

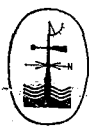
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ

Ордена Ленина Гидрометеорологический
научно-исследовательский центр СССР

РУКОВОДСТВО
ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

Выпуск 3

Прогноз ледовых явлений
на реках и водохранилищах



Ленинград
Гидрометеоздат
1989

557.49
D85

УДК 556.06(083.13)

Одобрено
Центральной методической комиссией
по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам
Госкомгидромета СССР
30 марта 1988 г.

Утверждено
Председателем Государственного комитета СССР
по гидрометеорологии Ю. А. Израэлем
3 апреля 1988 г.

Удостоверенный
Гидрометеорологический институт
БИБЛИОТЕКА
П-д 105106 Малосолнечный пр., 98

588 К 2А

Р 1903030200-026 без объявл.
069(02)-89

© Госкомгидромет СССР, 1989 г.

Предисловие

Настоящий выпуск посвящен прогнозам ледовых явлений на реках и водохранилищах. Он является практическим пособием для гидрологов, работающих в области прогнозов, но может быть полезен также гидрологам, занимающимся режимом и расчетами, преподавателям и студентам при изучении курса гидрологических прогнозов.

В соответствии с основным назначением этой книги теоретические вопросы излагаются здесь весьма сжато, в той мере, в какой это необходимо для понимания методов прогнозов.

В книге излагаются как методы прогнозов, которые могут быть непосредственно использованы для составления прогнозов, так и указания к разработке практических приемов применения описываемых методов для конкретных водных объектов.

По сравнению с предыдущим изданием Руководства по гидрологическим прогнозам, вышедшим в 1963 г., содержание существенно пополнено за счет включения сведений о новых методах прогнозов, разработанных за истекшее двадцатилетие, и даже о новых видах прогнозов, таких как прогноз прочности ледяного покрова в весенний период, а также об усовершенствованиях, внесенных в известные ранее методы. Методы, описанные в предыдущем издании Руководства, даются в самом кратком изложении, либо вообще исключены.

Изложение наиболее важных методов прогнозов иллюстрируется численными примерами и графиками. Даются указания о наличии программ для расчетов на ЭВМ.

Литературные источники, использованные при составлении Руководства, указаны в списках, помещенных в конце каждой главы.

Настоящий выпуск под руководством и редакцией Б. М. Гинзбурга подготовили Н. Д. Ефремова (гл. 1, 2, 3 и п. 6.6), М. Б. Пономарев (гл. 4), К. Н. Полякова (гл. 5 и 7), Л. М. Марголин, Т. П. Силантьева, С. В. Борщ (гл. 6) и Е. И. Савченкова (гл. 8).

В подготовке выпуска также участвовали Е. Н. Гудовская, Г. М. Коновалова, Т. В. Подсечина, Л. Д. Полежаева, Н. В. Калядина.

Общая редакция Руководства выполнена Е. Г. Поповым.

Авторы выражают искреннюю благодарность Р. В. Донченко, В. А. Бузину и В. Н. Карновичу за содействие в подготовке разделов, посвященных прогнозам заторов и зажоров льда.

Введение

Работа водного транспорта, гидротехническое и дорожное строительство, прокладка нефте- и газопроводов в географических зонах, где протекают замерзающие реки, настоятельно требует обеспечения прогнозами ледовых явлений.

Потребность в таких прогнозах уже давно возникла в Советском Союзе. Первые опыты их составления относятся к двадцатым годам. Для целей гидротехнического строительства речные ледовые прогнозы составляются в нашей стране с тридцатых годов, а с 1940 г. начат регулярный выпуск прогнозов замерзания и вскрытия основных судоходных рек. Уделяется внимание этим прогнозам или отдельным их видам в социалистических странах Центральной Европы, в Швеции, а в последнее время также в США и Канаде.

Основные виды ледовых прогнозов для рек и водохранилищ следующие:

- прогноз сроков появления плавучего льда (сала, шуги, осеннего ледохода);
- прогноз сроков начала ледостава (образование неподвижного ледяного покрова);
- прогноз нарастания толщины ледяного покрова;
- прогноз уменьшения толщины и прочности ледяного покрова;
- прогноз начала и окончания осеннего ледохода;
- прогноз особых явлений, возникающих при замерзании и вскрытии рек — зажоров и заторов льда.

Все виды прогнозов подразделяются по заблаговременности на краткосрочные (с заблаговременностью до 15 сут) и долгосрочные.

Долгосрочные прогнозы, имеющие обычно заблаговременность 1—2 месяца, используются при планировании открытия и закрытия навигации (включая начало и окончание сплава леса), организации и прекращения работы ледяных переправ и зимников, начала и окончания строительных работ с воды и со льда, мероприятий по пропуску весеннего половодья, по борьбе с зажорами и заторами льда и т. д.

Краткосрочные прогнозы служат основой для принятия конкретных оперативных решений, связанных с осуществлением перечисленных работ и мероприятий.

Краткосрочные и долгосрочные ледовые прогнозы различны не только по заблаговременности и связанному с нею характеру их использования в народном хозяйстве, но и по основам применяемых для их составления методов.

В основе краткосрочных прогнозов лежит более или менее точный расчет теплообмена водной массы или ледяного покрова с окружающей средой (атмосферой и ложем водоема), причем метеорологические условия на период от выпуска прогноза до его осуществления оцениваются по прогнозу погоды. Поэтому заблаговременность краткосрочных прогнозов обычно не превышает 5—6 сут, так как лишь на такой период можно получить в настоящее время достаточно надежный прогноз метеорологических элементов. Если прогноз имеет заблаговременность 7—15 сут, его называют среднесрочным.

Долгосрочные ледовые прогнозы не могут быть основаны на аналогичном подходе, так как для этого необходимо использовать ожидаемые по месячному прогнозу погоды колебания температуры воздуха, т. е. наименее достоверную часть этого прогноза. Не лучшие результаты дало бы использование связи сроков ледовых явлений со средней месячной температурой воздуха. Как показали проверки, выполненные в СССР и Канаде, подобные прогнозы не имели бы преимущества перед ориентировкой ежегодно на средние многолетние сроки.

Поэтому в Советском Союзе получили развитие и применение методы долгосрочных прогнозов, основанные на исследовании атмосферных процессов, обуславливающих ледовые явления, и выявлении зависимости сроков ледовых явлений от количественных характеристик развития атмосферных процессов в предшествующие месяцы.

В соответствии с этими основными положениями в каждой из первых семи глав Руководства изложены методы одного из видов краткосрочных прогнозов, а в последней главе — методы долгосрочных ледовых прогнозов.

Значительная специфика процессов замерзания озер и водохранилищ и разрушения их ледяного покрова потребовала изложения методов краткосрочных прогнозов ледовых явлений на этих водных объектах в отдельных главах.

Методы прогноза особых явлений — зажоров и заторов льда — изложены в специальных разделах гл. 2 и 6.

Глава 1. Прогноз сроков появления плавучего льда на реках

1.1. Охлаждение водной массы и начало ледообразования

Независимо от того, преобладает ли на рассматриваемом участке реки поверхностное или внутриводное ледообразование, начинается оно на поверхности, когда температура последней понижается до температуры кристаллизации воды, т. е. для рек и пресных водоемов практически до 0°C . При этом, в момент начала ледообразования на поверхности температура в толще водной массы остается положительной.

Какими условиями определяется температура в толще воды в момент начала ледообразования на ее поверхности?

Ответ на этот вопрос получен путем рассмотрения теплового баланса поверхности воды Л. Г. Шуляковским [9].

Представим уравнение теплового баланса на поверхности воды в следующем виде:

$$A + B = 0. \quad (1.1)$$

Здесь A — поток тепла из водной массы к поверхности раздела вода—воздух; B — результирующая (на водной поверхности) тепловых потоков лучистого теплообмена (R) испарения или конденсации (LE) и обмена теплом с воздухом (P), а также удельного (приходящегося на единицу поверхности в единицу времени) приход-расхода тепла в связи с выпадением осадков на поверхность реки (m)

$$B = R + LE + P + m. \quad (1.2)$$

Заметим, что тепловой поток, направленный к водной поверхности, считается положительным, от водной поверхности — отрицательным.

Тепловой поток между водной массой и поверхностью раздела вода—воздух представим в виде

$$A = \alpha (\vartheta - \vartheta_{\text{пв}}), \quad (1.3)$$

где α — коэффициент теплоотдачи, ϑ — средняя в сечении или по глубине температура воды, $\vartheta_{\text{пв}}$ — температура поверхности воды.

При этом уравнение теплового баланса (1.1) имеет вид

$$\alpha (\vartheta - \vartheta_{\text{пв}}) + B = 0. \quad (1.4)$$

При изменении B изменяются $\vartheta_{\text{пв}}$ и градиент температуры в тонком поверхностном слое воды, и уравнение (1.4) остается

справедливым. Когда же температура поверхности $\vartheta_{пв}$ понижается до температуры замерзания, дальнейшее увеличение B не может компенсироваться понижением $\vartheta_{пв}$ и увеличением температурного градиента. При этом начинается ледообразование на поверхности. Таким образом ледообразование на поверхности реки, озера или водохранилища начинается тогда, когда температура поверхности понижается до температуры замерзания, а теплоотдача водной поверхности становится больше притока тепла к ней из водной массы.

Из уравнения (1.4) для момента начала ледообразования $\vartheta_{пв}=0$ вытекает неравенство

$$\alpha_n \vartheta_n \leq -B_n \quad (1.5)$$

или

$$\vartheta_n \leq -B_n/\alpha_n \quad (1.6)$$

где α_n , ϑ_n и B_n — значения α , ϑ и B в момент начала ледообразования.

Неравенство (1.6) показывает, что ледообразование на поверхности воды становится возможным тогда, когда средняя в сечении или по глубине температура воды оказывается меньше или равной $-B_n/\alpha_n$.

1.2. Краткосрочный прогноз сроков появления плавучего льда

Прогнозы появления льда с использованием прогноза температуры воздуха, как было упомянуто, можно составлять путем расчета и по эмпирическим (физико-статистическим) методикам.

Для участков рек, по которым нет данных многолетних наблюдений над ледовыми явлениями, эмпирические локальные методики получить нельзя. Определение времени появления льда на реках после сооружения плотин и создания водохранилищ в условиях подпора и регулирования стока по методикам, полученным для данного участка реки по наблюдениям на этом участке в годы до регулирования стока, также становится невозможным. По таким участкам рек прогнозы можно составлять только на основании расчета.

1.2.1. Расчет появления плавучего льда на реках

В основу расчета времени начала ледообразования на поверхности воды положено неравенство (1.6).

Для определения возможности начала ледообразования в заданный момент времени необходимо знать значения трех входящих в него величин: ϑ_n , α_n и B_n .

Полное выражение для расчета температуры воды на конец n -го интервала времени ϑ_n в зависимости от определяющих ее факторов дано, согласно работе [9], в следующем виде:

$$\begin{aligned} \vartheta_n = \vartheta_0 \exp(-na) + \frac{ak}{ak + (\alpha + k) \gamma_{cp}} \sum_{i=0}^n \{ \Theta_i (\exp[-(n-i)a] - \\ - \exp[-(n-i+1)a]) \} + \left[\frac{ad + (\alpha + k) q}{ak + (\alpha + k) \gamma_{cp}} + \frac{I'_0}{\alpha} \right] \times \\ \times [1 - \exp(-na)], \end{aligned} \quad (1.7)$$

где
$$a = \frac{t [ak + (\alpha + k) \gamma_{cp}]}{(\alpha + k) h_{cp}}; \quad q = q_{л} + q_{г} + q_{э}.$$

Здесь ϑ_0 — начальная температура воды, °С; n — число единиц времени от начала расчета, сут; t — единица времени, обычно сут; i — порядковый номер каждых суток от начала расчета; γ — осредненное поступление подземных вод на участке, см/сут; c — теплоемкость воды, Дж/(см³·град); ρ — плотность воды, г/см³; $q_{л}$ — удельный приход тепла от ложа, Дж/(см²·сут); $q_{г}$ — удельный приход тепла с подземными водами, Дж/(см²·сут); $q_{э}$ — удельный приход тепла вследствие диссипации энергии, Дж/(см²·сут); I'_0 — удельный тепловой поток солнечной радиации, поглощаемый водой, Дж/(см²·сут); α — коэффициент теплоотдачи (коэффициент подачи тепла из водной массы к поверхности раздела вода—воздух), Дж/(см²·град); h — средняя глубина рассматриваемого участка реки или водоема, м; Θ — температура воздуха, °С; d — удельный теплообмен при температуре воздуха, равной температуре поверхности воды, Дж/(см²·сут); k — коэффициент теплообмена, приходящийся на 1 °С разности температур свободной поверхности воды ($\vartheta_{пв}$) и воздуха на высоте метеорологической будки (2 м), Дж/(см²·сут·град).

