеличивается от 1,18 до 1,54 Вт/(м·К).

После определения $\Delta h_{ш.л}$ рассчитывается нарастание льда за счет кристаллизации воды. Общая интенсивность нарастания толщины ледяного покрова находится путем суммирования значений $\Delta h_л$ и $\Delta h_{ш.л}$ за расчетный интервал времени.

Интенсивность нарастания толщины ледяного покрова для условий промерзания слоя шуги рассчитывается по уравнению

$$\frac{dh_л}{d\tau} = -\frac{\lambda_{ш.л} t_{ш.л}}{L\rho_л (h_л + h_{ш.л}\lambda_л/\lambda_{ш.л} + h_{сн}\lambda_л/\lambda_{сн})} - \frac{S^* + S_р'}{L\rho_л}, \quad (9.16)$$

где $\lambda_{сн}$ определяется по формуле (9.14), а толщина слоя снега на льду $h_{сн}$ принимается по данным ближайшей метеостанции.

В случае отсутствия сведений о высоте снежного покрова и плотности снега на льду их среднее значение для расчетного участка реки определяются по метеорологическим данным [140]. В качестве исходных расчетных данных принимаются сведения о количестве выпавших осадков, температуре воздуха и скорости ветра по репрезентативным метеостанциям. Плотность снега на льду определяется по связи между количеством выпавших осадков и скоростью ветра (см. табл. 9.3). При этом плотность свежевыпавшего снега при скорости ветра менее 4 м/с принимается равной 100 кг/м^3. Затем по вычисленному значению плотности и данным о количестве осадков (m_0) определяется средняя высота снежного покрова:

$$h_{сн} = m_0/\rho_{сн.л}. \quad (9.17)$$

Метод расчета интенсивности нарастания снежного льда выбирается в зависимости от условий появления воды на льду.

Расчет интенсивности нарастания снежного льда, образующегося вследствие перегрузки ледяного покрова и замерзания насыщенного водой снега, рекомендуется производить по формуле [140], учитывающей снегозапасы на льду до затопления, количество снега в слое капиллярного поднятия, а также количество снега в снежной каше:

$$\Delta h_{сн} = \frac{[\rho_{сн\,0} h_{сн\,0} + h_к (\rho_к - \rho_к')] - 0{,}09 h_л}{\rho_{сн.к}}. \quad (9.18)$$

Здесь $\rho_{сн\,0}$ и $h_{сн\,0}$ — плотность и толщина слоя снега на льду до затопления, $\rho_к$ и $h_к$ — плотность снега и высота снежного покрова

в слое капиллярного поднятия, $\rho_к$ — общая плотность слоя капиллярного поднятия, $\rho_{сн.к}$ — плотность снежной каши.

Выбор расчетных параметров формулы производится с учетом особенностей перегрузки ледяного покрова под влиянием оттепелей и выхода воды на ледяной покров.

Количество воды в слое капиллярного поднятия ($\rho_к - \rho'_к$) зависит от структуры и плотности снега (табл. 9.5). С учетом данных плотности снега до затопления ($\rho_{сн\,0}$) по таблице определяются высота слоя капиллярного поднятия и количество воды в этом слое. Затем рассчитывается плотность смеси снега с водой $\rho_к$, а также плотность снега в этом слое $\rho'_к$ и определяется количество воды в слое капиллярного поднятия.

Таблица 9.5

Количество воды в слое капиллярного поднятия [140]

Структура снега	Плотность снега, кг/м³	Высота слоя капиллярного поднятия, см	Общее количество воды, мм
Мелкокристаллический	180—200	8—10	30—35
	220—240	4—6	15—20
Среднезернистый	270—290	2—2,5	6—8
Крупнозернистый	300—320	0,5—1,0	1—2

Появление воды на льду и образование снежного льда происходит также в результате таяния снега и выпадения дождя во время оттепели. В этом случае толщина снежного льда рассчитывается по формуле [140]

$$h_{сн.л} = 1{,}06\,(M_т - qh_{л0})/(1 - \rho_{сн.к}/0{,}92). \qquad (9.19)$$

Здесь $M_т$ — количество воды от таяния снега и выпадения дождя; $qh_{л0}$ — часть воды, оставшейся в снежном покрове высотой h_0 во взвешенном состоянии.

В весенний период происходит образование снежного льда в результате дневного таяния и ночного промерзания смеси талой воды со снегом. Для расчета толщины снежного льда рекомендуется формула [140], учитывающая средний запас снега на льду в сантиметрах, средний сток талой воды под лед и плотность снежного льда:

$$h_{сн.л} = (M - C)/\rho_{сн.л}. \qquad (9.20)$$

Плотность снежного льда ($\rho_{сн.л}$) принимается равной 900 кг/м³.

9.6. Расчет толщины ледяного покрова

Толщина льда за любой расчетный интервал времени (декада, месяц, зима) вычисляется путем суммирования суточных значений

интенсивности нарастания толщины льда со дня установления ледостава [50]:

$$h_л = h_0 + \sum - \frac{\lambda_л t_л}{L\rho_л (h_{л0} + h_{сн}\lambda_л/\lambda_{сн})} - \frac{\Sigma (S^* + S'_р)}{L\rho_л}. \qquad (9.21)$$

Расчет толщины льда при наличии шуги в период формирования ледяного покрова производится с учетом промерзания шуги и тепловых эквивалентов шугового, кристаллического льда и снега

$$h_л = h_0 + \sum - \frac{\lambda_ш t_ш}{L(\rho_л - \rho_ш) h_ш \lambda_{ш.л}/\lambda_ш} -$$

$$- \sum \frac{\lambda_л t_л}{L\rho_л (h_л + h_ш\lambda_л/\lambda_ш + h_{сн}\lambda_л/\lambda_{сн})} - \frac{\Sigma (S^* + S'_р)}{L\rho_л}. \qquad (9.22)$$

С учетом неоднородности распределения снега на льду, а соответственно и теплового эквивалента снега рассчитываются средние и экстремальные значения толщины льда. Расчет средней толщины льда выполняется с учетом среднего по площади ледяного покрова теплового эквивалента снега, вычисленного по средним значениям толщины слоя и плотности снега на льду. Для расчета максимальной толщины льда тепловой эквивалент снега рассчитывается по минимальной толщине его слоя и максимальной его плотности. Минимальная толщина льда вычисляется по тепловому эквиваленту, рассчитанному по максимальной толщине слоя и минимальной плотности снега.

Широкое применение в практике расчетов толщины льда на реках нашли формулы, полученные путем интегрирования дифференциального уравнения теплопроводности при условии малого теплопритока к нижней поверхности ледяного покрова в течение периода нарастания толщины льда (4.7), (4.8).

Принятое допущение приемлемо при коротком расчетном интервале времени (не более 10 сут). Кроме того, использование этой формулы осложняется в случае отсутствия данных о температуре поверхности ледяного покрова. В этих случаях разрабатываются различные приемы замены температуры льда или снега температурой воздуха. Средние значения коэффициента корреляции между ними составляют 0,7—0,9.

Приближенная оценка толщины льда на расчетном участке реки может быть выполнена по эмпирическим формулам вида

$$h_л = \beta_2 (\sum - t_2)^n. \qquad (9.23)$$

Здесь $\Sigma - t_2$ — сумма средних суточных значений температуры воздуха от начала ледостава; β_2 и n — параметры, числовые значения которых устанавливаются по данным многолетних наблюдений за толщиной льда на реке и температурой воздуха. В большинстве случаев параметр n может быть принят равным 0,5. Выбор параметра β_2 производится в зависимости от средних значений толщины слоя снега на льду.

9.7. Расчет максимальной толщины ледяного покрова

Максимальная толщина за период ледостава определяется из условий перехода теплового баланса ледяного покрова через нуль, в результате чего дальнейшее нарастание его прекращается.

Расчетные формулы, полученные из уравнений теплопроводности, при $dh_л=0$ имеют следующий вид:

для кристаллического льда

$$h_{л\ макс} = \lambda_л t_л / S^* - h_{сн}\lambda_л/\lambda_{сн}; \tag{9.24}$$

для шугового льда

$$h_{л\ макс} = \lambda_{ш.\ л} t_л / [(\rho_л - \rho_ш)\, S^*] - h_ш\lambda_л/\lambda_ш - h_{сн}\lambda_л/\lambda_{сн}. \tag{9.25}$$

В качестве исходных расчетных данных принимаются экстремальные значения метеорологических элементов за последний месяц ледостава. Температура поверхности льда рассчитывается по формуле (9.15).

Расчетный период разделяется на интервалы времени, в течение которых процесс можно считать стационарным. Границами интервалов являются дни значительных снегопадов, оттепелей, сильных ветров, когда резко изменяется теплопроводность снежного покрова.

9.8. Расчет интенсивности таяния ледяного покрова

Интенсивное таяние ледяного покрова начинается с момента схода снега. За дату схода снега со льда принимается дата, на которую снег покрывает меньше 50 % площади ледяного покрова.

Для определения даты схода снега, как и для расчета таяния льда, используется уравнение теплового баланса

$$Lh_{сн}\rho_{сн} = S_{и_л} + S_{т_л} + S_р. \tag{9.26}$$

Составляющие теплового баланса рассчитываются по формулам (5.22) — (5.24).

Значения суммарной радиации в зависимости от широты местности и облачности, излучения поверхностью снега или льда приведены в табл. 9.6 и 9.7.

По толщине слоя и плотности снега определяется количество тепла, необходимое для его таяния, а по метеорологическим элементам рассчитывается период накопления этого тепла. Альбедо тающего снега принимается равным 0,5, а плотность его 250 кг/м³.

Расчет производится по средним суточным значениям метеорологических элементов.

Интенсивность таяния ледяного покрова определяется количеством тепла, подводимого к его верхней и нижней поверхности в течение суток, и удельной теплотой таяния. Рассматривается интенсивность таяния за каждые сутки, начиная с даты схода снежного покрова, по формуле [35]

$$\Delta h = (S_и + S_т + S_р - S^*)/(\rho_л L - S^{**}), \tag{9.27}$$

Таблица 9.6

Суммарная радиация в зависимости от широты местности, общей и нижней облачности, Вт/м²

Месяц	Градусы северной широты	$N_о/N_н$					
		0/0	5/0	5/5	10/0	10/5	10/10
Январь	45	100	93	66	86	60	33
	50	55	51	36	47	33	18
	55	35	32	23	30	21	12
	60	24	22	16	21	14	8
Февраль	45	155	144	102	133	93	51
	50	110	102	72	95	66	36
	55	85	79	56	73	51	28
	60	65	60	43	56	39	22
	65	46	43	30	40	28	15
	70	28	26	18	24	17	9
Март	45	220	204	145	189	132	73
	50	190	177	125	163	114	63
	55	160	149	106	138	96	53
	60	140	130	92	120	84	46
	66	115	107	76	99	68	38
	70	100	93	66	86	60	33
Апрель	45	290	270	191	249	114	96
	50	270	251	178	232	162	89
	55	250	232	165	215	150	83
	60	230	214	152	198	152	76
	65	215	200	142	185	129	71
	70	215	208	142	185	129	71
Май	45	350	326	231	301	210	116
	50	330	307	218	284	198	109
	55	320	298	211	275	192	106
	60	310	288	205	267	186	102
	65	305	284	201	262	183	100

где S^{**} — удельное содержание воды в тающем льде, определяемое количеством тепла солнечной радиации, поглощенной ледяным покровом. Это количество тепла рассчитывается по формуле

$$q = q_S\left[1 - \exp\left(-c_л h_л^{0,6}\right)\right], \qquad (9.28)$$

Таблица 9.7

Излучение поверхностью снега и льда, Вт/м²

$t_л$ °C	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
—50	140									
—40	165	164	162	156	154	152	148	146	144	142
—30	196	194	190	186	184	180	178	173	171	168
—20	230	224	222	218	215	212	208	206	202	200
—10	270	263	260	257	262	248	244	240	238	236
—0	314	308	303	296	294	290	285	282	278	273

где $h_л$ — толщина льда, см; $c_л$ — коэффициент, принимаемый равным 0,165 для льда кристаллического и 0,85 для льда снежного. Значения $\exp(0{,}165h_л^{0,6}$ приведены в табл. 9.8.