Уравнение (1.7) несколько упрощается, если можно пренебречь поступлением подземных вод и интервал времени принимается за сутки:

$$\begin{aligned} \vartheta_0 \exp(-na_0) + \sum_{i=1}^n \{ \Theta_i (\exp[-(n-i)a_0] - \exp[-(n-i+1)a_0]) \} + \\ + [d/k + (\alpha + k) q/(ak) + I'_0/\alpha] [1 - \exp(-na_0)] \leq -B_n/a_0, \end{aligned} \quad (1.8)$$

где
$$a_0 = ak/[(\alpha + k) h_{cp}].$$

При осреднении температуры воздуха за весь расчетный период это неравенство будет иметь вид

$$\begin{aligned} \vartheta_0 \exp(-na_0) + (\bar{\Theta} + d/k + (\alpha + k) q/(ak) + I'_0/\alpha) (1 - \exp(-na_0)) \leq \\ \leq -B_n/a_n. \end{aligned} \quad (1.9)$$

С помощью неравенства (1.8) можно рассчитать время начала ледообразования (появления плавучего льда) на реке. В практике расчет по уравнению (1.8) целесообразно выполнять на ЭВМ. Для этого можно использовать программу на языке Фортран «Модель расчета образования и нарастания ледяного покрова на водохранилищах»¹, позволяющую производить расчет и для рек. При необходимости выполнения расчета без использования ЭВМ он может быть упрощен. Так, для рек со средней скоростью течения, не превышающей 0,3 м/с, значения α велики по сравнению со значениями k . Для таких условий можно пренебречь отличием от величины $(\alpha+k)/\alpha$. При этом вместо формул (1.8) и (1.9) можно пользоваться следующими выражениями:

при осреднении температуры воздуха за отдельные интервалы времени

$$\vartheta_0 \exp(-na_0) + \sum_{i=1}^n \{\Theta_i (\exp[-(n-i)a_0] + \exp[-(n-i+1)a_0])\} + \\ + [(d+q)/k + I'_0/\alpha] [1 - \exp(-na_0)] \leq -B_n/\alpha_n, \quad (1.10)$$

где

$$a_0 = k/(hcr)$$

при осреднении температуры воздуха за весь расчетный период

$$\vartheta_n = \vartheta_0 \exp(-na_0) + [\bar{\Theta} + (d+q)/k + I'_0/\alpha] [1 - \exp(-na_0)] \leq \\ \leq -B_n/\alpha_n. \quad (1.11)$$

В тех случаях, когда температура воды в реке на протяжении значительной части расчетного периода (обычно в его начале) относительно высока, а расчетный период превышает 5 сут, целесообразно пользоваться формулой (1.7).

Для расчетов по малым периодам обычно можно пользоваться самой простой формулой (1.11).

Выбор даты, на которую выполняется первая проверка возможности начала ледообразования, производится таким образом, чтобы по возможности уменьшить количество последовательных расчетов, производимых до получения положительного результата. Если первый же расчет покажет возможность начала ледообразования в выбранную дату, следует произвести проверку возможности начала ледообразования в предшествующие дни — до получения отрицательного результата (ледообразование невозможно).

Если нужно рассчитать не время появления плавучего льда в данном месте, а место его появления (начала ледообразования) в данное время, вместо формулы (1.9) применяется следующая:

$$l_0 = \frac{(\alpha+k) hcr}{\alpha k} l_n \frac{\bar{B}_n/\alpha_n - \bar{\Theta} - d/k - (\alpha+k) q/(ak)}{\vartheta_0 - \bar{\Theta} - d/k + (\alpha+k) q/(ak)}. \quad (1.12)$$

¹ Аннотированный перечень программ, поступивших в ОФАП Госкомгидромета, 1986, вып. 4, с. 27.

Здесь l_0 — расстояние от начального сечения до сечения, в котором начинается ледообразование, u — средняя скорость течения на протяжении участка реки l_0 . Расчет производится последовательным приближением.

1.2.2. Определение исходных данных для расчета начала ледообразования

I. Начальная температура воды θ_0 берется по одному из вышележащих постов. Эта температура берется на дату, предшествующую дате, для которой рассчитывается возможность появления льда в данном створе на время n , равное времени добегания от начального до расчетного створа. Расчетным будем называть створ, для которого определяется время появления льда.

При наличии на участке притоков, расход воды которых составляет не менее 20—30 % суммарного расхода, θ_0 определяется как средняя взвешенная (по расходам) из значений температуры воды в начальном сечении основной реки и в соответствующих по времени добегания сечениях притоков.

II. Время добегания от начального до расчетного створа τ_p можно определить способами, изложенными в части 2 настоящего Руководства. Для ледовых прогнозов обычно используется τ_p среднее взвешенное по скорости течения u , которое определяется по формуле

$$\tau_p = \bar{\tau}_p \bar{u} / u. \quad (1.13)$$

III. Средняя глубина на участке лучше всего определяется по картам изобат. Однако, к сожалению, такие карты имеются далеко не всегда. К тому же само определение средней глубины участка реки длиной в сотни километров по картографическим материалам является весьма трудоемкой работой. Поэтому средняя глубина реки на протяжении пробега за расчетный период, т. е. за время добегания τ_p от начального до расчетного створа может быть приближенно определена по формуле

$$h = \bar{Q} \tau_p / F, \quad (1.14)$$

где \bar{Q} — средний расход воды на участке за расчетный период, F — площадь зеркала воды на участке от начального до расчетного створа (включает и площадь рукавов).

Значение \bar{Q} можно определять как среднее арифметическое из расходов воды за первые сутки пробега от начального створа на первом отрезке пути Q_1 и из расхода воды за последние сутки пробега на соответствующем ближайшем к расчетному створу отрезке пути Q_2 .

Если на участке реки от начального до расчетного сечения впадают крупные притоки, учитываемые при определении θ_0 (см. пункт I), то расход Q_1 должен включать и расходы притоков на расстоянии от расчетного сечения, соответствующем времени

добегаия τ_p , а площадь F должна включать и площадь зеркала воды притоков на протяжении, соответствующем времени добегаия до расчетного сечения.

Для рек, на которых в рассматриваемый период площади зеркала воды на участке в связи с колебаниями уровня воды существенно меняются от года к году, площадь F следует определять по графику связи $F=f(H)$. Такой график можно получить путем определения F для нескольких высот уровня воды H .

IV. Температура воздуха за каждые сутки берется по наблюдениям метеорологической станции, ближайшей к участку пробега воды за данные сутки, или по интерполяции значений температуры по соседним станциям.

Если участки учитываемых в расчете крупных притоков (см. пункты I и II) настолько удалены от соответствующих по времени добегаия участков основной реки, что температура воздуха в районе притока существенно отличается от температуры воздуха в районе основной реки, температура воздуха за соответствующие сутки принимается как средняя взвешенная (по площади зеркала) по данным метеорологических станций, характеризующих рассматриваемые участки основной реки и притоков.

V. Удельный теплообмен при температуре воздуха, равной температуре поверхности воды, d и коэффициент теплообмена k определяются по следующим формулам:

$$d = I'_0 + I'_s + LE' \quad (1.15)$$

и

$$k = \frac{(LE - LE') + P + (I_s - I'_s)}{\vartheta_{пв} - \Theta}, \quad (1.16)$$

где I'_0 — поток тепла солнечной радиации, поглощаемой водой, LE — потери тепла на испарение с поверхности воды, LE' — то же при температуре воздуха, равной температуре поверхности воды, I_s — разность тепловых потоков излучения водной поверхности и встречного излучения атмосферы (эффективное излучение), I'_s — то же при температуре воздуха, равной температуре поверхности воды, P — удельный турбулентный теплообмен с воздухом. I'_0 вычисляется в свою очередь по формуле

$$I'_0 = I_0 [1 - 0,14(N_0 - N_n) - 0,67N_n] (1 - r), \quad (1.17)$$

где I_0 — суммарная солнечная радиация при безоблачном небе (табл. 1.1), N_0 — общая облачность в долях единицы, N_n — нижняя облачность в долях единицы, r — альбеда водной поверхности, его можно принимать постоянным, равным 0,10.

Чтобы избежать, особенно в оперативной работе, выполнения сложных расчетов, можно пользоваться приводимыми ниже таблицами.

Значения d для европейской части СССР, Западной Сибири и Северного Казахстана (районы I—III, рис. 1.1) можно определять по табл. 1.2.

В табл. 1.2 приводятся значения d , соответствующие средней многолетней скорости ветра в период осеннего охлаждения воды в данном районе (а также средним значениям облачности и среднему соотношению влажности и температуры воздуха). Значения средней скорости ветра периода осеннего охлаждения воды даны для этой территории на рис. 1.2.

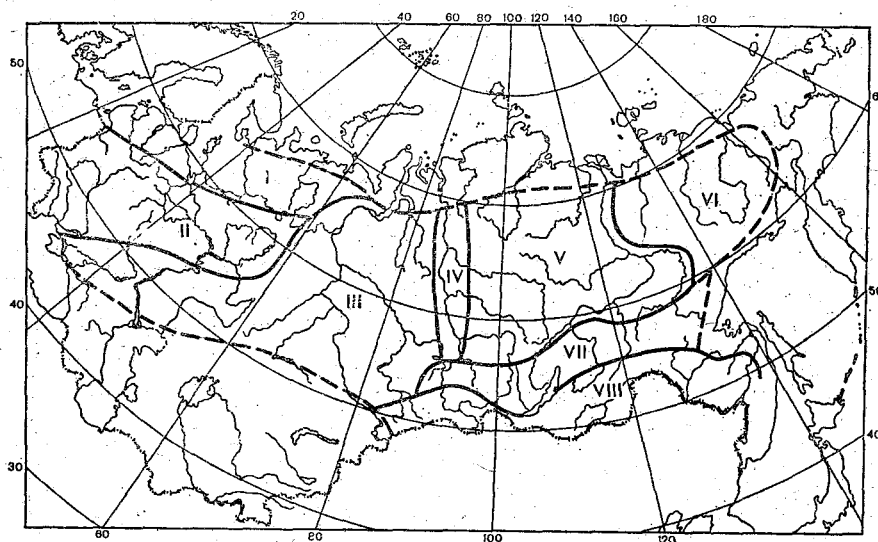


Рис. 1.1. Деление территории по значению параметра d .

В табл. 1.4 приводятся поправки Δd к значениям d на отклонение скорости ветра от средней. Поправки даны отдельно для двух районов (рис. 1.2), несколько различающихся по характеру связи влажности с температурой воздуха.

Таблица 1.1

Суммарная солнечная радиация при безоблачном небе I_0 , Дж/(см²·сут)

Месяц	° с. ш.					
	45	50	55	60	65	70
Сентябрь	2095	1802	1592	1383	1173	1006
Октябрь	1508	1173	964	754	545	419
Ноябрь	1047	670	503	335	126	—
Декабрь	796	419	251	165	—	—
Январь	880	482	302	210	—	—

Таблица 1.2

Значения удельного теплообмена (Дж/(см²·сут) при температуре воздуха, равной температуре поверхности воды, при средней скорости ветра (м/с)

Район 1

Широ- та	15/IX	20/IX	25/IX	30/IX	5/X	10/X	15/X	20/X	25/X	31/X	5/XI
67 °С	344	298	259	205	159	117	75	42	13	-21	-50
66	356	311	264	218	172	130	88	54	25	-8	-34
65	369	323	276	230	184	143	105	71	42	8	-21
64	386	339	293	247	201	159	122	88	59	25	-4
63	402	356	310	264	218	176	138	105	75	42	13
62	419	372	327	281	235	193	155	122	92	59	29
61	436	390	344	298	251	209	172	138	109	75	46
60	452	406	360	314	268	226	189	155	126	92	63
59	474	427	381	335	289	247	210	172	142	109	80
58	490	444	398	352	306	264	226	193	159	126	96
57	507	461	419	368	323	281	243	210	176	142	113
56	714	478	432	386	344	297	260	296	193	159	130
55	540	494	448	402	360	314	276	243	210	176	147
54	557	511	465	419	377	331	293	260	226	193	163

Широ- та	10/XI	15/XI	20/XI	25/XI	30/XI	5/XII	10/XII	15/XII	20/XII	25/XII
67 °С	-75	-92	-105	-113	-117	-122	-126	-130	-150	-130
66	-63	-84	-92	-101	-109	-113	-117	-121	-121	-122
65	-50	-71	-80	-88	-96	-101	-110	-113	-113	-113
64	-33	-54	-67	-75	-84	-92	-96	-100	-101	-100
63	-17	-38	-50	-63	-71	-80	-88	-92	-92	-92
62	0	-25	-38	-50	-59	-67	-80	-84	-84	-84
61	17	-8	-25	-38	-50	-59	-67	-75	-75	-75
60	34	8	-8	-25	-34	-50	-59	-67	-67	-67
59	50	25	4	-13	-25	-38	-46	-54	-55	-54
58	67	48	21	4	-13	-25	-33	-42	-42	-42
57	83	59	38	17	0	-13	-25	-34	-38	-38
56	100	75	50	29	13	0	-13	-21	-25	-25
55	117	88	67	46	25	13	0	-12	-21	-21
54	134	105	80	59	38	25	8	-4	-8	-8

Район 2

Широ- та	15/IX	20/IX	25/IX	30/IX	5/X	10/X	15/X	20/X	25/X	31/X	5/XI
64 °C	398	344	289	235	180	180	88	50	17	-21	-50
63	414	360	306	251	201	151	110	67	34	-42	-33
62	436	381	327	272	222	172	126	88	50	13	-17
61	457	402	348	293	239	193	147	105	71	29	0
60	474	419	365	310	260	214	168	122	88	46	17
59	494	440	386	331	281	230	184	142	105	62	34
58	511	457	402	348	298	247	201	159	122	80	50
57	532	478	423	369	318	268	218	176	138	96	67
56	553	499	444	390	335	285	235	193	155	113	84
55	570	515	461	406	356	306	256	209	172	130	101
54	578	528	478	427	377	327	276	230	187	147	117
53	599	548	499	448	398	348	298	251	210	163	134
52	620	570	520	469	419	369	318	272	230	184	151
51	641	591	540	490	440	390	339	293	251	205	168
50	662	612	562	511	461	411	364	318	276	230	189
49	683	632	582	532	482	436	390	348	310	260	222
48	691	645	599	553	507	461	419	377	339	293	255
47	716	670	624	578	536	490	448	406	362	327	289
46	746	700	654	608	566	520	478	436	402	360	323

Широ- та	10/XI	15/XI	20/XI	25/XI	30/XI	5/XII	10/XII	15/XII	20/XII	25/XII
64 °C	-84	-109	-126	-138	-151	-159	-163	-168	-168	-168
63	-67	-92	-108	-126	-134	-147	-151	-155	-155	-155
62	-50	-80	-92	-109	-122	-134	-133	-142	-147	-147
61	-33	-59	-75	-92	-105	-117	-126	-129	-129	-129
60	-17	-41	-63	-75	-88	-101	-109	-122	-126	-126
59	0	-29	-50	-63	-75	-88	-96	-109	-113	-113
58	17	-13	-34	-50	-59	-75	-88	-96	-101	-101
57	33	4	-17	-33	-46	-63	-75	-88	-92	-92
56	50	25	4	-1	-34	-50	-63	-75	-80	-80
55	67	38	16	-4	-21	-38	-50	-67	-71	-71
54	84	54	29	13	-8	-25	-38	-50	-59	-59
53	101	71	46	25	8	-8	-25	-38	-46	-46
52	117	88	70	42	21	4	-13	-29	-34	-34
51	134	105	80	59	38	21	0	-13	-17	-17
50	155	126	96	75	54	34	17	4	0	0
49	189	155	130	105	84	63	46	34	29	29
48	222	189	159	138	117	101	80	63	59	59
47	251	243	197	172	151	134	117	101	96	96
46	289	256	230	205	184	168	151	134	130	130

Район 3

Широ- та	15/IX	20/IX	25/IX	30/IX	5/X	10/X	15/X	20/X	25/X	31/X	5/XI
67 °C	327	268	209	151	92	42	-8	-50	-84	-126	-155
66	369	285	226	168	109	59	8	-34	-67	-109	-138
65	360	302	243	184	130	75	25	-17	-50	-92	-126
64	381	323	264	205	151	96	46	4	-34	-75	-105
63	402	344	285	226	172	117	67	25	-13	-54	-88
62	423	364	306	247	193	138	88	46	8	-34	-67
61	444	385	327	268	214	159	109	69	29	-13	-46
60	465	406	348	289	235	180	130	88	50	8	-26
59	486	427	369	310	256	201	151	109	71	29	-4
58	511	452	394	335	276	222	172	130	92	50	13
57	532	473	415	356	302	247	197	151	113	71	34
56	553	494	436	377	327	272	222	176	134	92	54
55	578	520	461	402	348	293	243	197	155	113	75
54	599	541	482	423	373	318	264	218	180	134	92
53	628	570	511	452	394	344	289	243	201	155	113
52	649	591	532	473	419	369	314	268	222	176	134
51	670	612	553	494	444	394	339	293	247	197	155
50	683	628	574	519	469	419	364	314	268	218	176
49	716	662	608	553	498	444	394	348	302	247	205
48	750	696	641	586	536	482	432	381	335	281	243
47	792	737	683	628	574	520	469	419	373	318	281
46	830	775	721	666	612	557	507	457	411	360	318
45	867	813	758	704	649	595	547	494	448	394	356

Широ- та	10/XI	15/XI	20/XI	25/XI	30/XI	5/XII	10/XII	15/XII	20/XII	25/XII
67 °C	-184	-205	-218	-226	-235	-239	-243	-247		
66	-172	-193	-205	-214	-222	-230	-235	-239		
65	-159	-180	-197	-205	-214	-222	-226	-230		
64	-138	-163	-180	-193	-201	-210	-218	-222		
63	-122	-147	-163	-176	-189	-197	-205	-214		
62	-101	-130	-147	-159	-176	-184	-197	-205		
61	-84	-109	-130	-142	-159	-172	-184	-197		
60	-63	-88	-109	-126	-142	-159	-172	-188		
59	-42	-71	-92	-109	-126	-142	-159	-176		
58	-21	-54	-75	-92	-109	-130	-147	-163		
57	-4	-38	-59	-75	-92	-113	-134	-151		
56	17	-17	-42	-59	-80	-96	-117	-138		
55	38	0	-21	-42	-63	-84	-105	-126		
54	54	21	-4	-25	-46	-67	-88	-113	-122	
53	75	38	13	-8	-34	-54	-75	-96	-105	
52	92	59	29	8	-17	-38	-59	-80	-88	
51	113	75	46	21	0	-21	-46	-63	-67	
50	134	92	63	38	17	-8	-29	-46	-50	-50
49	163	126	96	71	50	29	8	-8	-12	-12
48	201	163	134	109	84	67	46	29	25	25
47	239	201	172	147	126	105	84	67	63	63
46	226	243	214	188	163	142	126	105	100	100
45	318	281	251	226	205	184	163	142	138	138

Для районов Восточной Сибири и Дальнего Востока, обозначенных на рис. 1.1 (районы IV—VIII), значения d и Δd можно определять по данным табл. 1.3 и 1.4. В табл. 1.3, как и в табл. 1.2, значения соответствуют средним многолетним значениям характеристик дневной и ночной облачности и среднему соотношению влажности и температуры воздуха в данном районе в рассматриваемый период. Но, в отличие от табл. 1.2, значения d в табл. 1.3 даны не для средней многолетней скорости ветра рассматриваемого периода, а для условно взятого значения ско-

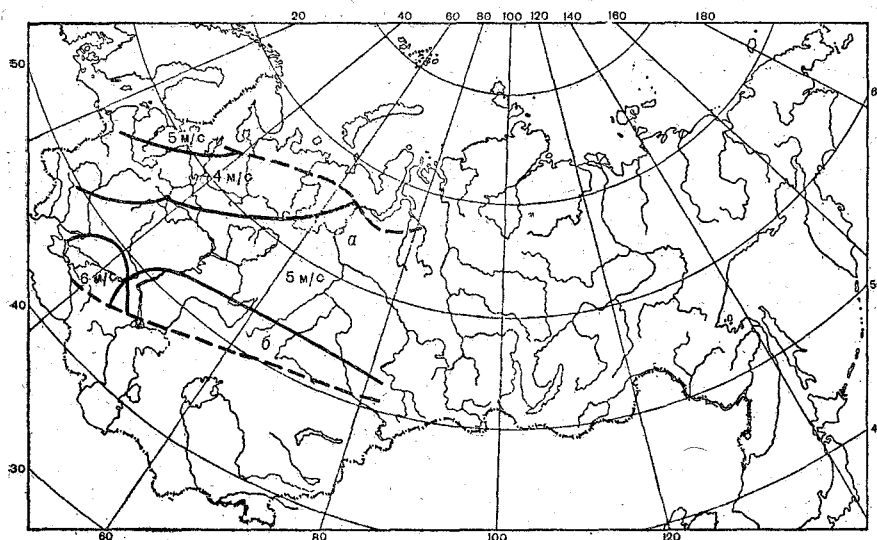


Рис. 1.2. Средняя скорость ветра в период осеннего охлаждения воды.

рости 3 м/с, так как средняя скорость ветра дает здесь в пределах выделенных районов весьма пеструю картину, что, очевидно, связано с особенностями рельефа рассматриваемой территории. С помощью данных табл. 1.3 и 1.5 Δd можно найти для любой скорости ветра, в том числе и для средней многолетней в период охлаждения воды, которую следует определять непосредственно по данным наблюдений на станции, для района которой находится значение d . Значения d определяются на середину периода расчета.

Коэффициенты теплообмена k для водных объектов, рассчитанные по формуле (1.16), можно определять по данным табл. 1.6, где они даны в зависимости от температуры воды и воздуха.

VI. Коэффициент подачи тепла из водной массы к поверхности раздела вода—воздух (коэффициент теплоотдачи) α (Дж/(см²·град) определяется по формуле

$$\alpha = (1660u + 170w) \text{ ср}, \quad (1.18)$$

Таблица 1.3

Значения удельного теплообмена (Дж/(см²·сут)) при температуре воздуха, равной температуре поверхности воды при скорости ветра ω , равной 3 м/с

Район 4

Широ-та	31/VIII	5/IX	10/IX	15/IX	20/IX	25/IX	30/IX	5/X	10/X	15/X
70° с.	302	239	184	134	88	46	8	-25	-59	-92
69	318	256	201	151	105	63	25	-8	-42	-75
68	331	272	218	168	122	80	42	8	-25	-59
67	348	289	235	184	142	100	63	25	-8	-42
66	360	302	251	201	159	117	80	42	8	-25
65	377	318	268	218	176	134	96	59	25	-8
64	394	339	289	239	193	155	117	80	46	8
63	411	356	306	256	214	172	134	100	63	29
62	432	377	327	276	230	193	155	117	84	46
61	448	394	344	293	251	210	172	138	100	67
60	465	415	364	314	268	230	193	159	122	84
59	486	456	381	331	284	247	210	176	138	100
58	507	452	402	352	302	264	226	193	155	122
57	524	473	419	369	323	285	247	210	176	138
56	545	490	440	390	344	302	264	226	193	159
55	566	507	457	406	360	318	281	243	210	176

Широ-та	20/X	25/X	31/X	5/XI	10/XI	15/XI	20/XI	25/XI	30/XI
70° с.	-113	-138	-163	-184	-205	-226			
69	-96	-126	-151	-176	-197	-222			
68	-84	-113	-142	-168	-193	-214			
67	-71	-100	-130	-159	-184	-210			
66	-54	-88	-122	-151	-180	-205			
65	-42	-75	-109	-142	-172	-201			
64	-25	-54	-88	-122	-151	-180			
63	-4	-38	-71	-105	-134	-159			
62	12	-17	-50	-84	-113	-142			
61	34	0	-34	-67	-96	-122			
60	50	17	-12	-46	-75	-100	-122	-134	-147
59	67	34	4	-29	-59	-84	-105	-122	-134
58	88	50	21	-12	-42	-67	-92	-109	-122
57	105	71	34	4	-25	-54	-75	-92	-109
56	126	88	50	21	-8	-38	-63	-80	-96
55	142	109	67	38	2	-21	-46	-67	-84