Таблица 9.8

Значения $\exp(0{,}165h_л^{0,6})$ для значений $h_л$ от 1 до 100 см

$h_л$	$\exp(-0{,}165h_л^{0,6})$	$h_л$	$\exp(-0{,}165h_л^{0,6})$	$h_л$	$\exp(-0{,}165h_л^{0,6})$	$h_л$	$\exp(-0{,}165h_л^{0,6})$
1	0,848	26	0,311	51	0,174	76	0,110
2	0,778	27	0,303	52	0,170	77	0,108
3	0,727	28	0,295	53	0,167	78	0,106
4	0,685	29	0,288	54	0,164	79	0,104
5	0,648	30	0,281	55	0,161	80	0,102
6	0,617	31	0,274	56	0,158	81	0,100
7	0,589	32	0,267	57	0,155	82	0,098
8	0,563	33	0,261	58	0,152	83	0,096
9	0,541	34	0,255	59	0,149	84	0,094
10	0,519	35	0,249	60	0,146	85	0,092
11	0,499	36	0,243	61	0,143	86	0,090
12	0,480	37	0,237	62	0,140	87	0,088
13	0,463	38	0,231	63	0,137	88	0,086
14	0,447	39	0,226	64	0,134	89	0,085
15	0,432	40	0,221	65	0,132	90	0,084
16	0,419	41	0,216	66	0,130	91	0,083
17	0,406	42	0,211	67	0,128	92	0,082
18	0,394	43	0,207	68	0,126	93	0,081
19	0,382	44	0,203	69	0,124	94	0,080
20	0,370	45	0,199	70	0,122	95	0,079
21	0,360	46	0,194	71	0,120	96	0,078
22	0,350	47	0,190	72	0,118	97	0,077
23	0,340	48	0,186	73	0,116	98	0,076
24	0,330	49	0,182	74	0,114	99	0,075
25	0,320	50	0,176	75	0,112	100	0,074

Тепло солнечной радиации, прошедшее через ледяной покров, поглощается водой, которая затем отдает его частично или полностью. Возможная доля тепла, поступающего от воды к нижней поверхности льда, зависит от скорости течения и средней глубины реки (табл. 9.9). Это тепло учитывается при расчете теплообмена нижней поверхности ледяного покрова вместе с теплом, поступающим от ложа ($S_д$) и с подземными водами $S_{гр.\,в}$, а также теплом, выделяющимся за счет сил трения движущейся воды ($S_{тр}$) (см. п. 9.10).

Для рек европейской части СССР и Западной Сибири значение удельного руслового теплопритока составляет 25—70 Вт/м² [188]. Причем весной приток тепла от ложа не превышает 5 Вт/м², такой же приток тепла и с грунтовыми водами.

При наличии данных о температуре воды приход тепла к нижней поверхности ледяного покрова рассчитывается по формуле

$$q_л = \alpha_{в.-л} t_в, \qquad (9.29)$$

где $\alpha_{в.-л}$ — коэффициент теплообмена между водой и льдом, Вт/(м²·°С); $L_в$ — температура воды, °С.

Таблица 9.9

Доля тепла, приходящего от воды к нижней поверхности ледяного покрова в период таяния, в зависимости от скорости течения и глубины реки, %

v м/с	Средняя глубина участка, м				
	1	3	5	8	10
0,1	80	76	73	71	70
0,2	90	85	82	80	76
0,3	95	90	88	86	80
0,4	96	93	91	90	84
0,5	97	96	94	92	88
0,6	98	97	95	93	90
0,7	98	98	96	94	92
0,8	95	98	97	95	94
0,9	99	99	98	96	95
1,0	99	99	98	97	95

Таблица 9.10

Значения коэффициента $\alpha_{в.-л}$ в зависимости от скорости течения, глубины реки и температуры воды, Вт/(м²·°С)

v м/с	h м			
	1	3	5	10
0,2	246/240	242/236	240/254	238/232
0,5	630/616	622/606	617/602	611/600
1,0	1285/1256	1268/1237	1258/1228	1246/1216
1,5	1950/1906	1923/1877	1909/1864	1892/1845
2,0	2550/2560	2510/2520	2493/2505	2470/2480

Примечание. В числителе — при температуре воды 0,2 °С, в знаменателе — при температуре воды 0,5 °С.

и нижней облачности, а также максимально возможной суммарной солнечной радиации на данной широте и в данное расчетное время. Средние суточные значения метеорологических элементов вычисляются по данным срочных наблюдений.

9.10. Расчет плотности теплового потока в период охлаждения и замерзания

Расчет плотности теплового потока за период охлаждения и замерзания производится методом теплового баланса путем учета всех его составляющих.

Для указанного периода основными составляющими теплового баланса являются: турбулентный теплообмен на поверхности воды $S_т$, затраты тепла на испарение $S_и$, радиационный теплообмен на поверхности воды $S_р$, приход тепла за счет сил трения движущейся воды $S_{тр}$, приход тепла от грунта дна $S_д$, приход тепла с подземными водами $S_{гр.в}$, расход тепла на таяние твердых осадков $S_о$.

Балансом составляющих теплообмена определяется изменение энтальпии водных масс S_1, а также изменение фазового состояния воды S_2. Уравнение теплового баланса может быть записано в следующем виде:

$$S_1 + S_2 = \pm S_т + S_и + S_р + S_{тр} + S_д + S_{гр.в} + S_{пр} - S_о. \quad (9.35)$$

Вычисление составляющих теплового баланса водной поверхности рекомендуется производить по следующим формулам, приведенным в гл. 2.

Турбулентный теплообмен на поверхности воды $S_т$ вычисляется по формуле (2.39), затраты тепла на испарение $S_и$ — по формуле (2.42), радиационный баланс на поверхности воды $S_р$ — по формуле (2.37).

В табл. 9.13—9.15 приведены значения составляющих радиационного баланса, вычисленного по формуле (2.37).

При наличии ледяных образований на водной поверхности расчет альбедо поверхности реки ($r_в$) производится по формулам, учитывающим степень покрытия водной поверхности льдом ($\alpha_л$):

$$r_в = r_л\alpha_л = -(1 - \alpha_л)\,\eta. \quad (9.36)$$

Количество тепла, отдаваемого грунтом дна воде, может быть вычислено по формуле (2.46).

В связи с тем, что расчет по этой формуле отличается большой трудоемкостью и могут отсутствовать данные по некоторым параметрам для определения значений $S_д$ целесообразно воспользоваться данными табл. 9.16. Возможная погрешность при этом не скажется заметно на точности результата.

Количество тепла, выделившегося в потоке за счет сил трения движущейся воды, вычисляется по формуле (2.45).

Количество тепла, поступающего с подземными водами и с притоками, вычисляется по формулам (2.47) и (2.48).

Таблица 9.13

Значения суммарной радиации, поглощенной водной поверхностью, в зависимости от широты местности, общей и нижней облачности, Вт/м²

Месяц	φ	$N_О=0$	$N_О=5$		$N_О=10$		
		$N_Н=0$	$N_Н=0$	$N_Н=5$	$N_Н=0$	$N_Н=5$	$N_Н=10$
Январь	40	122	114	81	104	81	40
	45	90	85	60	85	65	33
	50	61	62	41	59	41	23
	55	38	37	26	39	29	15
	60	21	20	14	22	17	9
Февраль	40	172	163	116	152	116	58
	45	147	136	97	126	97	49
	50	115	108	76	98	80	40
	55	85	79	66	78	60	30
	60	56	53	37	54	41	21
	65	31	31	21	35	27	15
	70	14	16	14	20	15	8
Март	40	244	223	158	207	158	79
	45	216	200	142	185	142	71
	50	195	182	128	167	128	65
	55	165	154	108	142	108	54
	60	140	128	92	118	92	46
	65	108	100	70	100	76	38
	70	77	73	51	76	51	29
Октябрь	40	196	180	127	161	127	64
	45	168	155	110	145	110	55
	50	138	128	92	120	92	47
	55	110	102	73	98	76	37
	60	81	77	55	73	55	28
	65	57	52	39	59	39	23
	70	28	30	20	34	20	13
Ноябрь	40	138	128	91	121	93	47
	45	106	100	70	98	70	38
	50	76	73	51	72	55	28
	55	42	40	29	43	33	17
	60	31	30	21	32	25	12
	65	14	15	10	17	13	6
Декабрь	40	107	100	71	97	74	27
	45	79	75	49	75	47	27
	50	50	49	34	50	38	19
	55	28	28	20	29	23	11
	60	13	13	9	14	11	5

Таблица 9.14

Излучение поверхностью воды, Вт/м²

Температура поверхностного слоя воды, °С	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$\varepsilon\sigma_Б T_0^у$	290	295	300	305	309	313	318	323	327	332	337

Таблица 9.15

Встречное излучение атмосферы с учетом температуры и влажности воздуха, облачности, Вт/м²

Температура воздуха, °С	Влажность, гПа	$N_о / N_н$				
		0/0	5/0	5/5 или 10/0	10/5	10/10
—40	0,1—0,2	103	110	115	122	128
—35	0,1	112	120	126	132	139
	0,3	118	126	132	142	148
—30	0,1	124	130	138	145	152
	0,5	134	142	150	158	106
—25	0,1	138	145	148	156	164
	0,5	145	152	162	171	176
	0,7	149	157	166	176	184
—20	0,5	144	158	161	169	178
	1,0	157	167	176	185	194
	1,2	162	171	180	190	200
—15	0,5	155	165	174	193	198
	1,0	170	180	190	200	210
	2,0	174	185	195	206	216
—10	1	180	191	202	207	224
	3	190	200	212	224	235
—5	1	190	200	204	218	240
	3	204	216	228	240	254
	4	208	220	232	244	256
0	1	165	207	218	230	242
	2	207	219	231	244	258
	4	215	226	238	252	261
	6	219	232	245	258	271
5	2	209	222	234	247	259
	4	222	234	248	262	275
	6	226	242	252	260	283
	8	234	250	269	277	285
10	2,0	234	250	263	276	290
	4,0	240	256	270	285	300
	6,0	248	202	274	292	307
	8,0	254	270	283	300	325
15	2,5	252	267	282	297	312
	4,0	266	282	298	314	330
	6,0	272	288	305	320	337
	8,0	280	297	314	330	347
	10,0	286	304	320	337	355
20	2,5	269	285	301	317	334
	4,0	276	252	309	326	342
	6,0	284	301	318	335	352
	8,0	288	305	323	340	357
	10,0	298	316	334	352	370
	12,0	304	322	340	358	377

Таблица 9.16

Приближенные значения теплообмена воды с грунтом дна, Вт/м²

Градусы северной широты	I	II	III	IV	V	IX	X	XI	XII
30	13	8	—3	—18	—15	2	14	15	15
40	11	6	1	—14	—15	3	13	14	13
50	7	5	3	—7	—14	5	12	13	10
60	5	3	2	0	—13	5	11	12	7
70	4	2	1	0	—9	6	10	9	4

Расход тепла на таяние твердых осадков вычисляется по формуле (2.44).

Плотность теплового потока водной поверхности вычисляется по указанным выше формулам при наличии соответствующих метеорологических данных и гидрологических характеристик. Ввиду отсутствия массовых систематических наблюдений за метеорологическими условиями над водной поверхностью, особенно в период отрицательной температуры воздуха, могут быть использованы данные наблюдений береговых станций либо более или менее отдаленных от водного объекта континентальных станций с введением необходимых поправок.

Средняя скорость ветра над водной поверхностью на высоте 2 м определяется по формуле

$$w_2 = k_1 k_2 k_3 w_{ср}, \tag{9.37}$$

где k_1 — коэффициент, учитывающий степень защищенности метеорологической станции на суше (табл. 9.17); k_2 — коэффициент, учитывающий характер рельефа в пункте наблюдений (табл. 9.18); k_3 — коэффициент, учитывающий среднюю длину разгона воздушного потока над водной поверхностью X при различной защищенности (табл. 9.19); $w_{ср}$ — скорость ветра на высоте флюгера.