Район 5

Широ-та	31/VIII	5/IX	10/IX	15/IX	20/IX	25/IX	30/IX	5/X	10/X	15/X
70° с.	302	230	159	101	46	0	-38	-71	-105	-138
69	312	247	180	122	67	17	-21	-59	-92	-126
68	335	268	201	138	84	38	-4	-42	-75	-109
67	352	285	218	159	101	59	17	-25	-59	-92
66	369	302	239	176	126	75	34	-8	-42	-84
65	385	323	260	193	142	92	50	8	-29	-67
64	406	344	280	218	168	117	75	34	-4	-42
63	427	369	302	243	188	142	101	59	17	-17
62	452	390	327	264	209	163	117	79	42	4
61	473	411	347	289	235	184	142	101	67	25
60	494	436	369	314	260	209	168	126	88	50
59	575	452	394	335	281	295	188	147	109	67
58	536	478	411	356	302	256	210	168	134	92
57	557	494	432	373	323	276	235	193	155	113
56	578	515	452	394	344	302	251	210	176	134
55	599	536	473	415	364	318	276	235	193	155

Широ-та	20/X	25/X	31/X	5/XI	10/XI	15/XI	20/XI	25/XI	30/XI
70° с.	-168	-197	-230	-260	-285	-310			
69	-151	-184	-218	-251	-276	-306			
68	-138	-168	-209	-239	-268	-297			
67	-126	-159	-197	-226	-260	-293			
66	-109	-142	-184	-218	-251	-284			
65	-106	-134	-176	-209	-243	-276			
64	-75	-109	-151	-184	-218	-256			
63	-50	-92	-130	-168	-201	-230			
62	-34	-67	-109	-142	-176	-209			
61	-8	-42	-84	-117	-155	-184			
60	17	-25	-63	-101	-134	-163	-188	-205	-222
59	34	0	-42	-80	-117	-147	-172	-188	-205
58	54	17	-25	-67	-101	-130	-155	-172	-193
57	75	38	-8	-46	-84	-113	-198	-159	-176
56	101	59	8	-25	-67	-96	-122	-142	-163
55	117	80	29	-8	-50	-80	-105	-126	-147

Район 6

Широ- та	31/VIII	5/IX	10/IX	15/IX	20/IX	25/IX	30/IX	5/X	10/X	15/X
70° с.	411	327	247	172	109	50	0	-42	-84	-126
69	432	348	268	193	130	71	21	-21	-63	-105
68	452	369	293	218	151	92	42	-4	-46	-88
67	469	394	314	239	176	113	63	17	-25	-71
66	490	415	339	204	197	198	84	34	-8	-50
65	515	436	360	235	218	159	105	54	8	-34
64	540	461	385	314	247	188	134	84	34	-8
63	566	490	415	344	276	218	163	104	63	16
62	595	515	440	369	302	243	108	138	88	46
61	620	545	469	393	331	272	218	103	113	71
60	645	570	494	427	360	382	247	193	142	96

Широ- та	20/X	25/X	31/X	5/XI	10/XI	15/XI	20/XI	25/XI	30/XI
70° с.	-159	-193	-226	-251	-276	-302			
69	-142	-176	-214	-235	-264	-293			
68	-126	-163	-201	-222	-256	-231			
67	-113	-147	-188	-210	-243	-272			
66	-96	-134	-176	-205	-235	-260			
65	-80	-117	-163	-193	-222	-251			
64	-54	-92	-138	-168	-197	-230			
63	-29	-67	-113	-142	-176	-205			
62	-4	-42	-84	-122	-151	-184			
61	25	-17	-59	-96	-130	-159			
60	50	8	-34	-71	-105	-138			

Район 7

Широ- та	31/VIII	5/IX	10/IX	15/IX	20/IX	25/IX	30/IX	5/X	10/X	15/X	20/X
60° с.	595	520	444	373	306	243	180	126	71	17	-34
59	620	545	469	398	331	268	205	151	96	42	-8
58	649	574	499	427	360	297	235	180	122	71	21
57	674	599	524	452	385	323	260	205	151	96	46
56	704	623	553	482	415	352	289	235	176	126	71
55	729	654	573	507	440	377	314	260	201	151	96
54	758	683	608	536	469	406	344	289	230	180	126
53	788	712	637	566	499	436	373	318	260	210	155
52	821	742	670	595	528	465	406	348	293	235	180
51	850	771	700	624	557	494	436	377	323	264	210
50	880	800	729	654	587	524	465	406	352	293	239

Широ- та	25/X	31/X	5/XI	10/XI	15/XI	20/XI	25/XI	30/XI	5/XII	10/XII	15/XII
60° с.	-80	-126	-168	-201	-239	-264	-289	-305	-323	-339	-356
59	-54	-100	-142	-180	-218	-251	-268	-289	-306	-323	-339
58	-29	-80	-122	-155	-197	-230	-251	-272	-289	-306	-327
57	-8	-54	-96	-134	-176	-210	-230	-251	-272	-293	-310
56	25	-34	-75	-113	-155	-188	-214	-235	-256	-276	-297
55	50	-8	-50	-92	-134	-168	-193	-218	-239	-260	-281
54	75	17	-25	-67	-113	-147	-172	-197	-218	-239	-260
53	105	42	0	-42	-88	-122	-151	-176	-197	-218	-243
52	130	71	25	-21	-63	-100	-126	-151	-180	-201	-222
51	159	96	50	4	-42	-75	-105	-130	-159	-180	-205
50	184	122	75	29	-17	-54	-84	-109	-138	-159	-184

Район 8

Широ- та	31/VIII	5/IX	10/IX	15/IX	20/IX	25/IX	30/IX	5/X	10/X	15/X	20/X
55° с.	813	721	633	553	469	385	318	251	180	113	46
54	846	758	670	591	507	423	356	285	218	147	80
53	884	796	708	624	540	457	394	322	251	184	117
52	918	830	742	662	578	494	427	356	289	218	147
51	955	867	779	696	612	532	465	394	323	256	188
50	989	905	817	733	649	570	503	427	360	289	222
49	1039	951	863	779	696	616	545	473	406	335	268
48	1089	1001	909	821	737	658	591	520	452	381	314
47	1140	1048	960	867	784	704	633	561	494	427	360
46	1190	1098	1006	913	825	746	679	608	540	473	406
45	1240	1144	1052	955	872	792	721	654	587	520	452
44	1276	1182	1094	1001	922	842	775	708	645	578	515
43	1311	1223	1140	1052	972	897	830	762	700	637	574

Широ- та	25/X	31/X	5/XI	10/XI	15/XI	20/XI	25/XI	30/XI	5/XII	10/XII	15/XII
55° с.	-8	-75	-122	-172	-218	-251	-276	-302	-327	-352	-371
54	25	-42	-92	-142	-193	-226	-251	-276	-306	-331	-356
53	59	-12	-63	-113	-163	-201	-226	-256	-281	-310	-335
52	92	21	-34	-88	-138	-176	-205	-230	-260	-285	-314
51	126	50	-4	-59	-109	-151	-180	-210	-235	-264	-293
50	159	84	25	-29	-84	-122	-155	-184	-214	-243	-272
49	205	134	75	25	-29	-67	-100	-130	-159	-188	-218
48	256	184	126	75	25	-12	-46	-75	-105	-134	-163
47	306	230	180	130	80	46	12	-21	-50	-80	-113
46	352	281	230	180	134	100	67	34	4	-25	-59
45	398	331	280	235	188	155	122	88	59	29	-4
44	461	394	344	297	251	222	184	151	122	92	59
43	524	457	406	360	318	285	251	218	188	159	126

Таблица 1.4

Поправки Δd на отклонение скорости ветра от средней, Дж/(см²·сут)

Район на рис. 1.2	Отклонение скорости ветра от средней, м/с													
	-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	+1	+2	+3	+4	+5	+6	
<i>a</i>	71	59	46	38	25	13	0	-13	-25	-38	-46	-59	-71	
<i>б</i>	-	101	80	59	42	21	0	-21	-42	-59	-80	-101	-	

Таблица 1.5

Поправки Δd к значениям *d*, найденным по данным табл. 1.1, Дж/(см²·сут)

Район на рис. 1.1	Скорость ветра, м/с								
	0	1	2	3	4	5	6	7	
<i>IV—VI</i>	88	59	29	0	-29	-59	-88	-117	
<i>VII—VIII</i>	134	88	46	0	-46	-88	-134	-176	

Район на рис. 1.1	Скорость ветра, м/с								
	8	9	10	11	12	13	14	15	
<i>IV—VI</i>	-142	-172	-201	-230	-260	-289	-318	-348	
<i>VII—VIII</i>	-218	-260	-310	-352	-394	-440	-486	-529	

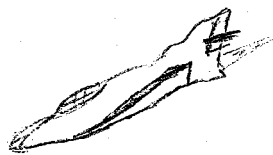
где u — средняя скорость течения, м/с; w — скорость ветра на высоте флюгера, м/с; c — удельная теплоемкость воды, 4,19 Дж/(см³·град), ρ — плотность воды (принимается равной 1).

При определении коэффициента α для левой части формул (1.7) и (1.8) — (1.11) в качестве значения u принимается средняя скорость течения на протяжении пробега воды за расчетный период. Она определяется как частное от деления длины реки на участке от начального до расчетного сечения на соответствующее время добегания.

При определении α_n (правая часть формул) в качестве расчетного значения u принимается средняя скорость течения в расчетном сечении. Скорость ветра w при штиле на метеорологической станции принимается в расчетах равной 0,5 м/с.

VII. Удельный приход тепла от ложа $q_{л}$, с подземными водами $q_{г}$ и вследствие диссипации энергии $q_{э}$ определяется весьма приблизительно. Для определения $q_{л}$ можно пользоваться

Таблица 1.6

Коэффициент теплообмена k , Дж/см²·сут·град

Температура, °C		Скорость ветра (м/с) на высоте флюгера (10 м)											
воздуха θ	воды $v_{\text{пв}}$	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Европейская часть СССР (кроме Заволжья) и Сибирь													
20	20	210	247	285	323	360	394	432	469	507	545	580	
	15	117	151	184	218	251	285	314	348	381	415	447	
	10	100	130	159	193	222	251	281	310	344	374	403	
	5	92	122	151	180	210	235	264	293	322	353	382	
	0	88	117	142	172	197	226	256	281	310	335	364	
15	20	193	226	260	293	327	360	394	427	460	495	526	
	15	172	201	230	264	293	323	352	381	415	445	472	
	10	101	130	155	184	214	243	268	297	328	352	382	
	5	92	117	147	172	197	226	251	276	302	332	356	
	0	84	109	134	159	184	210	239	264	290	314	339	
10	20	193	222	251	285	314	343	375	402	437	466	494	
	15	168	197	222	251	276	306	335	360	390	415	443	
	10	130	155	180	205	230	260	285	310	336	360	385	
	5	84	109	134	155	180	205	230	256	278	304	326	
	0	188	218	247	272	302	331	360	389	415	445	472	
5	15	168	193	222	247	272	302	327	352	378	406	430	
	10	142	168	193	218	243	268	293	318	344	370	394	
	5	109	134	155	180	205	226	251	276	303	323	348	
	0	84	109	130	155	176	201	226	247	273	294	318	
	0	15	163	188	214	240	264	294	318	344	372	394	419
10		146	172	197	222	248	268	294	319	346	368	392	
5		130	155	176	201	226	251	272	298	326	344	368	
0		113	134	159	180	206	226	248	272	296	318	337	
-5		15	163	188	214	240	264	285	310	335	364	385	408
	10	150	176	197	222	248	269	294	318	347	364	387	
	5	134	159	180	205	226	252	277	298	326	344	366	
	0	122	143	168	188	218	235	256	276	300	323	342	
	-10	10	150	176	197	218	242	268	289	310	338	360	378
5		134	155	180	211	222	244	268	290	312	334	354	
0		126	147	167	189	209	231	252	272	296	314	332	
-15		10	150	172	193	214	234	260	281	302	326	343	362
		5	134	155	176	197	218	238	260	281	304	320	342
	0	122	147	163	184	206	226	243	264	288	300	320	
	-20	10	147	167	188	219	230	251	268	289	310	330	352
		5	134	155	176	192	214	235	256	276	292	314	334
0		126	142	164	184	202	218	238	259	276	293	314	
Заволжье и Северный Казахстан													
10		15	159	184	205	226	251	272	293	318	348	364	386
	10	142	163	188	209	234	256	277	302	322	348	368	
	5	88	109	129	155	176	197	218	238	264	285	306	
	0	75	96	117	142	163	184	205	226	251	272	293	

Температура °С		Скорость ветра (м/с) на высоте флюгера (10 м)										
воздуха Θ	воды $v_{\text{пв}}$	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
5	15	159	181	205	226	248	268	294	314	336	361	382
	10	142	163	184	210	230	252	272	293	320	340	360
	5	117	138	159	180	201	222	244	264	285	306	327
	0	75	96	117	138	159	180	202	222	243	264	286
0	15	155	176	197	222	243	264	185	306	332	352	373
	10	143	163	185	206	226	248	268	290	310	332	352
	5	125	147	168	189	214	226	248	268	290	310	331
	0	119	125	147	164	185	201	218	239	256	278	277
-5	10	142	163	185	205	226	248	269	289	310	330	352
	5	130	151	171	193	214	235	251	272	293	314	335
	0	118	138	159	176	197	218	239	260	276	298	318
-10	10	142	163	185	205	226	243	264	285	306	326	348
	5	130	151	171	188	209	231	251	272	289	310	330
	0	122	143	159	180	201	218	238	260	281	298	318
-15	10	142	163	185	202	222	243	264	285	302	322	343
	5	134	155	171	193	209	230	251	268	289	306	327
	0	126	143	164	185	201	218	239	258	277	294	314
-20	10	142	163	180	202	218	239	260	276	298	314	335
	5	134	151	171	189	209	226	244	264	280	302	316
	0	126	143	164	180	201	218	235	256	272	294	310

данными табл. 1.7, в которой приводятся средние значения $q_{\text{л}}$ в зависимости от глубины водоема, географической широты и календарного времени. Для рек европейской части СССР и Западной Сибири в период осеннего охлаждения $q_{\text{л}}$ можно принимать рав-

Таблица 1.7

Приближенные значения удельного теплообмена воды с ложем $q_{\text{л}}$, Дж/(см²·сут) (по А. П. Браславскому)

Месяц	Широта	Средняя глубина водоема, м				Месяц	Широта	Средняя глубина водоема, м			
		0-5	10	15	20			0-5	10	15	20
Июль	40° с.	-92	-84	-71	-63	Октябрь	40° с.	117	105	92	75
	50	-101	-88	-80	-67		50	101	88	80	67
	60	-105	-92	-80	-71		60	96	84	75	63
	70	-113	-101	-88	-75		70	88	80	67	59
Август	40	-42	-38	-34	-29	Ноябрь	40	130	113	109	88
	50	-38	-34	-29	-25		50	113	101	88	75
	60	-34	-29	-25	-21		60	101	88	80	67
	70	-34	-29	-25	-21		70	84	75	67	54
Сентябрь	40	29	25	21	21	Декабрь	40	117	105	92	80
	50	38	34	29	25		50	88	80	67	59
	60	46	42	38	29		60	59	50	46	38
	70	54	50	42	38		70	38	34	29	25

ным 125—188 Дж/(см²·сут)¹, а удельный суммарный русловой теплоприход q — равным 209—295 Дж/(см²·сут) (вклад q_s здесь невелик). Для рек Восточной Сибири, в частности для Енисея и Ангары, удельный русловой теплоприход q по расчетам И. М. Чернова составляет 84 Дж/(см²·сут).

Значения q_r и γ следует при возможности уточнять по данным, относящимся к конкретному участку реки, для которого производится расчет времени появления льда способами, приведенными в монографии [9] или по справочным данным, особенно для горных рек и рек предгорий со специфическими условиями подземного стока.

Значение q_s можно рассчитать по формуле

$$q_s = \rho u h i / l, \quad (1.19)$$

где ρ — плотность воды, кг/м³; u — средняя скорость течения, м/с; h — средняя глубина потока, м; i — уклон водной поверхности; l — механический эквивалент тепла, равный 1.

Для обычных условий равнинных рек приход тепла вследствие диссипации энергии потока пренебрежимо мал, на реках с быстрым течением, особенно при больших глубинах и уклонах, эта величина (q_s) существенна.

При расчете среднего значения q_s для протяжения пробега за расчетный период в формулу (1.19) нужно подставить средние значения u , h , i на протяжении пробега за расчетный период.

VIII. Удельная теплоотдача водной поверхности в момент, на который ведется расчет B_n , определяется как сумма тепловых потоков испарения LE , турбулентного обмена P и эффективного излучения I_s .

Температура поверхности воды $\theta_{пв}$ при этом принимается равной 0 °С. Значения LE , P , I_s определяются по графикам на рис. 1.3 и 1.4.

1.2.3. Пример расчета и краткосрочного прогноза времени появления плавучего льда на реках (без использования ЭВМ)

Рассчитаем время ледообразования на Волге у Астрахани в 1986 г. Расчет произведем по формуле (1.11) с учетом средней температуры за расчетный период $\bar{\theta}$, так как температура воздуха колеблется в этот период в небольших пределах (табл. 1.8). В практике краткосрочных прогнозов это наиболее типичный случай.

За начальный примем створ гидрологического поста Черный Яр, расположенный в 311 км от Астрахани. Исходные данные о расходах воды, скоростях течения берем по гидрометрическому створу Верхнелебязье.

¹ Значения, близкие к нижнему пределу, получены для Нижней Волги, Нижней Оби, близкие к верхнему пределу — для Верхней Волги.

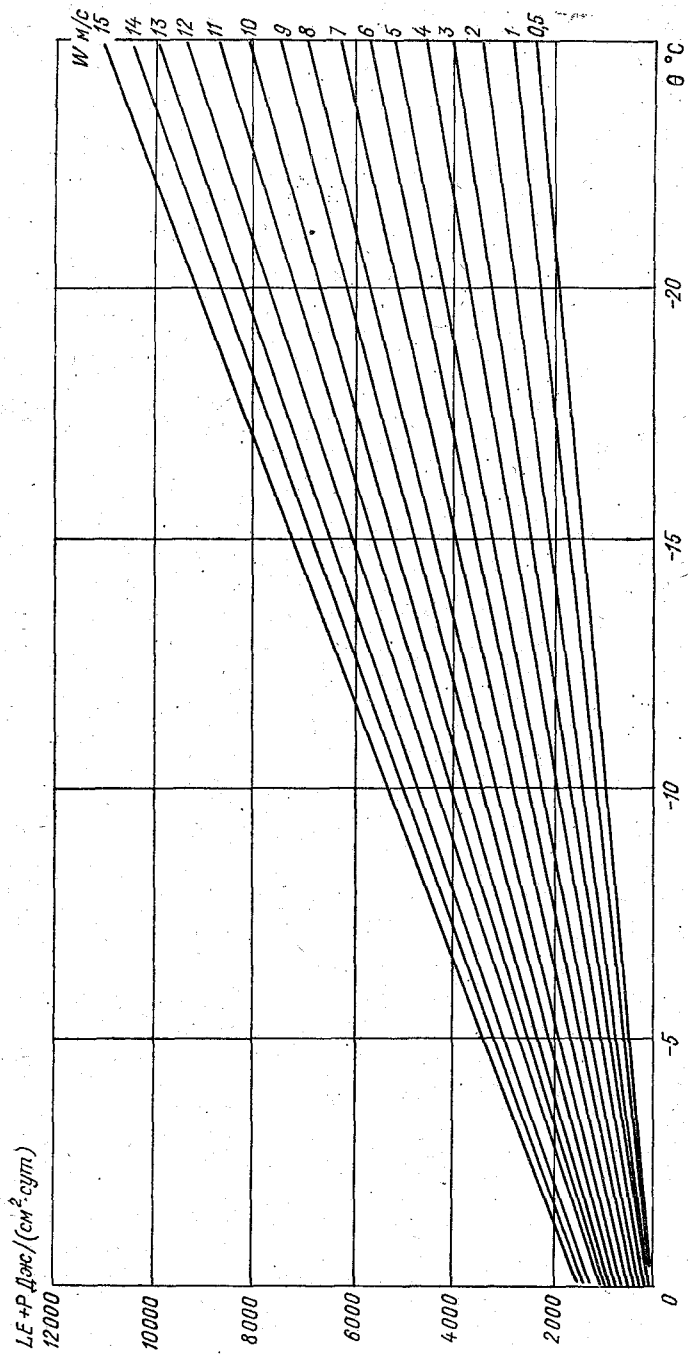


Рис. 1.3. Номограмма для определения суммы тепловых потоков испарения и теплообмена с воздухом ($LE+P$) при температуре поверхности воды θ $^\circ\text{C}$.

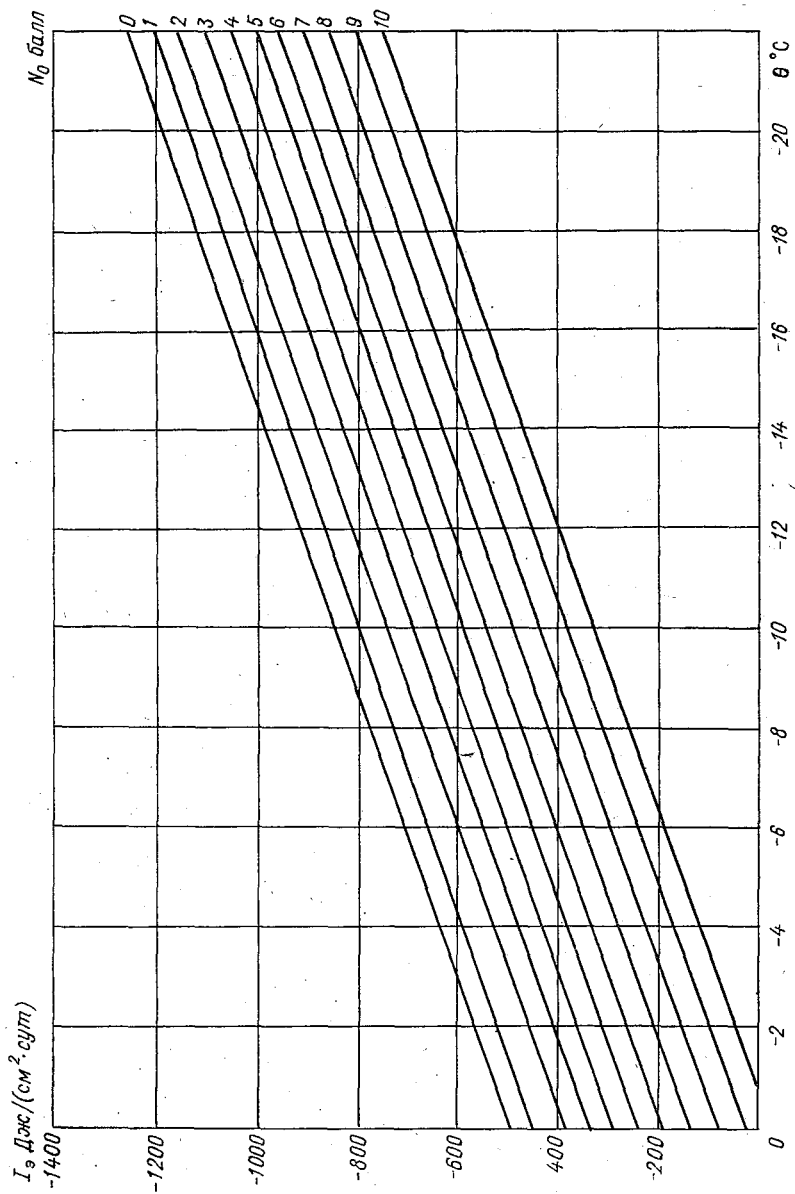


Рис. 1.4. Номограмма для определения эффективного излучения I_0 при температуре поверхности воды θ °C.

По графику связи $u=f(H)$ определяем среднюю скорость течения u в этом створе, соответствующую каждому уровню воды, использованному для определения $\bar{\tau}_p$. Определяем среднее из найденных значений u , получаем $\bar{u}=0,47$ м/с.

Средняя скорость течения за расчетный период в 1986 г. равна 0,49 м/с. Среднее время добегания от Черного Яра до Астрахани составляет 7,6 сут. Расчетное время добегания определяем по формуле (1.13) $\tau_p=7,3$ сут.

Воспользуемся сначала для расчетов фактическими данными о температуре воздуха.

На Нижней Волге ниже ГЭС им. XXII съезда КПСС есть только две информационные метеорологические станции, средняя суточная температура воздуха на них имела в конце ноября 1986 г. значения, приведенные в табл. 1.8.

Начнем с расчета возможности появления льда у Астрахани 29 ноября. Поскольку температура воды измеряется в 8 и 20 ч, то при расчете по средним суточным температурам воздуха ϑ_0 можно принимать по вечерним наблюдениям накануне первых расчетных суток.

В соответствии со временем добегания учитываем ϑ_0 по измерению в 8 ч 22 ноября. По формуле (1.14) определяем среднюю глубину на рассматриваемом протяжении реки. Расход воды Q находим по уровню в Верхнелебяжьем, взятому в соответствии со временем добегания на 7 сут раньше, $Q=5400$ м³/с. Площадь зеркала реки определяем по лоцманской карте, она равна 325 000 000 м², $h=10,4$ м.