Средняя влажность воздуха над водной поверхностью на высоте 2 м (e_2) рассчитывается по формуле

$$e_2 = e'_2 + (0{,}8e_0 - e'_2) M_1, \tag{9.38}$$

где e'_2 — средняя влажность воздуха, измеренная на континентальной метеостанции; e_0 — максимальное парциальное давление водяного пара, определенное по температуре поверхностного слоя воды (табл. 9.20), M_1 — коэффициент трансформации (табл. 9.21).

Средняя температура воздуха над водной поверхностью на высоте 2 м рассчитывается по формуле

$$t_2 = t'_2 + (t_0 - t'_2) M_2, \tag{9.39}$$

где t'_2 — температура воздуха по данным метеостанции на суше, t_0 — температура поверхностного слоя воды, M_2 — коэффициент трансформации (см. табл. 9.2).

Таблица 9.17

Коэффициент k_1 для определения скорости ветра над водной поверхностью на высоте 2 м

Местоположение и степень защищенности метеостанции на суше		k_1
I. Лесная зона СССР		
Станция в лесу или в большом городе:	флюгер на уровне деревьев или строений	2,4
	флюгер выше окружающих препятствий	2,2
На окраине города или большого селения, отдельные строения или деревья выше флюгера		2,0
В селении, в саду или на окраине города, строения и деревья ниже флюгера		1,8
На открытой ровной площадке, ближайшие препятствия: деревья, дома, возвышенности на расстоянии 20—30-кратной высоты флюгера		1,5
Поле, луг, аэродром, с одной стороны в 200—500 м лес или строения города, большого селения		1,3
II. Безлесные районы СССР		
В городе или большом селении:	флюгер на уровне деревьев или жилых домов	1,5
	флюгер выше окружающих препятствий	1,3
В степи или на окраине небольшого селения, отдельные дома и строения с одной стороны в 100—200 м. Флюгер доминирует над местностью		1,0
Берег облесен или застроен домами, многие из которых выше флюгера		1,3
Берег открытый, станция в 200—300 м от уреза, в 100—200 м лес или строения		1,1
На открытом берегу		0,9
На оконечности далеко выдающегося в водоем открытого мыса		0,8

Таблица 9.18

Коэффициент k_2

Характеристика рельефа в районе метеостанции	k_2
Вершина крутого холма	0,75
Вершина пологого холма и верхняя часть склона	0,9
Равнина, весьма широкая долина	1,0
Нижняя часть склона, дно нешироких и неглубоких долин, котловин, лощин	1,1
Дно глубоких долин, котловин, лощин	1,3

Таблица 9.19

Коэффициент k_3

Растительность на берегах реки (водоема)		Средняя протяженность водной поверхности, км							
название	средняя высота, м	0,05	0,1	0,2	0,5	1	3	5	>5
Трава	0,1	0,97	0,98	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Кустарник	5	0,40	0,55	0,70	0,85	0,95	1,00	1,00	1,00
Лес	20	0,15	0,25	0,40	0,60	0,75	0,90	0,95	1,00

Таблица 9.20

Максимальное парциальное давление водяного пара, гПа

Температура воздуха, °С	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
0	6,1	6,2	6,2	6,2	6,3	6,3	6,4	6,4	6,5	6,5
1	6,6	6,6	6,7	6,7	6,8	6,8	6,9	6,9	7,0	7,0
2	7,0	7,1	7,2	7,2	7,3	7,3	7,4	7,4	7,5	7,5
3	7,6	7,6	7,7	7,7	7,8	7,8	7,9	8,0	8,0	8,1
4	8,1	8,2	8,2	8,3	8,3	8,4	8,5	8,5	8,6	8,7
5	8,7	8,8	8,8	8,9	9,0	9,0	9,1	9,2	9,2	9,3
6	9,4	9,4	9,5	9,5	9,6	9,7	9,7	9,8	9,9	10,0
7	10,0	10,1	10,2	10,2	10,3	10,4	10,4	10,5	10,6	10,6
8	10,7	10,8	10,9	11,0	11,0	11,1	11,2	11,2	11,3	11,4
9	11,5	11,6	11,6	11,7	11,8	11,9	12,0	12,0	12,1	12,2
10	12,3	12,4	12,4	12,5	12,6	12,7	12,8	12,9	13,0	13,0

Таблица 9.21

Коэффициент трансформации M

Соотношение температуры воды и воздуха	Расстояние от подветренного берега, км								
	0,1	0,2	0,5	1,0	2,0	5,0	10	20	50
$t_0 \approx t_2^1$	0,02	0,08	0,08	0,12	0,16	0,23	0,28	0,34	0,44
$t_0 < t_2^1$ на 4 °С и более	0,03	0,06	0,13	0,18	0,24	0,33	0,38	0,45	0,53
$t_0 > t_2^1$ на 10 °С и более	0,01	0,02	0,03	0,05	0,07	0,10	0,15	0,19	0,28

9.11. Расчет характеристик зажорных явлений

Формирование ледяного покрова на участках интенсивного шугообразования в местах изменения уклонов водной поверхности (в 2—3 раза и больше) сопровождается образованием зажорных скоплений. Необходимым условием зажорообразования является вовлечение шуговых скоплений под кромку ледяного покрова, которое выполняется при значениях числа Фруда больше критического [208]:

$$\mathrm{Fr}_{кр} = 0{,}154\sqrt{1-\varepsilon_{зж}};$$

$$\mathrm{Fr} = v/\sqrt{gh} > 0{,}154\sqrt{1-\varepsilon_{зж}},$$

где v — скорость течения, м/с; h — глубина потока, м; $\varepsilon_{зж}$ — пористость скоплений шуги.

В зависимости от пористости шуговых скоплений $0{,}06<\mathrm{Fr}_{кр}<0{,}12$. Головная часть зажора формируется непосредственно у кромки ледяного покрова. Характер движения и отложения шуговых образований под ледяным покровом обусловлен гидравлическими характеристиками зажорного участка, размерами, формой и физическими свойствами шуговых образований.

Для оценки количества льда в зажоре используется либо метод теплового баланса, либо метод опорных кривых в зависимости от наличия материалов гидрометрических наблюдений за ледовыми явлениями в пределах зажорного участка реки. При наличии информации о месте и сроках формирования зажора на реке для определения количества льда в зажоре применяется метод теплового баланса.

Расчет количества льда на зажорном участке производится по формуле, учитывающей сток льда за период формирования зажора. В случае когда имеются данные наблюдений за шугоходом и ледоходом, общее количество льда в зажоре рассчитывается по формуле

$$N_{зж} = \tau\left(\sum_{i}^{n}\varphi_i a_i b_i v_i\right)\Big/n, \qquad (9.40)$$

где $N_{зж}$ в кг, φ_i — коэффициент шугохода (ледохода) за i-й интервал времени, характеризующий степень покрытия реки льдом в долях единицы; a_i — количество шуги (льда), приходящееся на единицу поверхности реки, кг/м^2; v_i — средняя скорость движения шуги, м/с; τ — период формирования зажора, сут; n — число измеренных расходов за период формирования зажора; b_i — средняя ширина реки на зажорном участке, м.

Если данные наблюдений за шугоходом отсутствуют, но имеются материалы гидрометрических наблюдений, расчет количества льда на зажорном участке производится по формуле

$$N_{зж} = \sum_{n=1}^{n} N_{зж_i}, \qquad (9.41)$$

где $N_{зж}$ — суточный сток льда, равный 86400 $q_л$; $q_л$ — расход шуги, кг/с. Значение $q_л$ вычисляется по различным формулам

в зависимости от длины участка шугообразования. В тех случаях, когда ледообразование начинается одновременно на больших участках реки, расход шуги вычисляется по формуле (2.30).

Положение профиля нулевой температуры устанавливается путем расчета изменений температуры воды по длине реки от верхней границы участка ледообразования (см. п. 9.1).

Если длина участка ледообразования небольшая, то $q_л$ вычисляется по формуле [182]

$$q_л = \{1 - \exp[-S\tau/(La)]\}\, abv. \qquad (9.42)$$

В случаях когда на зажорном участке скорости течения резко меняются или имеет место неравномерное изменение ширины по длине реки, расчет количества льда на зажорном участке рекомендуется производить по формуле [182]

$$q_л = \{1 - [1 - S\tau_1//(La)]\} \exp[-S\tau_2/L(n_1 n_2)]\, abv. \qquad (9.43)$$

В формуле (9.43) $n_1 = b_1/b_2$, где b_1 и b_2 — средняя ширина реки на узком и широком участках; $n_2 = v_1/v_2$, где v_1 и v_2 — средние скорости на участках с медленным течением и на быстротоке; τ_1 и τ_2 — относительное время добегания ледяных образований на двух характерных участках реки.

При расчетах по формулам (9.41) и (9.43) коэффициент, характеризующий количество льда, приходящегося на единицу поверхности ледяных образований, определяется по зависимости [150]

$$a = 4340\sqrt{Q/(MCb)} \qquad (9.44)$$

или

$$a = Ihb/(4\tau_н + bI), \qquad (9.45)$$

где Q — расход воды, м³/с; C — коэффициент Шези, м$^{1/2}$/с; h — глубина реки, м; I — уклон, ‰; M — параметр шероховатости; $\tau_н$ — скалывающее напряжение (Па), значение которого зависит от длины участка ледообразования l: $l_л < l_1\tau_н = 0{,}15$; $l_л < l_2\tau_н = 0{,}23$; $l < l_3\tau_н = 0{,}30$, где l_1, l_2 и l_3 — соответственно расстояния, которые проходят ледяные образования на 1, 2-е и 3-и сутки. Скорость движения ледяных образований принимается равной скорости течения воды.

Для облегчения расчетов по формуле (9.14) в табл. 9.22 даны значения произведения MC в зависимости от коэффициента шероховатости $n_р$ и глубины реки h.

При отсутствии данных о местоположении и сроках образования зажоров количество льда на зажорных участках определяется гидравлическим методом с использованием опорных кривых [147]. Уравнение, характеризующее водопропускную способность русла при наличии льда, может быть представлено в виде

$$Q^2/\Delta z = R^{4/3}(\omega - bh_{зж})^2/(n_{пр}^2 l), \qquad (9.46)$$

Таблица 9.22

Значения MC, вычисленные по известным формулам: $M=0{,}7C+6$, $C=h^{1/6}/n$

h	n								
	0,025	0,033	0,040	0,056	0,067	0,080	0,100	0,133	0,200
1	1360	975	600	400	250	185	130	95	48
2	1660	1185	720	485	300	220	155	110	54
3	1910	1368	820	550	336	250	175	123	59
4	1990	1425	870	570	360	260	185	128	61
5	2240	1595	960	640	410	290	200	142	66
6	2360	1690	1015	670	417	305	205	149	70
7	2450	1715	1050	695	428	315	215	153	73
8	2590	1850	1110	735	458	330	225	160	75
9	2690	1920	1145	760	480	340	233	166	78
10	2795	1995	1190	790	500	350	240	170	80

где Q — расход воды, м^3/с; Δz — падение уровня воды на участке, см; R — гидравлический радиус, м; ω — площадь водного сечения реки, м^2; l — длина расчетного участка, м; $n_{пр}$ — приведенный коэффициент шероховатости, учитывающий как шероховатость русла, так и шероховатость нижней поверхности зажорных скоплений.

Коэффициент $n_{пр}$ для ледоставного периода рассчитывается по формуле [150]

$$n_{пр} = 0{,}71\sqrt{n_р^2 + n_л^2}, \tag{9.47}$$

где $n_р$ — коэффициент шероховатости русла; $n_л$ — коэффициент шероховатости нижней поверхности зажорных скоплений, вычисляется по формуле

$$n_л = \sqrt{\lambda^* R^{1/3}/(8g)}, \tag{9.48}$$

где g — ускорение свободного падения; λ^* — коэффициент сопротивления гидравлического трения, определяется по формуле

$$1/\sqrt{\lambda^*} = 4{,}95\,(R/\Delta_л^{0,2}). \tag{9.49}$$

В выражении (9.49) $\Delta_л$ — высота выступов нижней поверхности зажорных скоплений, которая находится по зависимости

$$\Delta_л = h_л \cos 45°.$$

Заменив правую часть уравнения (9.46) функцией отметки уровня и толщины слоя шуги (льда), можно записать

$$Q^2/\Delta z = \varphi\,(h_{ср},\ h_{зж}). \tag{9.50}$$

Интегральный график функции φ ($h_{ср}$, $h_{зж}$) и является опорной кривой. Построение опорных кривых заключается в следующем. Сначала для различных значений толщины слоя шуги

(льда), которые принимаются равными 0,1; 0,4; 1,0; 2,0 и 3,0 м, используя правую часть уравнения (9.50), определяют водопропускную способность русла для ряда выбранных створов на участке ледообразования. Далее, задаваясь различными значениями $\overline{Q}$ и $h_{зж}$, путем графического интегрирования строят семейство опорных кривых $Q=f(h_{зж})$: по оси абсцисс графика откладывают $h_{зж}$, а по оси ординат — отметки уровня воды H. На продольный профиль участка реки, построенного для определения расхода воды, в верхнем створе наносят значение $h_{зж}$, полученное с вышеуказанных кривых для выбранных расчетных створов. Соединив отметки, получают профиль нижней поверхности ледяного покрова при данном расходе воды. Определение количества льда при рассматриваемом участке производится графическим способом. Используя метод опорных кривых, строят вспомогательные графики

$$b=\varphi(H);\quad h=\psi(H);\quad n_л=f(H,\ h_{зж});\quad R=\xi(H).$$

Выбор расчетных участков определяется морфологическими особенностями исследуемой реки. Выраженный зажорный участок реки делится на ряд расчетных участков, однородных по морфометрическим характеристикам, уклону, ширине, площади водного сечения и шероховатости русла. Длина расчетных участков на различных реках может варьировать от 1 до 5 км. Определение средних значений морфометрических характеристик производится по материалам русловых и береговых съемок, а также по крупномасштабным картам.

В состав гидрометрических исходных материалов входят данные опорной гидрометрической сети, а также данные экспедиционных исследований, позволяющие построить зависимости $Q(h)$ для пунктов, расположенных на расстоянии 1—4 км один от другого. Исходные данные приводятся в виде сводного графика продольных профилей водной поверхности при различных расходах открытого русла.

Оценка распределения шуги в зажоре дается при наличии данных мгновенных уровней воды. При этом, используя значения изменений уровня воды на различных участках реки, можно оценить характер распределения льда в зажоре.

Для ориентировочной оценки количества льда в зажоре рекомендуется использовать зависимость скорости перемещения кромки льда от количества, затрачиваемого при формировании ледяного покрова на исследуемом участке реки [48]. Выявление такой зависимости производится на основании обобщенных расчетных данных по стоку льда за многолетний период, сопоставленных с данными скорости перемещения кромки льда. При этом может быть использована информация стандартных, специальных и авианаблюдений. В отдельных случаях при отсутствии информации о развитии ледовых явлений на зажорном участке для расчета возможного количества льда рекомендуется использовать эмпирическую зависимость толщины льда на зажорном участке от скорости

ледохода $v_л$ (принимаемой равной скорости течения при открытом русле) и температуры воздуха в момент ледостава [48]:

$$h_{зж} = f(v_л, t). \tag{9.51}$$

9.12. Расчет характеристик заторных явлений

Разрушение ледяного покрова на участках рек с повышенной толщиной и прочностью ледяного покрова в местах, где скорость течения v и число Фруда больше критических, возможно образование затора.

Критическое значение числа Фруда изменяется в зависимости от пористости скоплений льда $0{,}08 \leqslant Fr_{кр} \leqslant 0{,}15$. Развитие процесса заторообразования происходит непосредственно у кромки ледяного покрова. В зависимости от энергии потока, морфометрических характеристик русла, физико-механических свойств льда образуются заторы различной мощности.

Количество льда на заторном участке может быть определено гидравлическими методами либо с использованием опорных кривых, либо путем решения упрощенного уравнения Сен-Венана.

Первый способ изложен выше, в п. 9.11.

При расчете количества льда в заторе с использованием упрощенного уравнения неустановившегося движения воды Сен-Венана последнее записывается в виде [41]

$$\Delta H/\Delta x = Q^2/K^2, \tag{9.52}$$

где $\Delta H/\Delta x$ — уклон водной поверхности; K — модуль расхода, который рассчитывается в зависимости от морфометрических характеристик русла по следующим формулам:

для открытого русла

$$K = h^{2/3} b/n_0; \tag{9.53}$$

для потока под ледяным покровом

$$K_л = 0{,}63 h^{5/3} b_л/n_{пр}, \tag{9.54}$$

где $b_л$ — ширина реки по нижней поверхности ледяного покрова.

Для расчета толщины льда в заторе строятся вспомогательные графики:

— график изолиний модуля расходов по длине реки для различных отметок уровня H (строится для открытого потока и для потока под ледяными скоплениями толщиной 0,5; 1; 2 и 3 м);

— график хода постоянной отметки поверхности воды $H = f(x, \tau)$, построенный за период, предшествующий периоду заторообразования;

— продольный график горизонта воды $H = \varphi(x)$ за расчетный период;

— график ширины реки по ее длине $b = \psi(x)$ за расчетный период;

— графики зависимости толщины льда в заторе от модуля расхода $h_{зт} = \zeta(K)$.

Значение уклона I определяется по продольному профилю горизонта воды на участке.

Толщина льда на участке находится следующим образом. Сначала определяется правая часть уравнения (9.52) при значениях модулей расходов, соответствующих толщине ледяного покрова 0,5; 1; 2; 3 м, и для каждого расчетного створа строится зависимость $h_{зт}=f(-Q^2/K^2)$. Вычисляется левая часть уравнения (9.52) с использованием вышеуказанных графиков. Затем на графиках $h_{зт}=f(-Q^2/K^2)$ по полученным значениям уклона $\Delta H/\Delta x$ при данном расходе воды определяется искомая (расчетная) толщина льда $h_л$ в створах заторного участка.

По рассчитанным значениям $h_л$ строится график толщины льда по длине затора, по которому определяется площадь льда в продольном сечении — $\omega_{зт}$.

Количество (масса) льда в заторе $N_{зт}$ рассчитывается по формуле

$$N_{зт} = \omega_{зт} b \rho_л. \qquad (9.55)$$

9.13. Расчет заторных и зажорных уровней воды

Заторный (зажорный) уровень воды ($H_{зт\,(зж)}$ зависит от расходов воды, мощности скоплений льда и шуги, а также от гидравлических и морфологических характеристик исследуемого участка реки.

Для расчета $H_{зт\,(зж)}$ применяется способ, основанный на использовании связи между гидравлическими характеристиками открытого русла и закрытого при наличии затора (зажора), под влиянием которого происходит стеснение русла и увеличивается сопротивление потоку [74].

$H_{зт\,(зж)}$ является функцией глубины реки у верхней кромки скоплений льда или шуги:

$$H_{зт\,(зж)} = f\,(h_{зт\,(зж)});$$
$$h_{зт\,(зж)} = A_{зт\,(зж)} h_o.$$

Величина $A_{зт\,(зж)}$ рассчитывается методом опорных кривых (см. п. 9.12) или устанавливается путем анализа имеющихся данных измерений зажорных или заторных уровней воды за весь период наблюдений на основании связи между h_o и $h_{зт\,(зж)}$. В случае отсутствия данных наблюдений для определения $A_{зт(зж)}$ используется формула

$$A_{зт\,(зж)} = I^{0,3} e^{\alpha},$$

для затора $\alpha_{зт}=2{,}85\pm0{,}15$; для зажора $\alpha_{зж}=3{,}30\pm0{,}10$, а для заторно-зажорных скоплений — среднее из этих значений. При выборе расчетных значений положительная поправка назначается для заторов, образующихся на зажорных участках, а отрицательная — для случаев, когда в процессе формирования затора или

зажора ширина реки увеличивается более чем на 15 %. Значения $I^{0,3}\ e^{\alpha}$, вычисленные для различных видов ледяных образований с учетом уклонов на исследуемом участке реки, приведены в табл. 9.23.

Таблица 9.23

Значение $I^{0,3}e^{\alpha}$

Вид ледяных образований	Уклон $I \cdot 10^3$						
	0,15	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50	0,60
Зажор	1,38	1,70	2,10	2,40	2,60	2,75	2,93
Затор		1,08	1,34	1,53	1,65	1,77	1,87
Зажорно-заторные скопления	1,30	1,38	1,72	1,96	2,18	2,26	2,40

Вид ледяных образований	Уклон $I \cdot 10^3$					
	0,70	0,80	0,90	1,00	2,00	3,00
Зажор	3,08	3,22	3,32	3,40	4,20	4,80
Затор	1,97	2,05	2,12	2,18	2,70	3,09
Зажорно-заторные скопления	2,51	2,62	2,70	2,78	3,42	3,80

Для расчета максимальных заторных (зажорных) уровней воды в качестве исходных используются данные о расходе воды, кривые средних глубин $h(H)$, ширины русла $b(H)$, а также сведения об уклонах водной поверхности при Q_0. Расчеты производятся предельно просто. По заданным значениям расхода воды определяется уровень открытого русла и соответствующие ему значения h_0 и b_0. Затем по значению $A_{зт\ (зж)}$, вычисленному по данным наблюдений или по формуле, приведенной выше, рассчитывается глубина у верхней кромки затора и определяется соответствующее значение $H_{зт\ (зж)}$.

Кроме изложенного выше метода для расчета максимальных заторных и зажорных уровней воды используется способ, основанный на применении уравнения статического равновесия скоплений льда и шуги. Максимальный заторный (зажорный) уровень воды $H_{зт\ (зж)}$ определяется глубиной у верхней кромки скоплений $h_{зт}$:

$$H_{зт(зж)} = f\,(h_{зт\ (зж)})$$

и рассчитывается по уравнению [206]

$$h_{зт\ (зж)} = M\mu\sqrt{Q}/\sqrt[4]{b},$$

где Q — расход воды, м³/с; b — ширина реки, м; M — коэффициент устойчивости скоплений; μ — коэффициент, характеризующий физические свойства скоплений льда.

Значения коэффициентов M и μ изменяются в зависимости от морфологических особенностей русла, возможного удлинения смоченного периметра под влиянием скоплений, а также степени стеснения русла льдом или шугой, характеризуемой отношением $h_{ск.ш}/h_{зт\ (зж)}$. В свою очередь это отношение зависит от морфологических характеристик исследуемого участка реки (табл. 9.24).

Таблица 9.24

Значения $h_{ск.\ ш}/h_{зт\ (зж)}$

$f\left(\frac{b}{n}\cdot I\right)\cdot 10^2$	0,3	0,7	1,2	1,6	2,1	2,6	2,7	2,8
$h_{ск.\ ш}/h_{зт\ (зж)}$	0,03	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35	0,40

По значению $h_{ск.\ ш}/h_{зт\ (зж)}$ и виду ледяных образований из табл. 9.25 определяется коэффициент M.

Таблица 9.25

Значения коэффициента M

Вид ледяных образований	$h_{ск.\ ш}/h_{зт\ (зж)}$				
	0,1	0,2	0,3	0,33	0,4
Затор	2,00	2,20	2,32	2,36	2,50
Зажор	2,30	2,50	2,74	2,80	2,90
Заторно-зажорные скопления	2,15	2,35	2,53	2,58	2,70

При определении коэффициента μ учитывается его зависимость от физических свойств скоплений льда или шуги. Для заторов максимальное значение μ достигает 0,32—0,36, а для зажоров 0,37—0,39. Исходными данными для расчета максимальных зажорных и заторных уровней воды являются расходы воды при замерзании и вскрытии и соответствующие им значения глубины h (H), ширины b (H) и уклона водной поверхности открытого русла. При сравнении рассчитанных значений с измеренными в нижнем бьефе Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС за многолетний ряд наблюдений получен удовлетворительный результат. Среднее квадратическое отклонение составляет 0,48 м.