Температуру воздуха за время добегания от Черного Яра принимаем по данным двух метеорологических станций (табл. 1.8) в соответствии с расположением их по длине реки. Средняя температура за расчетный период равна $\Theta=-5,4$ °С. Определяем среднюю скорость ветра w за период расчета по тем же метеорологическим станциям, что и температуру, она равна 4,9 м/с.

На рис. 1.1 находим, что Волга от Черного Яра до Астрахани расположена в III районе. По данным табл. 1.2 находим среднее значение параметра d на середину расчетного периода на широте участка; оно равно 147 Дж/(см²·сут).

На рис. 1.2 находим, что принятая средняя скорость ветра равна 5 м/с. В табл. 1.4 находим поправку Δd на отклонение скорости ветра от среднего значения, на рис. 1.2 определяем, что

Таблица 1.8

Средняя суточная температура воздуха в ноябре 1986 г., °С

Метеостанция	20/XI	21/XI	22/XI	23/XI	24/XI	25/XI	26/XI	27/XI	28/XI
Волгоград	-1,3	-1,9	-3,7	-6,5	-8,0	-9,6	-9,4	-8,9	-9,2
Астрахань	-0,2	-0,4	-0,5	-0,7	-1,8	-4,1	-4,9	-6,7	-4,1

поправку следует искать в строке *b* табл. 1.4, Δd получаем равным 1 Дж/(см²·сут), а рассчитанное значение *d* равно 148 Дж/(см²·сут).

По данным табл. 1.6 при температуре воздуха $-5,4^\circ\text{C}$ и скорости ветра 4,9 м/с, находим коэффициент теплообмена *k*, равный 238 Дж/(см²·сут·град).

Расчет коэффициента теплоотдачи производим по формуле (1.17) и получаем $\alpha = 6897$ Дж/(см²·сут·град).

Удельный русловой теплоприход *q*, в соответствии с указанным выше, принимаем равным 209 Дж/(см²·сут), удельный тепловой поток солнечной радиации, поглощаемый водой, вычисляем по формуле (1.17) $I_0 = 486$ Дж/(см²·сут). Определяем α_0 по формуле (1.10). При $n = 7$ сут, $\tau = 7,3$ сут, $na_0 = 0,385$. Далее определяем $\exp(-na_0)$, она равна 0,68.

Подставляя значения в формулу (1.11), получаем в левой части среднюю в сечении температуру воды $\phi = 0,14^\circ\text{C}$.

Значение α_n определяем по формуле (1.18). Скорость *u* принимаем равной средней скорости течения у Верхнелебяжьего на 29 ноября. По графику связи $u = f(H)$ находим $u = 0,46$ м/с. Скорость ветра ω по наблюдениям в 7 ч 29 ноября у Астрахани была около 3 м/с. Получаем $\alpha_n = 5338$ Дж/(см²·сут·град).

Значение B_n определяем суммированием теплоотдачи путем испарения *LE*, турбулентного теплообмена *P* и эффективного излучения I_3 . В 7 ч 29 ноября 1986 г. у Астрахани: $\Theta = -5,2^\circ\text{C}$; $\omega = 3$ м/с; $N_0 = 8$ баллов. Снимаем с графиков на рис. 1.3 и 1.4 значения $LE + P$ и I_3 , которые соответственно равны -950 и -325 Дж/(см²·сут); $B_n = -1275$ Дж/(см²·сут). Подставляем найденные значения B_n и α_n в правую часть неравенства (1.11) и получаем $-B_n/\alpha_n = 0,24$. Сопоставляем рассчитанные значения в левой и правой частях неравенства (1.11) и видим, что левая часть оказалась меньше правой. Следовательно, плавучий лед на Волге у Астрахани должен появиться по расчету 29 ноября, когда он фактически и появился.

Этот результат получен расчетом по наблюдаемым метеорологическим данным. Рассмотрим как составлялся прогноз с использованием прогноза температуры воздуха на 5 сут. Для проверки возможности появления льда 29 ноября прогноз составляем 24 ноября. При этом данные о температуре воздуха за 22 и 23 ноября берутся фактические, а с 24 по 29 ноября — по прогнозу (табл. 1.9). Прогноз выдается в целых градусах.

Определяем исходные данные.

Средняя температура воздуха за период заблаговременности прогноза $\Theta = -6,8^\circ\text{C}$, скорость ветра принимаем среднюю многолетнюю, т. е. на рис. 1.2 она равна 5 м/с, облачность равна 7 баллам. Средняя скорость течения воды равна 0,49 м/с, средняя глубина 10,4 м.

Как показано выше, значение *d* равно 147 Дж/(см²·сут). В связи с тем, что принята средняя многолетняя скорость ветра, поправка на отклонение не вводится.

Таблица 1.9

Средняя суточная температура воздуха по прогнозу за ноябрь 1986 г., °С

Метеостанция	22/XI	23/XI	24/XI	25/XI	26/XI	27/XI	28/XI	29/XI
Волгоград	-3,7	-6,5	-8,0	-9,0	-11,0	-11,0	-8,0	-5,0
Астрахань	-0,7	-1,0	-3,0	-5,0	-7,0	-7,0	-6,0	-4,0

По данным табл. 1.6 при температуре воздуха $-6,8^{\circ}\text{C}$ и скорости ветра 5 м/с находим значение теплообмена $k=236$ Дж/(см²·сут), $q=209$ Дж/(см²·сут). Исходную температуру воды берем за 8 ч 22 ноября, она равна $2,0^{\circ}\text{C}$. Далее определяем коэффициент теплоотдачи по формуле (1.18) $\alpha=7000$ Дж/(см²·сут). Затем с учетом полученных значений k и α определяем $na_0=0,382$, значение $\exp(-0,382)$ равно 0,683.

Подставляем вычисленные значения в формулу (1.12) и получаем в левой части среднюю в сечении температуру воды на конец заблаговременности прогноза $\phi_n=-0,29$.

Отрицательный знак в левой части неравенства не является показателем переохлаждения воды. Он свидетельствует о том, что к моменту, на который выполнен расчет, лед уже появился, а избыточное тепло ушло на ледообразование. Следовательно, лед в районе Астрахани, как и по расчету, должен появиться 29 ноября.

1.2.4. Физико-статистические (эмпирические) зависимости для краткосрочного прогноза времени появления льда

Под физико-статистическими или эмпирическими понимаются зависимости суммарной теплоотдачи (или ее относительных характеристик), необходимой для появления плавучего льда, от определяющих факторов, полученные статистическим (эмпирическим) путем на основании данных наблюдений за прошлые годы, относящихся к рассматриваемому пункту или к рассматриваемому участку реки, или ряду участков рек. В качестве приближенной характеристики суммарной теплоотдачи обычно принимается сумма отрицательных значений средней суточной температуры воздуха $\sum \Theta_-^{\circ}\text{C}$.

Из факторов, от которых зависит значение $\sum \Theta_-$, необходимое для появления льда, наиболее изменчивыми как от года к году для одного и того же участка реки, так и от участка к участку для различных рек, являются начальная температура воды и глубина реки.

1. Для условий существенного изменения водности реки в осенний период были выявлены зависимости $\sum \Theta_-$, необходимые для появления льда, от начальной температуры воды и средней глубины в день появления льда. Средняя глубина является наи-

лучшей характеристикой, так как она позволяет учитывать не только изменение водности, но и связанные с этим изменением условия охлаждения. Общий вид зависимости

$$\sum \Theta_- = f(\vartheta_0, h). \quad (1.20)$$

Подобные зависимости были проанализированы [3] для ряда рек северной половины европейской части СССР. На рис. 1.5 приводится в качестве примера график зависимости для Северной Двины у Абрамкова. Все случаи разделены по средней глубине участка реки у гидрологического поста на две группы: с глубиной менее 2,5 м и более 2,5 м.

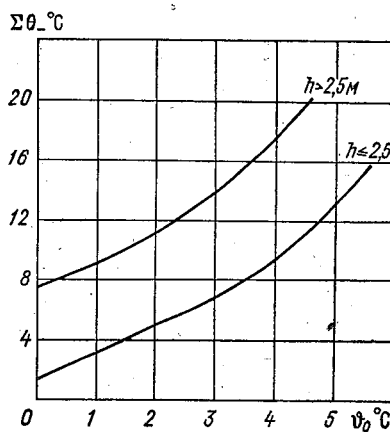


Рис. 1.5. Зависимость суммы средних суточных отрицательных значений температуры воздуха $\Sigma \Theta_-$, необходимой для появления льда, от начальной температуры воды ϑ_0 и средней глубины h на р. Северная Двина у Абрамкова.

Здесь, как и в изложенных ниже других методах, под начальной температурой воды ϑ_0 подразумевается температура воды в момент перехода температуры воздуха к отрицательным значениям. Практически в расчет в качестве ϑ_0 принимается температура воды накануне перехода средней суточной температуры воздуха к отрицательным значениям.

2. Для условий относительно небольшой изменчивости средней глубины участка реки в период ледообразования применяется зависимость

$$(\sum \Theta_-)_{\text{мин}} = f(\vartheta_0), \quad (1.21)$$

где $(\sum \Theta_-)_{\text{мин}}$ — минимально необходимая температура для появления плавающего льда при данном значении ϑ_0 .

Зависимость (1.21) получают следующим путем [8]. Из данных многолетних наблюдений выбирают ежегодные даты появления плавающего льда. Затем по средней суточной температуре воздуха на ближайшей метеорологической станции для каждого случая появления льда определяется дата перехода температуры воздуха к отрицательным значениям, непосредственно предшествующим появлению плавающего льда. Подсчитываются значения

$\sum_{\Pi} \Theta_{-}$, включающие температуру воздуха в день появления льда $\sum_{\Gamma} \Theta_{-}$. Из данных наблюдений выбираются значения ϑ_0 . По нижнему краю поля точек (рис. 1.6) проводится прямая, дающая значения $(\sum \Theta_{-})_{\text{мин}}$ — суммы отрицательных средних суточных температур воздуха, минимально необходимой для появления плавучего льда при данном значении ϑ_0 .

При построении зависимости (рис. 1.8) рекомендуется наносить на график точки также для тех случаев, когда в периоды

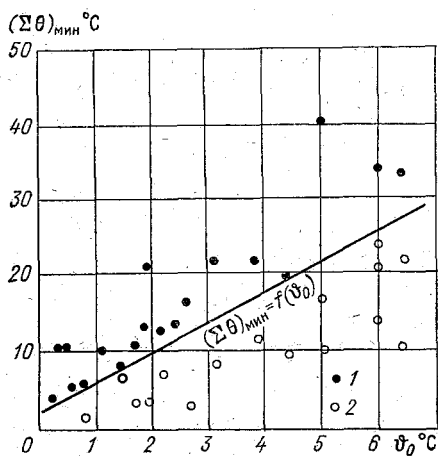


Рис. 1.6. Зависимость минимальной суммы средних суточных отрицательных значений температуры воздуха $(\sum \Theta_{-})_{\text{мин}}$, необходимой для появления плавучего льда, от начальной температуры воды ϑ_0 .

1 — наблюдалось появление льда; 2 — появление льда не наблюдалось.

с отрицательными значениями температуры воздуха плавучий лед не появлялся. Это дает возможность уточнения положения линии связи.

Значения $(\sum \Theta_{-})_{\text{мин}}$, определенные по зависимости (1.21), соответствуют следующим двум условиям:

а) температура воздуха в день появления льда имеет наименьшее отрицательное значение, достаточное для начала ледообразования;

б) отношение теплоотдачи воды к температуре воздуха в период накопления $(\sum \Theta_{-})_{\text{мин}}$ имеет наибольшее значение.

Реальные значения температуры в последний день накопления $\sum \Theta_{-}$ и условия теплоотдачи на градус отрицательной температуры воздуха, естественно, в большинстве случаев отличаются от указанных предельных. Чтобы учесть это отличие, хотя бы в среднем, применяется такой прием: по полученной линии связи $(\sum \Theta_{-})_{\text{мин}} = f(\vartheta_0)$ для каждого случая определяется значение $(\sum \Theta_{-})_{\text{мин}}$ и по данным о температуре воздуха находится дата его накопления. Затем для каждого случая определяется число суток от накопления $(\sum \Theta_{-})_{\text{мин}}$ до наблюдаемого времени появления плавучего льда a (в большинстве $a = 0 \dots 2$ сут). Среднее из полученных таким образом чисел a принимается за расчетное. При определении даты появления плавучего льда с помощью за-

зависимости типа (1.21) к дате накопления $(\sum \Theta_-)_{\text{мин}}$ прибавляется число a , обычно одни сутки.