Для ориентировочного определения высших зажорных уровней воды в нижнем бьефе гидроузлов рекомендуется способ, основанный на использовании соотношения между зимними и летними расходами воды, проходящими при одних и тех же уровнях:

$K_{зим}=Q_{зт}/Q$. В этом случае строится график $K_{зим}=f(T)$, где T — число суток от даты начала ледостава, и кривая расходов $Q=f(H)$ до отметок высших зажорных уровней. Использование значений $K_{зим}$, снятых с нижней огибающей графика $K_{зим}=f(T)$, позволяет учесть наиболее сложные ледовые условия, которые могут иметь место в нижнем бьефе.

Для условий неразветвленного русла коэффициент $K_{зим}$ можно определить по следующей эмпирической зависимости [48]:

$$K_{зим}=3{,}7\cdot 10^{-4}Q/(b\sqrt{I_0})-h_л/h+0{,}495, \qquad (9.56)$$

где I_0 — летний уклон, соответствующий зимнему расходу.

Данная формула может быть применена в тех случаях, когда суммарная толщина льда и шуги составляет 0,01—0,9.

В гидротехническом проектировании определение зажорных уровней производится с учетом гидравлических характеристик и толщины льда по формуле [149]:

$$\Delta H=h\left\{\left(\frac{n_1}{n_0}\right)^{3/2}\left[\left(\frac{n_л}{n_{пр}}\right)^{3/2}+1\right]^{2/3}\left(\frac{I}{I_0}\right)^{3/10}\frac{b}{b_л}-\frac{b}{b_л}\right\}h_д, \qquad (9.57)$$

где ΔH — подъем уровня воды.

Эта формула учитывает влияние изменения ширины реки в процессе формирования зажора, которое может быть весьма существенным для водотоков с непризматическим руслом. Для выполнения расчета предварительно строятся графики зависимости от уровня основных характеристик на расчетном участке реки: расхода воды, площади водного сечения, ширины реки, средней глубины и скорости течения, уклона и коэффициента шероховатости русла. Эти кривые позволяют получить определенные гидравлические характеристики русла для любой отметки уровня воды.

В настоящее время для расчета и прогноза зажорных и заторных уровней воды применяются методы математического моделирования с учетом данных натурных наблюдений.

Заключение

Ледовый режим рек формируется под влиянием сложного взаимодействия тепловых и динамических процессов, обусловленных сочетанием климатических условий, водности реки, гидравлических свойств потока и морфологических особенностей русла. Различного вида хозяйственные мероприятия, связанные с изменениями природных процессов, могут привести к изменению ледового режима в нежелательном направлении и вызвать неблагоприятные последствия. В связи с этим решение многих инженерных задач по строительству и эксплуатации гидротехнических сооружений в зимний период производятся с учетом особенностей ледового режима рек.

В настоящее время исследованы общие закономерности ледового режима рек с естественным гидрологическим режимом. Разработаны методы расчета основных характеристик ледовых процессов. Получены сравнительные данные, характеризующие изменения процессов замерзания и вскрытия рек под влиянием регулирования стока. Показано существенное различие в развитии ледовых процессов в водохранилищах и нижних бьефах по сравнению с речными условиями. В нижних бьефах ГЭС образовались участки с неустойчивым ледовым режимом, а сроки и продолжительность ледовых явлений оказались за пределами естественной изменчивости. Особенно выделяются участки нижних бьефов высоконапорных ГЭС. Наличие полыньи в течение зимы способствует интенсивному шугообразованию и формированию зажорных скоплений, вызывающих зимние затопления и неблагоприятную экологическую обстановку в прилегающих районах.

В связи с интенсивным освоением природных ресурсов Крайнего севера, Сибири и Дальнего Востока возникают новые задачи ледовых исследований. Требуются не только систематизация и обобщения накопленных материалов натурных наблюдений и теоретических исследований, но и постановка комплексных исследований ледовых явлений, поиск новых решений для описания процессов формирования и разрушения ледяного покрова на реках.

Дальнейшие исследования требуется сосредоточить на изучении закономерностей развития ледовых процессов каскадов, водохранилищ, особенностей зажорно-заторных явлений в нижних бъефах высоконапорных ГЭС. Необходимо исследовать особенности развития ледовых процессов в водохранилищах и нижних бьефах в районах с многолетней мерзлотой, а также исследовать своеобразие развития ледовых процессов на участках сброса теплых вод. Кроме того, должны получить существенное развитие исследования зажорных и заторных явлений с применением методов физического и математического моделирования.

Необходимо уделить большое внимание усовершенствованию существующих и разработке принципиально новых методов расчета, так как существующие методы в значительной мере основаны на упрощенных моделях и не учитывают всего многообразия условий развития ледовых процессов. Успехи исследований в этой области позволят экстраполировать современные достижения в будущем для целей разработки методов регулирования ледового режима рек и улучшения технико-экономических характеристик при строительстве и эксплуатации гидротехнических сооружений.

Список литературы

1. Абраменко Н. М. Моделирование процесса замерзания шугоносных рек.— М.: Гидрометеоиздат, 1984.— 100 с. (Труды САНИИ. Вып. 101(182)).
2. Авакян А. Б., Шарапов В. А. Водохранилища гидроэлектростанций СССР.— М.: Энергия, 1968.— 384 с.
3. Алексеев Г. А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 363 с.
4. Алексеенко И. Е. Ледовые затруднения на Днепровской ГЭС им. В. И. Ленина.— Гидротехническое строительство, 1971, № 1, с. 28—32.
5. Алексеенко Р. Я. Влияние стока притоков на формирование заторов на реках Лене и Амуре.— Труды ГГИ, 1985, вып. 309, с. 52—58.
6. Альтберг В. Я. Подводный лед.— Л.: ГОНТИ, 1939.— 160 с.
7. Алейников С. М., Панюшкин А. В. Борьба с обледенением гидротехнических сооружений.— М.: Энергоиздат, 1982.— 100 с.
8. Антонов В. С., Балабаев А. П., Иванов В. В., Налимов Ю. В. Распределение заторных факторов на реках арктической и субарктической зон Сибири.— Труды ААНИИ, 1974, т. 308, с. 69—96.
9. Аполлов Б. А., Калинин Г. П., Комаров В. Д. Курс гидрологических прогнозов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 420 с.
10. Баланин В. В. Изменение ледового режима водотоков в результате строительства гидроузлов и вопросы продления навигации.— В кн.: Труды координационных совещаний по гидротехнике. Л., 1968, вып. 42, с. 46—70.
11. Баланин В. В. Регулирование процессов заторообразования и методы борьбы с заторами льда.— В кн.: Труды координационных совещаний по гидротехнике. Л., 1970, вып. 56, с. 25—36.
12. Балашова И. В. Расчеты и прогнозы сроков замерзания и очищения ото льда волжских водохранилищ.— В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Л., 1975, т. 7, с. 337—344.
13. Бейлинсон М. М. Методика расчета проникающей в ледяной покров солнечной радиации.— В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной физики. Алма-Ата, 1979, с. 83—95.
14. Белоконь Н. Н. Инженерная гидравлика потоков под ледяным покровом.— М.; Л.: Госэнергоиздат, 1940.— 160 с.
15. Берденников В. П. Расчет некоторых элементов зажоров на реках Ангаре и Енисее.— Труды ГГИ, 1958, вып. 65, с. 100—121.
16. Берденников В. П. Динамические условия образования заторов льда на реках.— Труды ГГИ, 1964, вып. 110, с. 3—11.
17. Берденников В. П. Методы расчета давления заторных и зажорных масс льда на сооружения.— Труды ГГИ, 1967, вып. 148, с. 3—28.
18. Берденников В. П. Модельные исследования механизма заторообразования для обоснования схемы ледозадержания на р. Днестре и определение ледовых нагрузок.— Труды ГГИ, вып. 219, 1974, с. 31—56.
19. Берденников В. П., Шматков В. М. Натурные и лабораторные исследования образования заторов льда.— В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Л., 1976, т. 6, с. 361—370.
20. Бибиков Д. Н., Петруничев Н. Н. Ледовые затруднения на гидроэлектростанциях.— М.; Л.: Госэнергоиздат, 1950.— 159 с.
21. Бибиков Д. Н. Термический и ледовый режим незамерзающих водных потоков. Автореф. дис. на соискание ученой степени д-ра техн. наук.— Л., 1954.— 20 с.
22. Богородский В. В., Гаврило В. П., Недошивин О. А. Лед. Физические свойства. Современные методы гляциологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 384 с.
23. Богородский В. В., Гаврило В. П., Недошивин О. А. Разрушение льда. Методы. Технические средства.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 232 с.

24. Болотников Г. И. Расчет параметров волны прорыва затора.— Труды ГГИ, 1986, вып. 323, с. 28—31.
25. Болотников Г. И. Полуэмпирическая модель процесса формирования заторов льда.— Труды ГГИ, 1985, вып. 309, с. 37—43.
26. Браславский А. П. Исследования и расчеты гидрологического режима озер и водохранилищ. Автореф. дис. на соискание ученой степени д-ра техн. наук. Алма-Ата, 1966.— 255 с.
27. Браславский А. П., Шергина К. Б. Потери воды на испарение из водохранилищ засушливой зоны Казахстана.— Алма-Ата: Наука, 1965.— 228 с.
28. Брегман Г. Р. Атлас вскрытия и замерзания рек Европейской части СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1947.— 253 с.
29. Быдин Ф. И. Зимний режим рек и методы его изучения. Исследования рек СССР.— Л.: Изд. ГГИ, 1933.— 237 с.
30. Будыко М. И. Изменения климата.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 250 с.
31. Букина Л. А. Распределение по размерам кристаллов внутриводного льда в турбулентном потоке.— ДАН СССР. Физика атмосферы и океана. 1967, т. 3, вып. № 1, с. 58—65.
32. Бузин В. А. Факторы, определяющие максимальный заторный уровень воды.— Труды ГГИ, 1980, вып. 270, с. 33—39.
33. Бузин В. А., Лазаревская В. И. Методика оценки изменений сроков вскрытия реки при изъятии части стока.— Труды ГГИ, 1980, вып. 270, с. 20—32.
34. Бузин В. А. Оценка вероятных значений прочности льда при вскрытии рек.— Труды ГГИ, 1982, вып. 287, с. 42—47.
35. Булатов С. Н. Расчет прочности тающего ледяного покрова и начало дрейфа льда.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 111 с.
36. Булатов С. Н. К расчету таяния ледяного покрова рек и водохранилищ.— Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 49, с. 14—29.
37. Булатов С. Н. О возможности создания универсального метода расчета времени вскрытия рек.— Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 112, с. 28—36.
38. Бутягин И. П. Прочность льда и ледяного покрова. Новосибирск: Наука, 1966.— 154 с.
39. Вейнберг Б. П. Лед.— М.; Л.: Гостехиздат, 1940.— 472 с.
40. Вендров С. Я., Стежинская И. Н. Изменение сроков ледовых фаз после создания крупных водохранилищ.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1969, № 1, с. 50—58.
41. Винников С. Д. Гидравлический метод оценки заторных масс льда.— Метеорология и гидрология, 1978, № 6, с. 62—70.
42. Войтковский К. Ф. Механические свойства льда. М.: Изд. АН СССР, 1960.— 102 с.
43. Гинзбург Б. М. Вероятностные характеристики сроков замерзания и вскрытия рек и водохранилищ Советского Союза.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 110 с. (Труды Гидрометцентра СССР. Вып. 116).
44. Гинзбург Б. М. Естественные составляющие полей сроков замерзания и вскрытия рек.— Труды Гидрометцентра СССР, 1981, вып. 236, с. 72—82.
45. Гинзбург Б. М. Прогнозы ледовых явлений на реках и водохранилищах. Состояние вопроса.— В кн.: Материалы конференций и совещаний по гидротехнике. Л., 1984, с. 200—208.
46. Гинзбург Б. М., Забелина Е. Ф., Дреновская Т. Я. Об учете уменьшения прочности льда в весенний период при расчете воздействия на сооружения.— В кн.: Материалы конференций и совещаний по гидротехнике. Л., 1984, с. 219—222.
47. Готлиб Я. Л., Займин Е. Е., Раззоренов Ф. Ф., Цейтлин Б. С. Ледотермика Ангары.— Л.: Гидрометеоиздат, 1964.— 154 с.
48. Готлиб Я. Л., Кузьмин И. А., Сокольников Н. М., Раззоренов Ф. Ф. Натурные гидрологические исследования при проектировании ГЭС.— Л.: Гидрометеоиздат.— 268 с.

49. Готлиб Я. Л., Жидких В. М., Сокольников Н. М. Тепловой режим водохранилищ гидроэлектростанций.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 202 с.
50. Готлиб Я. Л., Донченко Р. В., Пехович А. И., Соколов И. Н. Лед в водохранилищах и нижних бьефах ГЭС.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 200 с.
51. Готлиб Я. Л., Коржавин К. Н., Кореньков В. А. Пропуск льда при строительстве и эксплуатации гидроузлов.— М.: Энергия, 1973.— 160 с.
52. Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ. Водохранилища Верхней Волги.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 291 с.
53. Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР. Волгоградское водохранилище.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 84 с.
54. Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР. Братское водохранилище.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 166 с.
55. Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР. Новосибирское водохранилище.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 156 с.
56. Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР. Куйбышевское и Саратовское водохранилище.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 270 с.
57. Давыдов Л. К., Дмитриева А. А., Конкина Н. Г. Общая гидрология. Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 462 с.
58. Деев Ю. А., Попов А. Ф. Весенние заторы льда в русловых потоках.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 110 с.
59. Доброклонский С. В. Турбулентная вязкость в поверхностном слое моря при волнении.— ДАН СССР, 1947, т. 8, № 7, с. 1345—1348.
60. Донченко Р. В. Физические свойства внутриводного льда (шуги). Труды ГГИ, 1956, вып. 55, с. 5—40.
61. Донченко Р. В. Интенсивность нарастания толщины льда на реках и водохранилищах.— Труды ГГИ, 1968, вып. 159, с. 42—55.
62. Донченко Р. В. Ледовый режим водохранилищ СССР.— Труды ГГИ, 1971, вып. 187, с. 3—108.
63. Донченко Р. В., Чачина Н. С. Оценка зажорных явлений в нижних бьефах ГЭС гидравлическим методом.— Труды ГГИ, 1972, вып. 192, с. 53—66.
64. Донченко Р. В., Баюсова М. И. Оценка изменений условий формирования зажоров в нижнем бьефе Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС.— Труды ГГИ, 1973, вып. 201, с. 65—91.
65. Донченко Р. В. Условия образования заторов льда в нижних бьефах.— Труды ГГИ, 1975, вып. 227, с. 31—45.
66. Донченко Р. В. Закономерности формирования зажоров льда в нижних бьефах ГЭС.— Труды ГГИ, 1974, вып. 219, с. 56—72.
67. Донченко Р. В., Филиппов А. М., Баюсова М. И., Чачина Н. С. Исследования и расчеты интенсивности шугообразования и зажорных явлений на зарегулированных участках рек.— В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда, Л., 1976, т. 6, с. 351—360.
68. Донченко Р. В., Киселев А. А. Оценка возможных изменений ледового и термического режима р. Северной Двины под влиянием изъятия части стока.— Труды ГГИ, 1978. Вып. 248, с. 3—15.
69. Донченко Р. В., Лазаревская В. И., Филиппов А. М., Чачина Н. С. Оценка влияния перераспределения стока рек на ледовый режим Оби и Иртыша.— Труды ГГИ, 1978, вып. 248, с. 15—68.
70. Донченко Р. В. Модель процесса замерзания рек.— Труды ГГИ, 1980, вып. 270, с. 3—11.
71. Донченко Р. В. Изменения ледового и термического режима рек-доноров под влиянием переброски части стока.— В кн.: Межзональное перераспределение водных ресурсов.— Л., 1980, с. 152—170.
72. Донченко Р. В., Щеголева Е. В., Коробко А. С. Закономерности формирования и распространения заторов льда на реках СССР.— Труды ГГИ, 1982, вып. 287, с. 3—15.

73. Донченко Р. В., Щеголева Е. В. Закономерности образования и распространения зажоров на реках СССР.— Труды ГГИ, 1985, вып. 309, с. 3—15.
74. Донченко Р. В. Методы расчета зажорных и заторных уровней воды на зарегулированных участках рек.— Труды ГГИ, 1986, вып. 323, с. 3—19.
75. Донченко Р. В., Филиппов А. М. Прогнозная оценка характеристик ледового режима нижнего бьефа Чебоксарской ГЭС.— Труды ГГИ, 1986, вып. 323, с. 31—46.
76. Донченко Р. В. Изменения термического режима рек Оби и Иртыша под влиянием регулирования стока.— Труды ГГИ, 1986, вып. 323, с. 81—85.
77. Доронин Ю. П., Хейсин Д. Е. Морской лед.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 318 с.
78. Ергин В. П. *Прочность кристаллического льда водных объектов* СССР и его расчет. Автореф. дис. на соискание ученой степени канд. геогр. наук.— М., 1981.— 24 с.
79. Ефремова Н. Д. Методика краткосрочного прогноза замерзания крупных рек, пересекающих Байкало-Амурскую магистраль.— Труды Гидрометцентра СССР, 1981, вып. 236, с. 91—100.
80. Естифеев А. М. Регулирование шугового потока на гидроэлектростанциях. М.; Л.: Госэнергоиздат, 1958.— 179 с.
81. Железняков Г. В. Пропускная способность русел каналов и рек.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 311 с.
82. Жулаев А. Зимний режим и сток наносов рек Северной Киргизии.— Зап. Забайк. фил. геогр. об-ва СССР, 1972, вып. 5, с. 69—76.
83. Жукова М. А. Заторы льда на реках бассейна Северного Ледовитого океана и расчет интенсивности наивысших заторных уровней воды.— Труды ГГИ, 1978, вып. 248, с. 69—87.
84. Забелина Е. Ф. Расчет и прогноз прочности ледяного покрова рек зоны БАМ в весенний период. Автореф. дис. на соискание ученой степени канд. геогр. наук.— М., 1980. 20 с.
85. Зайков Б. Д. Очерки по озероведению.— Л.: Гидрометеоиздат, 1955.— 272 с.
86. Иванов В. В., Налимов Ю. В. Влияние регулирования речного стока на изменение гидрологического режима низовьев и устьевых областей рек Сибири.— В кн.: Материалы конференций и совещаний по гидротехнике. Л., 1984, с. 68—70.
87. Караушев А. В. Речная гидравлика.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 416 с.
88. Карнович В. Н., Кулешова Т. В. Прогноз максимальных уровней воды при заторах льда на Северной Двине.— Метеорология и гидрология, 1984, № 4, с. 89—94.
89. Карнович В. Н., Сурикова Ж. Н. Прогноз максимальных зажорных уровней на Неве.— Метеорология и гидрология, 1984, № 12, с. 111—113.
90. Каталог заторных и зажорных участков рек СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976, т. 1.— 260 с.; т. 2 — 288 с.
91. Ковалев Л. М. Расчеты зимнего стока рек с ледяным покровом.— Л.; М.: Госэнергоиздат, 1950.— 120 с.
92. Козицкий И. Е. О механизме разрушения ледяного покрова рек и каналов.— Труды ГГИ, 1982, вып. 287, с. 32—42.
93. Козуб Г. Я. К вопросу о шероховатости ледяного покрова.— Труды Новосибирского ин-та инж. ж.-д. транспорта, 1965, вып. 44, с. 18—22.
94. Колкутин В. И. Исследование и расчеты характеристик ледового режима Рыбинского водохранилища.— Сб. работ Горьковской, Волжской и Рыбинской ГМО, 1973, вып. 10, с. 42—123.
95. Колесников А. Г., Пивоварова А. А. Расчет скорости охлаждения воды по длине рек.— В кн.: Труды III Всесоюз. гидрол. съезда. Л., 1959, т. 6, с. 270—278.
96. Колесников А. Г., Беляев В. И. К расчету процесса кристаллизации переохлажденной воды при ее турбулентном перемешивании.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1956, № 11, с. 1322—1331.
97. Кириллова Т. В. Радиационный баланс озер и водохранилищ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 254 с.

98. Конкина Н. Г. К вопросу о классификации рек СССР по ледовому режиму.— Вестн. ЛГУ. Сер. геологии и географии, 1957, № 18, вып. 31, с. 119—127.
99. Коновалов И. М., Емельянов М. Н., Орлов П. Н. Основы ледотехники речного транспорта.— Л.; М.: Изд. Минречфлота СССР, 1952.— 264 с.
100. Коновалов И. М., Баланин В. В., Щербакова Р. И. Заторы льда на р. Сухоне и на Северной Двине и борьба с ними.— Труды ЛИВТа, 1962, вып. 30, с. 18—36.
101. Коновалов И. М., Баланин В. В. Основные характеристики заторов льда на реках и способы их предупреждения.— Труды ЛИВТа, 1962, вып. 30, с. 8—18.
102. Константинов А. Р. Испарение в природе.— Л.: Гидрометеоиздат, 1963.— 590 с.
103. Корбутяк М. В. Классификация рек Среднего Поволжья по ледовому режиму.— Сб. работ Куйбышевской ГМО, 1970, вып. 7, с. 49—52.
104. Кореньков В. А. О влиянии солнечной радиации на снижение прочности речного льда в весенний период.— Сб. науч. работ, 1968, Сиб. фил. ВНИИГа, вып. 2, с. 12—18.
105. Коржавин К. Н. Воздействие льда на инженерные сооружения.— Новосибирск: Изд. СО АН СССР, 1962.— 204 с.
106. Коржавин К. Н. Некоторые особенности ледотермического режима рек и водоемов Сибири и их учет при работе водозаборных сооружений.— Труды Новосибирского ин-та ж.-д. транспорта, 1985, вып. 164, с. 3—12.
107. Корытникова Н. Н. О некоторых методах расчета термического режима водоемов.— Изв. АН СССР. Сер. географии и геофизики, 1941, № 3, с. 36—49.
108. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф., Россинский К. И. Зимний термический режим водохранилищ, рек и каналов.— М.; Л.: Госэнергоиздат, 1947.— 155 с.
109. Котляков В. М. Снежный покров земли и ледники.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 480 с.
110. Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.— 345 с.
111. Кутателадзе С. С. Основы теории теплообмена.— Новосибирск: Наука, 1970.— 659 с.
112. Лавров В. В. Деформация и прочность льда.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 200 с.
113. Лебедев П. Ф. Амурские заторы льда и их предупреждение. Труды ЛИВТа, 1962, вып. 30, с. 28—36.
114. Лисер И. Я. Весенние заторы на реках Сибири.— Л.: Гидрометеоиздат, 1967.— 103 с.
115. Макаревич Т. Н., Анискина Н. А., Ефимова З. А., Потапова О. Н., Савина Л. К. Вскрытие рек северного края и методика его долгосрочного прогноза.— Труды ГГИ, 1970, вып. 179, с. 3—62.
116. Маккавеев В. М., Коновалов И. М.— Гидравлика.— М.; Л.: Речиздат, 1940.— 643 с.
117. Марусенко И. Я. Влияние ледовых образований на гидравлическое сопротивление потоков, рек и каналов.— Львов: Изд. Львовского ун-та, 1981.— 159 с.
118. Марчук А. Н. Перекрытие рек под ледяным покровом.— М.: Энергия, 1973.— 103 с.
119. Матарзин Ю. Н., Богословский К. К. Гидрологические процессы в нижних бьефах гидроузлов.— Пермь: Изд. Пермского ун-та, 1978.— 92 с.
120. Методические указания по борьбе с заторами и зажорами льда.— М.: Энергия, 1970.— 150 с.
121. Методические рекомендации по учету стока на реках в зимний и переходные периоды.— Л.: Изд. ГГИ, 1980.— 30 с.
122. Назаренко С. Н. Вопросы проектирования ледотермического режима нижних бьефов гидроэлектростанций.— В кн.: Материалы конференций и совещаний по гидротехнике. Л., 1979, с. 16—18.