В практике в большинстве случаев значения ϑ_0 принимаются в пункте, для которого составляется прогноз, а значение $\sum \Theta_-$ определяется по одной станции, ближайшей к пункту, для которого составляется прогноз появления льда. Для большинства равнинных рек это в эмпирических зависимостях оказывается приемлемым.

3. На больших реках, особенно на крупных реках Сибири, текущих с юга на север, период охлаждения воды, начиная с момента наступления отрицательной температуры воздуха до появления льда, очень велик, так как велик тепловой расход. Соответственно велика и длина пути, проходимого водой за этот период. При таких условиях введение в расчет температуры воды в верхней части участка охлаждения и температуры воздуха на пути охлаждения позволяет существенно повысить точность расчетных зависимостей для краткосрочного прогноза появления льда.

В зависимостях для прогноза появления льда на Оби сумма отрицательных значений температуры воздуха $(\sum \Theta_-)$ подсчитывалась по длине участка охлаждения. В связи с тем, что расстояние между метеорологическими станциями значительно превышает длину пути пробега за сутки, температура воздуха каждый день на участке охлаждения воды определялась линейной интерполяцией между соседними метеорологическими станциями. Температура воды в начале участка охлаждения накануне перехода температуры воздуха к отрицательным значениям также определялась путем линейной интерполяции ее между соседними гидрологическими постами. Целесообразность получения таких зависимостей видна из сопоставления их точности с точностью зависимостей, полученных по температуре воды и температуре воздуха только в пункте, для которого составляется прогноз. Обеспеченность первого типа зависимостей при допустимых погрешностях ± 1 и ± 2 сут составляет соответственно 89 и 100 %, обеспеченность второго типа зависимостей — 78 и 89 %.

4. С несколько большей заблаговременностью, примерно до 10 сут, можно составлять для больших рек прогнозы, в которых указывается не ожидаемая дата наступления явления, а дата, до которой наступление данного явления (здесь — появление плавающего льда) не ожидается.

Для составления таких прогнозов обычно используют [4] кривые обеспеченности падения температуры воды за десятидневный промежуток времени, с помощью которых можно составлять прогнозы различной обеспеченности. Дата, до которой появление плавающего льда не ожидается, определяется по формуле

$$D_P = D_0 + (\vartheta_0 / \Delta \vartheta_P) 10, \quad (1.22)$$

где D_P — дата, до которой появление льда не ожидается с данной обеспеченностью, D_0 — дата составления прогноза, $\Delta \vartheta_P$ —

падение температуры воды за декаду, обеспеченное на P процентов. Для большинства больших рек при $P=90\%$, $\Delta\vartheta_P=4^\circ$. Пользоваться формулой (1.32) при $\vartheta_0 < \Delta\vartheta_P$ не рекомендуется.

1.2.5. Прогноз густоты ледохода (шугохода)

По мере развития процесса ледообразования происходит постепенное увеличение количества плавучего льда, переход его из первичных форм (сала, шуги) в ледоход и дальнейшее усиление ледохода.

Наиболее полная теоретическая схема формирования ледохода (шугохода) на реке рассмотрена в работе [5]. Разработана также математическая модель процесса шугообразования [1], которая получила применение для прогнозов по Амударье.

Для широкого использования в практике управлений по гидрометеорологии более всего подходит метод расчета и краткосрочного прогноза количества (расхода) всплывающей шуги, предложенный в работе [7] для рек СССР в пределах от 55 до 65° с. ш. Расход ледового материала $Q_{л.}$, состоящего в основном из всплывающей и смерзающейся шуги, а также из поверхностного льда, представлен в ней как произведение ширины участка реки между заберегами $b_{л.}$, средней скорости движения льда $u_{л.}$, коэффициента покрытости реки льдом η и средней толщины ледяных образований $h_{л.}$, т. е.

$$Q_{л.} = b_{л.} u_{л.} \eta h_{л.} \quad (1.23)$$

Для расчета каждого из сомножителей имеются эмпирические формулы и номограммы. Так, ширина реки между берегами

$$b_{л.} = b_0 (0,42 u_{ср.}^2 + 0,5), \quad (1.24)$$

где b_0 — общая ширина реки, а $u_{ср.}$ — средняя скорость течения, определяемая в зависимости от расхода воды. Скорость движения льда приравнена к средней поверхностной скорости течения, которая составляет $1,06 u_{ср.}$, т. е. $u_{л.} = 1,06 u_{ср.}$

В соответствии с теорией процесса, покрытость реки ледовыми образованиями и их средняя толщина взаимосвязаны. Поэтому предложена номограмма для расчета непосредственно произведения $\eta h_{л.}$ в зависимости от теплоотдачи B^1 и времени пробега льда от створа начала ледообразования τ , приведенная на рис. 1.7.

В оперативной практике чаще всего требуется расчет и прогноз не расхода ледового материала (шуги), а густоты ледохода, с которой связаны затруднения для судоходства и для производства работ в русле.

Густота ледохода или степень покрытости реки плавучим льдом оценивается в баллах (по 10-балльной системе), но в пуб-

¹ При прогнозе по этому методу следует определять значения B по номограммам из работы [7].

ликуемых данных наблюдений указывается в трех градациях: редкий ледоход (плывущий лед покрывает меньше $\frac{1}{4}$ водной

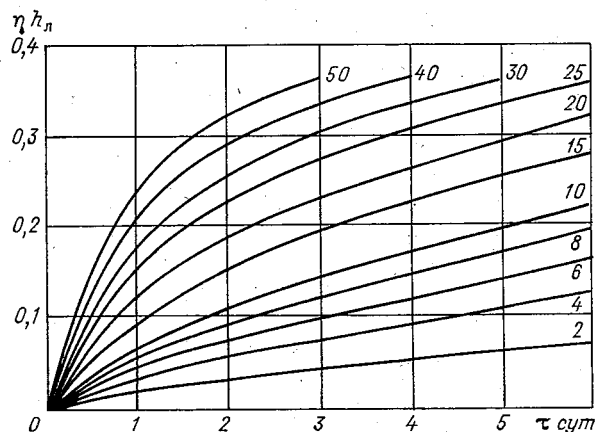


Рис. 1.7. Номограмма для расчета произведения $\eta h_{л}$.
Цифры у линий — теплообмен водной поверхности, Дж/(см² × сут).

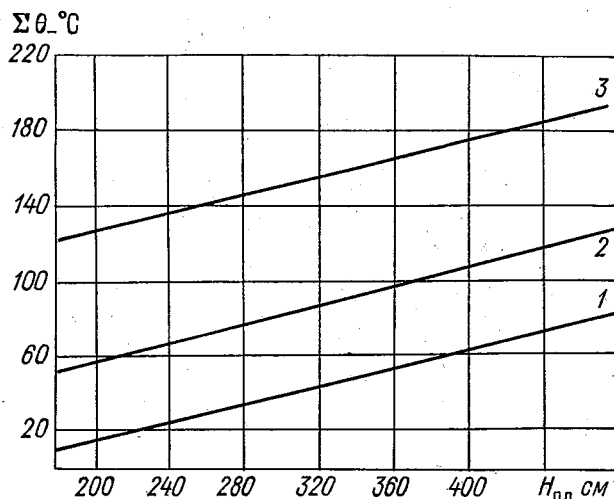


Рис. 1.8. Зависимость минимальной суммы отрицательных значений температуры воздуха $\Sigma \theta_{-}$ (начиная от даты появления плавучего льда), необходимой для начала среднего, густого ледохода и ледостава от уровня воды в день появления плавучего льда $N_{пл}$ на р. Енисее у Селиванихи.

1 — средний ледоход, 2 — густой ледоход, 3 — ледостав.

поверхности реки, т. е. густота ледохода меньше 3 баллов), средний ледоход (густота 3—5 баллов) и сплошной ледоход (густота больше 5 баллов).

В работе [6] предложена схема¹ получения зависимости $(\sum \Theta_-)_{\text{мин}}$ со дня появления плавучего льда, нужной соответственно для начала редкого, среднего и сплошного ледохода, от средней скорости течения в данном створе в день появления плавучего льда

$$(\sum \Theta_-)_{\text{мин}} = f(u_{\text{ср}}). \quad (1.25)$$

Принцип получения $\sum \Theta_-$ аналогичен таковому при построении зависимости $(\sum \Theta_-)_{\text{мин}} = f(\vartheta_0)$ (см. п. 1.2.4).

При выявлении подобных локальных зависимостей в практике допустима замена средней скорости течения, получаемой по кривой $u_{\text{ср}} = f(H)$, самим значением уровня воды H .

В качестве примера на рис. 1.8 приведен график зависимости, полученной для Енисея в районе Селиванихи. В этой методике сумма отрицательных температур воздуха, необходимая для начала среднего и густого ледохода $(\sum \Theta_-)_{\text{мин}}$, определялась в зависимости от уровня воды в день появления льда.

1.2.6. Точность и надежность краткосрочного прогноза появления льда на реках, составляемого с использованием прогноза метеорологических элементов

Для составления прогноза появления льда по описанным выше методам, как расчетному, так и использующим физико-статистические зависимости, необходим прогноз температуры воздуха на период заблаговременности прогноза. При использовании расчетного метода желательно иметь также прогноз скорости ветра и облачности.

Применение для этой цели трехсуточных и пятисуточных прогнозов, выпускаемых для общего пользования, вызывает затруднения, поскольку в них ожидаемые значения метеорологических элементов даются в довольно широких пределах и относятся к значительным географическим районам. Поэтому в Гидрометцентре СССР и во многих территориальных гидрометцентрах специально для гидрологических, в первую очередь, ледовых прогнозов составляются специальные прогнозы метеорологических элементов. Их основой являются обычные предвычисленные гидродинамическим методом карты барических полей на уровне моря и геопотенциала H_{500} ².

¹ Зависимости первоначально были получены для ряда участков рек, ныне зарегулированных волжскими и камскими водохранилищами, поэтому они здесь не приводятся.

² С 1988 г. составлению этих прогнозов способствует выполняемый в Гидрометцентре СССР ежедневно расчет элементов погоды на основе статистической интерпретации результатов интегрирования по времени гидродинамических моделей атмосферы. Расчет выполняется по 1500 пунктам на всей территории СССР и содержит ожидаемые значения максимальной и минимальной температуры воздуха на 6 сут.

Прогнозы составляются ежедневно, по возможности, на 5 сут, что позволяет постоянно контролировать и уточнять выпускаемые на их основе гидрологические прогнозы, обеспечивает возможность выпуска последних в оптимальные, с точки зрения надежности, сроки.

Использование прогнозов для предвычисления сроков появления льда на реках дает в целом вполне приемлемые результаты. Как показывает опыт Гидрометцентра СССР, оправдываемость краткосрочных прогнозов появления льда за последние 20 лет (1965—1985 гг.) составила в целом 94 %, причем от года к году она колебалась в пределах от 90 (1965 г.) до 99 % (1981 г.).

Рассмотрение оправдываемости прогнозов по отдельным бассейнам [2] подтверждает, что она выше там, где применяются наиболее точные расчетные или физико-статистические методы. Поэтому неверно бытующее до сих пор мнение, что неточность прогноза температуры воздуха не позволяет проявиться в практике преимуществам точных расчетных методов.

Теоретический анализ показал, что использование прогноза температуры воздуха на 5 сут может привести к снижению оправдываемости по сравнению с расчетом по фактической температуре воздуха на 8—10 %. Однако из опыта Гидрометцентра СССР и ряда территориальных гидрометцентров видно, что в целом оправдываемость краткосрочных прогнозов лишь немного ниже обеспеченности допустимых погрешностей расчета по фактической температуре воздуха. Это объясняется тем, что обычно в оперативной работе ледовый прогноз выпускается при наибольшей уверенности в надежности прогноза температуры воздуха. Повышение оправдываемости при этом достигается за счет некоторого уменьшения заблаговременности отдельных прогнозов. Это одна из причин того, что прогнозы температуры воздуха в Гидрометцентре СССР составляются на 5 сут, а средняя заблаговременность краткосрочных прогнозов появления льда — всего 4 сут.