123. Налимов Ю. В. Влияние заторообразования на режим разрушения ледяного покрова на приустьевом участке Енисея.— Труды ААНИИ, 1972, вып. 297, с. 123—137.
124. Нежиховский Р. А. Коэффициенты шероховатости нижней поверхности шуголедяного покрова.— Труды ГГИ, 1964, вып. 110, с. 54—82.
125. Нежиховский Р. А. Расчет и прогноз стока шуги и льда в период замерзания рек.— Труды ГГИ, 1968, вып. 103, с. 18—26.
126. Нежиховский Р. А., Ардашева Г. В., Бузин В. А., Саковская Н. П. Прогнозы заторов льда на крупных реках Сибири и Дальнего Востока.— Труды ГГИ, 1978, вып. 248, с. 98—125.
127. Нежиховский Р. А. Типы замерзания рек и типы зажоров льда.— Метеорология и гидрология, 1974, № 2, с. 68—74.
128. Николаева Е. И., Шаталина И. Н. Особенности процессов ледообразования на водохранилищах энергетического комплекса.— Изв. ВНИИГ, 1980, т. 143, с. 82—86.
129. Одрова Т. В. Условия формирования теплового стока главных рек Сибири.— География и природные ресурсы, 1983, № 2, с. 87—93.
130. Панов Б. П. Зимний режим рек СССР.— Л.: Изд. ЛГУ, 1960.— 240 с.
131. Панфилов Д. Ф. О силах взаимодействия потока и воды с движущимися ледяными образованиями.— В кн.: Труды координ. совещ. по гидротехнике, вып. 42, Л., 1968, с. 75—82.
132. Панфилов Д. Ф. Условия вскрытия верхнего бьефа гидроузла.— Гидротехническое строительство, 1971, № 5, с. 33—36.
133. Пасторс А. А. Заторы льда на Западной Двине (Даугаве) в районе Вайкуляны.— Сб. работ Рижской ГМО, 1965, № 6, с. 86—102.
134. Паундэр Э. Р. Физика льда.— М.: Мир, 1967.— 189 с.
135. Пержинский В. В. Затор льда у Волгограда в зимний период 1966-67 гг.— Сб. работ Волгоградской ГМО, 1970, вып. 1, с. 72—81.
136. Песчанский И. С. Ледоведение и ледотехника.— Л.: Гидрометеоиздат, 1967.— 462 с.
137. Пехович А. И. Основы гидроледотермики.— Л.: Энергоиздат, 1983.— 199 с.
138. Пивоваров А. А. Термика замерзающих водоемов.— М.: Изд. МГУ, 1972.— 100 с.
139. Пиотрович В. В. Образование и стаивание льда на озерах и водохранилищах и расчет сроков ледостава.— Л.: Гидрометеоиздат, 1958.— 192 с.
140. Пиотрович В. В. Расчет толщины ледяного покрова на водохранилищах по метеорологическим элементам.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 185 с. (Труды Гидрометцентра СССР. Вып. 18.)
141. Пиотрович В. В., Аминева В. Я. Расчет толщины ледяного покрова на реках и водохранилищах для целей прогноза ледовых явлений.— В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Л., 1975, т. 7, с. 288—295.
142. Полякова К. Н. Характеристики прочности ледяного покрова весной на водохранилищах волжского каскада и возможность их предсказания.— Труды Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 208, с. 78—83.
143. Полякова К. Н. Ледовый режим р. Лены и краткосрочный прогноз вскрытия Средней Лены. Автореф. на соискание ученой степени канд. геогр. наук.— М., 1969.— 15 с.
144. Пономарев Н. Б. Расчет нарастания льда на Куйбышевском водохранилище для целей краткосрочного прогноза.— Труды Гидрометцентра СССР, 1977, вып. 184, с. 73—78.
145. Попов Е. Г. Заторы льда и проблема борьбы с ними. Метеорология и гидрология, 1968, № 8, с. 12—16.
146. Проскуряков Б. В., Бибиков Д. Н. Метод прогноза температуры воды в естественных водоемах.— Изв. ВНИИГ, 1935, № 16, с. 65—75.
147. Проскуряков Б. В., Берденников В. П. Метод оценки мощности заторов льда на реках при использовании опорных кривых.— Труды ГГИ, 1973, вып. 201, с. 36—54.
148. Проскуряков Б. В., Берденников В. П., Винников С. Д. Расчет напряженного состояния и толщины заторного льда на реках.— Межвуз. сб. ЛГМИ, 1981, № 74, с. 128—137.

149. Раззоренов Ф. Ф. Вычисление зимнего коэффициента гидравлическим методом.— Гидротехническое строительство, 1969, № 8, с. 18—22.
150. Рекомендации по расчету зажорных явлений в нижних бьефах ГЭС.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 31 с.
151. Россинский К. И. Термический режим водохранилищ.— М.: Наука, 1975.— 165 с.
152. Руководство по гидрологическим расчетам при проектировании водохранилищ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 284 с.
153. Руднев А. С. Типизация заторов льда на р. Лене.— Сб. работ Якутской ГМО, 1969, № 2, с. 63—69.
154. Рыкачев М. А. Вскрытие и замерзание вод Российской империи.— Спб. Изд. АН, 1886.— 309 с.
155. Рымша В. А. Ледовые исследования на реках и водохранилищах.— Л.: Гидрометеоиздат. 1959.— 190 с.
156. Рымша В. А. Методика расчета стока шуги.— Труды ГГИ, 1956, вып. 55(109), с. 70—93.
157. Рымша В. А., Донченко Р. В. Исследования теплоотдачи с открытой водной поверхности в зимний период.— Труды ГГИ, 1958, вып. 65, с. 54—83.
158. Рымша В. А. Распределение тепла кристаллизации переохлажденной воды по глубине в потоках и водоемах.— Труды ГГИ, 1962, вып. 93, с. 3—23.
159. Рымша В. А., Донченко Р. В. Метод расчета (прогноза) условий образования внутриводного льда.— Труды ГГИ, 1962, вып. 93, с. 52—67.
160. Рымша В. А., Донченко Р. В. Исследование и расчеты замерзания рек и водохранилищ.— Труды ГГИ, 1965, вып. 129, с. 3—19.
161. Савельев Б. А. Термика и механика природных льдов.— М.: Наука, 1983.— 224 с.
162. Савченкова Е. П., Ефремова Н. Д. Методика долгосрочного прогноза сроков замерзания водохранилищ волжского каскада.— Труды Гидрометцентра СССР, 1983, вып. 258, с. 30—47.
163. Самочкин В. М. Особенности образования заторов и зажоров на реках Сибири.— Труды Новосибирского ин-та инж. ж.-д. транспорта, 1967, вып. 60, с. 27—61.
164. Синотин В. И., Генкин З. А. Исследование увлечения льдин потоком под преграду.— Труды ГГИ, 1972, вып. 192, с. 37—45.
165. Синотин В. И. Гидравлика русловых потоков в периоды ледостава и ледохода. Автореф. дис. на соискание ученой степени д-ра техн. наук.— Л., 1979.— 52 с.
166. Сливка П. Д. Условия образования зажоров льда на обводнительных каналах.— В кн. Гидромелиорация и гидротехническое строительство, вып. 6. Львов, 1978, с. 35—57.
167. Сокольников Н. М. Прочность льда на р. Енисее в районе Красноярской ГЭС в весенний период.— В кн.: Труды координационных совещаний по гидротехнике. Л., 1964, вып. 10, с. 113—120.
168. Сокольников Н. М. Зимние коэффициенты в нижних бьефах ГЭС.— Труды Ленгидропроекта, 1966, № 4, с. 36—48.
169. Соколов И. Н., Донов А. А. К вопросу расчета длины полыньи в нижних бьефах гидроэлектростанций.— В кн.: Материалы конференций и совещаний по гидротехнике. Л., 1979, с. 25—29.
170. Соколов И. Н. Влияния прочности льда на условия его пропуска через гидротехнические сооружения.— В кн.: Труды координационных совещаний по гидротехнике. Л., 1964, вып. 10, с. 26—34.
171. Соколов И. Н. Увеличение мощности Горьковской ГЭС в зимний период за счет увеличения длины майны в нижнем бьефе.— В кн.: Труды координационных совещаний по гидротехнике. Л., 1968, вып. 42, с. 68—82.
172. Соколов А. А. Гидрография СССР (вод суши).— Л.: Гидрометеоиздат, 1964.— 535 с.
173. Сроки замерзания и вскрытия рек и водохранилищ СССР. Вероятностные характеристики.— М.: Изд. Гидрометцентра СССР, 1970.— 121 с.
174. Тройнин В. К. Некоторые вопросы воздействия зажорных и заторных масс на отдельно стоящие опоры.— В кн.: Труды координационных совещаний по гидротехнике. Л., 1970, вып. 56, с. 150—156.

175. Тихомиров А. И. Термика крупных озер.— Л.: Наука, 1982.— 232 с.
176. Трегуб Г. А. Метод расчета длины полыньи в нижних бьефах ГЭС.— В кн.: Материалы конференций и совещаний по гидротехнике. Л., 1984, с. 18—26.
177. Филиппов А. М. Модельные исследования вовлечения льда под кромку ледяного покрова.— Труды ГГИ, 1973, вып. 201, с. 107—114.
178. Филиппов А. М. Экспериментальные исследования динамики образования заторов льда в нижних бьефах ГЭС.— Труды ГГИ, 1975, вып. 227 с. 45—54.
179. Финкельштейн М. И., Лазарев Э. И., Чижов А. Н. Радиолокационные аэроледомерные съемки рек, озер и водохранилищ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 118 с.
180. Чеботарев А. И. Общая гидрология.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— 540 с.
181. Чижов А. Н. К вопросу об исследовании шуговых явлений на горных реках.— Труды ГГИ, 1958, вып. 65, с. 84—99.
182. Чижов А. Н. Особенности зажорообразования на горных реках.— Труды ГГИ, 1972, вып. 192, с. 44—52.
183. Чижов А. Н. О механизме формирования заторов льда и их типизация.— Труды ГГИ, 1975, вып. 227, с. 3—17.
184. Чижов А. Н. О расчетах толщины ледяного покрова на реках и водохранилищах.— Труды ГГИ, 1980, вып. 270, с. 40—56.
185. Чижов А. Н. Закономерности пространственного распределения толщины ледяного покрова рек, озер и водохранилищ.— Труды ГГИ, 1985, вып. 309, с. 15—23.
186. Шаталина И. Н. Ледовый и термический режим бьефов ГЭС и бассейнов ГАЭС.— В кн.: Материалы конференций и совещаний по гидротехнике. Л., 1984, с. 4—11.
187. Шостакович В. Б. О вскрытии и замерзании рек и о зависимости между замерзанием и высотой уровня. Сборник СПб, окр. ПС, 1906, вып. 8, с. 104—110.
188. Шуляковский Л. Г. Появление льда и начало ледостава на реках, озерах и водохранилищах. Расчеты для целей прогнозов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— 216 с.
189. Шуляковский Л. Г., Басурина В. М. Расчет начала ледостава на реках в естественных условиях и в условиях регулирования стока.— Труды Гидрометцентра СССР, 1967, вып. 8, с. 12—29.
190. Шуляковский Л. Г., Андрианова Г. В., Басурина В. М., Звягонская Г. А. Расчет температуры воды в период осеннего охлаждения.— Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 53, с. 14—24.
191. Шуляковский Л. Г., Андрианова Г. А., Басурина В. М. О расчете температуры поверхности снежно-ледяного покрова водоемов.— Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 53, с. 53—60.
192. Шуляковский Л. Г. Коэффициент теплоотдачи подледного потока — Труды Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 67, с. 109—122.
193. Шуляковский Л. Г. К модели процесса вскрытия рек.— Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 49, с. 3—10.
194. Шуляковский А. Г. К методике расчета толщины ледяного покрова на водохранилище.— Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 112, с. 50—63.
195. Шулейкин В. В. Физика моря.— 4-е изд.— М.: Наука, 1968.— 1083 с.
196. Шумский П. А. Основы структурного ледоведения.— М.: Изд. АН СССР, 1955.— 490 с.
197. Эштон Д. Д. Рост, движение и разрушение пресноводных льдов.— В кн.: Динамика масс снега и льда.— Л., 1986, с. 266—303.
198. Ashton G. D., Kennedy J. F. Ice ripples on the underside of river ice covers.— J. Hydraulics. Division ASCE, 1972, vol. 98, p. 1603—1624.
199. Beltaos S., Dean A. M. Field investigations of a hanging ice dam.— In: IAHR Symposium on Ice Problems. Quebec, Canada, 1981, p. 345—355.
200. Devik O. Thermische und dinamische Bedingungen der Eisbildung in Wasserfäulen auf Norvegische Verhältnisse angewandt.— Geofysiske publikasjoner, 1931, vol. 9, N 1, p. 1—100.

201. Devik O. Supercooling and ice formation in open waters.— Assoc. Intern. d'Hydrologie Sci., 1948, vol. 11, p. 380—390.
202. Digman S. L., Assur A. The effects of thermal pollution on river ice conditions: RR 206, p. 2. Hannover: US Army Cold. Reg. Eng. Lab., 1967.— 12 p.
203. Freysteinsson S. Calculation of frazil ice production.— In: IAHR Symposium on Ice Problems. Reykjavik, 1970, p. 60—73.
204. Larsen P. A. Hydraulic roughness of ice covers.— J. Hydraulics. Division ASCE, 1979, vol. 99, N HY, Proc. Paper 9448, p. 111—119.
205. Kennedy J. F. Ice jam mechanics.— In: IAHR Symposium on Ice Problems. Hanover, 1975. p. 143—164.
206. Michel B. Properties and processes of river and lake ice.— In: UNESCO/ WMO/IAHS Symp. Role of Snow and Ice in Hydrology. Banff, Canada, 1972, p. 454—481.
207. Michel B. Ice accumulations at freeze-up or break-up.— In: IAHS Symposium on Ice Problems. Lulea, Sweden, 1978, p. 2, p. 301—318.
208. Michel B., Abdelnour R. Break-up of a solid river ice cover.— In: IAHR Symposium on Ice Problems. Hanover, 1975, p. 253—266.
209. Pariset E., Hausser R., Gagnom A. Formation of ice covers and ice jams in rivers.— Proc. ASCE, 1966, vol. 92, N HY6, p. 1—24.
210. Pariset E., Hausser R. Frazil ice and flow temperature under ice covers.— The Engrg. Jour., 1961, vol. 44, N 1, p. 116—132.
211. Starosolsky O. Thermal regime and ice forecasting for fresh water bodies.— In: IAHR Symposium on Ice Problems. Quebec, Canada, 1981, p. 45—60.
212. Tatinclaux J. C. River ice jam models.— In: IAHR Symposium on Ice Problems. Luleå, Sweden, 1978, p. 2, p. 449—461.
213. Täubert U. Ein mathematisches Model für Prognosen der Vereisung von Flüsen durch Komputer—Simulation.— In: VIII Konferenz der Donauländer über hydrologische Vorhersagen. Vorausdruck der Taguns—Beiträge in den Original-sprachen, 1975, S. 252.
214. Uzunner M. S., Kennedy J. F. The mechanics of river ice jams.— In: IAHR/PLANC Symposium on River and Ice. Budapest, 1974, p. 7—15.
215. Uzunner M. S. The composite roughness of ice covered streams.— J. Hydraulics Research, 1975, vol. 13, N 1, p. 79—102.
216. Votruba L. Relations between conditions and winter regime of water bodies.— In: IAHR Symposium on Ice Problems. Quebec, Canada, 1981, p. 131—142.
217. Weeks W. F., Keller C. M., Parrott W., Levine D. Wintertime dissipation of heat from a thermally polluted river.— J. Water Resources Research, 1971, vol. 7, N 6, p. 1520—1537.
218. Weeks W. F., Dingmán S. L. Thermal modification of river ice covers: progress and problems.— IHD/UNESCO/WMO Symp. Role of Snow and Ice in Hydrology. Banff, Canada, 1972, vol. 2, p. 1427—1435.
219. Williams C. P. A case history of forecasting frazil ice.— IHD/UNESCO/ WMO Symp. Role of Snow and Ice in Hydrology. Banff, Canada, 1972, vol. 2, p. 1460—1468.
220. Shen Hung Tao. Surface heat loss and frazil ice production in the St. Lawrence river.— Water Resources, 1980, vol. 16, N 6, p. 996—1001.
221. Schafer V. J. The formation of frazil and anchor in cold water.— Trans. American Geophysical Union, 1950, vol. 31, N 6, p. 885—893.
222. Osterkamp T. E. Frazil ice formation — a review.— J. Hydraulics. Div. Proc. Amtr. Soc. Civ. Eng., 1978, vol. 104, N 9, p. 1239—1255.

Предметный указатель

Альбедо водной поверхности 27, 218
— льда 218
— снега 218

Баланс радиационный 28, 64
— тепловой 27, 65, 218

Влагообмен 29
Волны ветровые 119, 152
— попусков 168
Вскрытие водохранилищ 150, 151, 153
— нижних бьефов 156
— рек 81, 193
—, сроки 98, 153

Давление льда динамическое 104
— — статическое 105
Дрейф льда 152

Зажор 50
Зажорность 59, 229
Зажорообразование 54
Замерзание водохранилищ 119, 130
— нижних бьефов 156
— рек 17
—, сроки 46, 129
Затор 102, 163, 176
Заторообразование 104, 178

Изохроны сроков ледовых явлений 48, 49, 100, 101
Излучение поверхности воды 219
— — льда и снега 213

Конденсация 29, 88
Коэффициент бокового распора 105
— зажорности 58
— замерзания 70
— заторности 115
— ледохода 56
— теплопроводности воды 31, 32
— — льда 207
— — снега 207
— теплообмена 214
— теплоотдачи 214
— трансформации 221
— трения о берега 105
Кристаллизация 19
Кристаллы льда 19, 86
— —, гидравлическая крупность 20
— —, период появления 205
— —, сцепление 22
Кромка льда 56
— —, движение 161
— —, отступление 161
— —, пульсация 162
— —, стабилизация 87

Лед внутриводный 18
— кристаллический 78
— поверхностный 18
—, прозрачность 89
— снежный 79
—, толщина 25, 68, 207, 212
— шуговой 79
Ледообразование 19, 121, 159
Ледовый режим 3
Ледопропускная способность 104
Ледостав 50, 69, 138, 199
—, сроки 49, 136
Ледоход 47
Ледяная перемычка 24
Ледяной покров 64, 69, 143
— —, деформации 87, 148
— —, напряжение 25
— —, разрушение 85, 148
— —, строение 78
— —, шероховатость 79, 80
Ледяные образования 16, 22

Нагрузка аэродинамическая 151, 152
— гидродинамическая 24, 105, 152
Нулевая изотерма 39

Облачность 27, 213
Осадки 30, 38
Охлаждение воды 38, 125
Очищение ото льда 153

Перемешивание водных масс 35
Плотность воды 35
— льда 26
— снега 208
— шуги 55
— теплового потока 30
Период вскрытия 98, 151, 186
— замерзания 43, 124
— ледостава 50, 138, 185
Поглотительная способность льда 89
Подвижка льда 24, 93, 216
Подъем уровня зажорный 58, 229
— — заторный 109
Промерзание льда, шуги 34

Радиация, поглощенная водой 219
— суммарная 27, 213
Расход льда 160, 225
— шуги 56, 225

Скопление льда зажорное 64, 230
— — заторное 107, 165, 177
— шуги 56, 224

Снег 66, 89
Сток льда 25, 224
— тепловой 192, 198
— шуги 224
Структура льда 83
— снега 210

Таяние льда 82, 84, 136, 212
Температура воды 36, 202
— — под ледяным покровом 114
— воздуха 29, 39, 213
— переохлаждения воды 38
Теплоотдача удельная 40
Теплообмен с атмосферой воды 27—35
— — — льда 64, 212, 213
Теплопотери с водной поверхности 29
Тепло фазового превращения воды 22, 83
Типы процессов вскрытия рек 96
— — замерзания водохранилищ 125
— — — рек 41
— — заторообразования 102
Торошение 104, 177

Уровень вскрытия 94
— зажорный 57, 229
— заторный 230

Число Прандтля 35
— Фруда 53

Шуга 45, 123
Шугообразование 20, 52
—, шуговые венки 21
—, шуговые ковры 22

Явления зажорные 52, 163, 224
— зажорно-заторные 16, 228
— заторные 16, 228
— ледовые 16, 224

Оглавление

Предисловие 3

Основные обозначения 5

1. Изученность ледового режима 8

1.1. Изученность ледового режима рек . . . . . —
1.2. Изученность ледового режима водохранилищ 12
1.3. Изученность ледового режима нижних бьефов 15

2. Замерзание рек 17

2.1. Теоретические исследования процессов замерзания рек . . . . . —
2.2. Характеристики процессов ледообразования 27
2.3. Типы процессов замерзания рек 41
2.4. Сроки замерзания рек 46

3. Зажоры на реках 50

3.1. Процессы образования зажоров . . . . . —
3.2. Зажорные уровни 57
3.3. Распространение зажоров на реках СССР 59

4. Ледяной покров на реках 64

4.1. Интенсивность нарастания толщины ледяного покрова . . . . . —
4.2. Пространственная изменчивость толщины ледяного покрова 74
4.3. Строение ледяного покрова 78

5. Вскрытие рек 81

5.1. Теоретические исследования процессов вскрытия рек . . . . . —
5.2. Процесс разрушения ледяного покрова 85
5.3. Характеристики вскрытия рек 88
5.4. Типы процесса вскрытия рек 96
5.5. Сроки вскрытия рек 98

6. Формирование и распространение заторов на реках 102

6.1. Условия формирования заторов . . . . . —
6.2. Распространение заторов льда на реках 110

7. Изменение закономерностей ледового режима рек под влиянием регулирования стока 117

7.1. Особенности ледового режима водохранилищ и нижних бьефов . . —
7.2. Формирование ледяного покрова на водохранилищах 119
7.3. Разрушение ледяного покрова на водохранилищах 148
7.4. Замерзание и вскрытие нижних бьефов 156
7.5. Зажоры и заторы на зарегулированных участках рек 163

8. Оценка изменений характеристик термического и ледового режима рек под влиянием территориального перераспределения речного стока . . . 187

8.1. Методика исследования 188
8.2. Возможные изменения характеристик термического и ледового режима сибирских рек 190

8.3. Возможные изменения характеристик ледового и термического режима северных рек Европейской части СССР 194

9. Методы расчета характеристик ледового режима рек 201

9.1. Расчет сроков появления льда 202
9.2. Расчет интенсивности шугообразования 204
9.3. Расчет сроков ледостава 205
9.4. Расчет сроков вскрытия 206
9.5. Расчет интенсивности нарастания толщины ледяного покрова . . . 207
9.6. Расчет толщины ледяного покрова 210
9.7. Расчет максимальной толщины ледяного покрова 212
9.8. Расчет интенсивности таяния ледяного покрова . . . . . —
9.9. Расчет прочности тающего ледяного покрова 216
9.10. Расчет плотности теплового потока в период охлаждения и замерзания 218
9.11. Расчет характеристик зажорных явлений 224
9.12. Расчет характеристик заторных явлений 228
9.13. Расчет заторных и зажорных уровней воды 229

Заключение 233

Список литературы 235

Предметный указатель 244

Монография

Раиса Васильевна Донченко

Ледовый режим рек СССР

Редактор Е. Э. Булаховская. Художник Е. Е. Городная. Художественный редактор Б. А. Денисовский. Технический редактор М. И. Брайнина. Корректор Л. Б. Емельянова

ИБ № 1750. Сдано в набор 23.07.87. Подписано в печать 02.11.87. М-20603. Формат 60×90$^{1}/_{16}$. Бумага типографская № 1. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 15,5. Кр.-отт. 15,5. Уч.-изд. л. 17,98. Тираж 1100 экз. Индекс ГЛ-211. Заказ № 421. Цена 3 р. 10 к. Гидрометеоиздат. 199226. Ленинград, ул. Беринга, д. 38.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6