Практический опыт показывает, что наиболее часто встречающаяся причина неудачи краткосрочных прогнозов появления льда на реках — неожиданное потепление до положительной температуры воздуха. Такое потепление, даже кратковременное, всего на один день, почти всегда приводит к большой погрешности прогноза появления льда. Именно при наличии опасения у синоптика, что такое потепление может произойти, целесообразно задержать выпуск прогноза. В связи с влиянием потеплений следует напомнить о крайней ненадежности прогнозов с использованием зависимости сроков появления льда от сроков перехода температуры воздуха к отрицательным значениям, позволяющей, якобы, обойтись без прогноза погоды. В случаях неустойчивости погоды после начала похолодания или наступления сразу сильных морозов, прогноз по таким зависимостям заведомо будет ошибочным.

Возвращаясь к заблаговременности прогнозов, следует отметить, что при составлении прогнозов по физико-статистическим

зависимостям, их выпуск возможен лишь в день перехода температуры воздуха к отрицательным значениям. Если вода в реке к этому времени уже значительно охлаждена предшествующим похолоданием, необходимая для появления льда сумма отрицательных температур мала и накапливается всего за 2—3 сут, чем и определяется заблаговременность прогноза. При использовании расчетного метода такого уменьшения заблаговременности прогноза не происходит. Это еще одно преимущество применения метода в оперативной работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абраменков Н. М. О возможности моделирования процесса замерзания шугоносных рек.— Труды Гидрометцентра СССР, 1984, вып. 258, с. 30—39.
2. Антипова Е. Г., Балашова И. В. Анализ и обобщение опыта составления краткосрочных прогнозов сроков ледовых явлений.— Труды Гидрометцентра СССР, 1977, вып. 186, с. 103—119.
3. Балашова И. В. Учет глубины реки при краткосрочном прогнозе времени появления льда.— Труды ЦИП, 1956, вып. 48 (75), с. 96—103.
4. Гинзбург Б. М. Возможность продления сроков навигации перед замерзанием больших рек.— Метеорология и гидрология, 1951, № 9, с. 15—19.
5. Донченко Р. В. Модель процесса замерзания рек.— Труды ГГИ, 1980, вып. 270, с. 3—11.
6. Ефремова Н. Д. Зависимость интенсивности осеннего ледохода на реках от гидрометеорологических условий.— Труды ЦИП, 1958, вып. 65, с. 157—170.
7. Нежиховский Р. А. Расчеты и прогнозы стока шуги и льда в период замерзания рек.— Труды ГГИ, 1963, вып. 103, с. 3—40.
8. Шуляковский Л. Г. К методике краткосрочных прогнозов замерзания и вскрытия рек.— Труды ЦИП, 1947, вып. 5, с. 3—42.
9. Шуляковский Л. Г. Появление льда и начало ледостава на реках, озерах и водохранилищах. Расчеты для целей прогнозов.— Л.: Гидрометеиздат, 1960.— 216 с.

Глава 2. Прогноз начала ледостава на реках

2.1. Процесс образования ледяного покрова

Ледостав на реках начинается с образования отдельных ледяных перемычек вследствие остановки и смерзания движущегося льда на участках, где происходит падение сплавной способности реки из-за уменьшения скорости течения, расчленения русла островами, крутых поворотов русла и др. Остановкам льда способствует образование широких заберегов. На малых реках с площадью бассейна меньше 200 км² ледохода не наблюдается, ледостав образуется в результате смыкания заберегов.

Для образования достаточной ширины заберегов и количества льда, нужного для его остановки, необходима отдача некоторого определенного количества тепла. Это количество тепла зависит от морфометрических характеристик русла и гидравлических условий на данном участке реки в рассматриваемый период ледообразования.

Не всегда остановившиеся льдины дают начало ледяной перемычке. Для их смерзания необходима достаточно низкая температура воздуха.

Температура воздуха, при превышении которой устойчивые ледяные перемычки на данном участке реки не образуются, названа критической $\Theta_{кр}$. Она зависит от морфометрических характеристик русла и гидрологических условий в рассматриваемое время на данном участке реки.

Под началом ледостава на участке реки понимают образование первых ледоставных перемычек. Знать время образования первых ледоставных перемычек наиболее важно в практическом отношении, с этого времени происходит резкое изменение условий навигации, обеспечения переправ и других работ на реках.

2.2. Прогнозы с использованием прогноза погоды

2.2.1. Расчет начала ледостава на участке реки

Для начала ледостава (образования первых ледяных перемычек) на участке реки необходимо наличие двух условий. Во-первых, должно быть накоплено достаточное количество плавучего льда, для чего необходима некоторая, соответствующая данным условиям теплоотдача. Во-вторых, температура воздуха по выполнении первого условия должна быть не выше критической $\Theta_{кр}$.

В качестве косвенной характеристики теплоотдачи через водноледяную поверхность потока обычно принимается сумма

средних суточных значений отрицательной температуры воздуха со дня появления плавучего льда $\sum \Theta_-$.

Л. Г. Шуляковский [10] установил, что существует взаимосвязь указанных двух условий начала ледостава. Он показал возможность рассчитывать время наступления критической температуры воздуха с помощью уравнения

$$\Theta_{кр} = -6,5u^2 (b / |\sum \Theta_-|)^{0,8}, \quad (2.1)$$

где $\Theta_{кр}$ — критическая температура воздуха (средняя суточная температура воздуха за данные сутки, необходимая для образования ледоставной перемычки), u — средняя скорость течения (м/с) в рассматриваемом сечении, соответствующая данному расходу воды в русле, свободном ото льда, b — ширина реки (м) в том же сечении при свободном русле, $|\sum \Theta_-|$ — абсолютное значение суммы средних суточных отрицательных температур воздуха по ближайшей метеорологической станции за период от появления плавучего льда в данном створе до дня (включительно), для которого определяется $\Theta_{кр}$. Расчет времени образования первых ледоставных перемычек с помощью уравнения (2.1) производится следующим образом.

Допустим, что место образования перемычки на рассматриваемом участке реки известно (перемычка ежегодно образуется примерно в одном и том же месте). Находим в районе образования перемычки поперечное сечение, в котором функция скорости течения и ширины реки из формулы (2.1), т. е. произведение $u^2 b^{0,8}$, имеет наименьшее значение при данном расходе воды. При отсутствии данных непосредственных измерений u и b определяем по графикам живых сечений, используя продольный профиль поверхности воды и сведения о ежедневных расходах воды в ближайшем гидрометрическом створе или по данным ГЭС.

Затем по данным наблюдений или расчетом по формуле (1.9) определяем время появления плавучего льда в предполагаемом месте образования перемычки.

На полученную дату определяем u и b (как указано выше), а так же $\sum \Theta_-$.

При расчете по формуле (2.1) по этим данным вычисляем $\Theta_{кр}$, необходимое для образования перемычки. Если средняя суточная температура воздуха Θ данного дня фактическая (в случае расчета) или предсказываемая (в случае прогноза) выше полученной $\Theta_{кр}$, то аналогичный расчет производим по данным за следующий день и так до тех пор, пока значение Θ не окажется равным или ниже $\Theta_{кр}$.

Для расчетов по участкам рек ниже ГЭС изложенная методика может применяться при составлении краткосрочного прогноза начала ледостава, при исследовании изменений ледового режима в связи с регулированием стока и для расчета многолетних рядов дат начала ледостава.

Это относится также к участкам ниже ГЭС в условиях каскада. С помощью этой методики, производя предварительно

расчет начала ледообразования для ряда сечений, можно находить на водохранилищах, находящихся в каскаде ГЭС, места наиболее раннего начала ледостава с целью определения участков, лимитирующих навигацию.

Данный метод позволяет рассчитывать сроки начала ледостава и составлять с использованием прогноза температуры воздуха соответствующие краткосрочные прогнозы. Они могут составляться, в частности, для участков рек, на которых отсутствуют ряды наблюдений.

Пример расчета. Рассчитаем дату начала ледостава в районе с. Верхняя Заимка на р. Верхняя Ангара в 1970 г. Плавающий лед здесь появился 10 октября. Ширина реки в наиболее узком месте участка $b=185$ м, скорость течения $u=0,46$ м/с. Рассчитаем возможность образования ледостава 11 октября.

Определяем $\sum \Theta_-$ со дня появления льда, т. е. за 10 и 11 октября. Средняя суточная температура воздуха 10 октября была $-5,0^\circ\text{C}$, 11 октября $-6,2^\circ\text{C}$, т. е. $|\sum \Theta_-|=11,2^\circ\text{C}$.

Подставив эти исходные данные в формулу (2.1), получаем $\Theta_{кр}=-12,8^\circ\text{C}$.

Таким образом, чтобы ледостав установился 11 октября, критическая температура воздуха должна быть равной $-12,8^\circ\text{C}$, а была $-6,2^\circ\text{C}$, следовательно в этот день ледостава быть не может.

Продолжим расчет. Температура воздуха 12 октября равна $-9,2^\circ\text{C}$, $|\sum \Theta_-|=20,4^\circ\text{C}$, $\Theta_{кр}=-8,0^\circ\text{C}$. Фактически 12 октября температура воздуха была ниже ($-9,2^\circ\text{C}$). Следовательно ледостав должен установиться в районе Верхней Заимки 12 октября. В этот день он здесь и наблюдался в 1970 г.

Для составления краткосрочного прогноза 10 октября, в день появления льда, учитывался прогноз температуры воздуха, в соответствии с которым она ожидалась 11 октября равной $-6,0^\circ\text{C}$, а 12 и 13 октября $-7,0^\circ\text{C}$. Следовательно, 11 октября, как и по расчету, образования ледостава ожидать не следует. 12 октября $|\sum \Theta_-|$ получалась равной 18°C , $\Theta_{кр}=-9,1^\circ\text{C}$, т. е. температура воздуха по прогнозу в этот день еще не достигла критической. 13 октября $|\sum \Theta_-|=25^\circ\text{C}$ и $\Theta_{кр}=-6,9^\circ\text{C}$. Следовательно, в этот день должны образоваться первые перемычки ледостава.

Таким образом прогноз, выпущенный 10 октября, содержал погрешность на одни сутки, т. е. был удовлетворительным.

2.2.2. Физико-статистические (эмпирические) зависимости для краткосрочных прогнозов начала ледостава на реках

Расчет времени начала ледостава на участке реки по материалам многолетних наблюдений на этом же участке производится по двум зависимостям:

$$(\sum \Theta_-)_{\min} = f(H_{пр}) \quad (2.2)$$

и

$$\Theta_{кр} = f(H_{пр}), \quad (2.3)$$

где $H_{\text{пр}}$ — предледоставный уровень воды, $(\sum \Theta_-)_{\text{мин}}$ сумма средних суточных значений отрицательной температуры воздуха, необходимая для образования первых ледоставных перемычек.

Ниже излагается методика построения графиков зависимости и порядок расчета начала ледостава.

Определение границ участка. Участок реки должен быть более или менее однородным. Это значит, что на участке не должно быть крупных притоков и должен сохраняться в общем одинаковый в морфометрическом и гидравлическом отношении характер реки. Длина участка должна быть такой, чтобы метеорологические условия на нем можно было приближенно характеризовать данными одной метеорологической станции.

Построение графика зависимости $(\sum \Theta_-)_{\text{мин}} = f(H_{\text{пр}})$. Для всех случаев ледостава определяется дата его начала на участке. В качестве такой даты принимается наиболее ранняя из всех зафиксированных на участке в данном году.

Для каждого случая определяется значение $\sum \Theta_-$ от дня появления плавучего льда до дня начала ледостава, включая температуру за первый и последний день указанного периода.

В качестве расчетного предледоставного уровня воды $H_{\text{пр}}$ принимается минимальный предледоставный уровень.

Значения $H_{\text{пр}}$ определяются по данным одного из постов на участке, а значения $\sum \Theta_-$, накопившиеся в каждом случае ко времени начала остановок льдин, из наблюдений неизвестны. Обычно известна лишь $\sum \Theta_-$, накопившаяся ко времени, когда ледостав был зафиксирован в постоянном пункте наблюдений на участке. Но последняя сумма, за исключением действительно необходимой для остановки льдин $\sum \Theta_-$, содержит избыточную $\sum \Theta_-$, накопившуюся за время от образования первых ледоставных перемычек до наступления ледостава хотя бы в одном из пунктов наблюдений и «излишек» отрицательной температуры воздуха в день начала ледостава¹.

На график (рис. 2.1) в соответствии со значениями $H_{\text{пр}}$ наносятся значения $\sum \Theta_-$ от дня появления льда до дня начала ледостава. Вследствие того, что они содержат указанные выше избыточные значения, точки $\sum \Theta_-$, $H_{\text{пр}}$ создают широкое поле рассеяния, а линия связи проводится по нижнему краю поля точек, т. е. по минимальным значениям $\sum \Theta_-$, накопившимся до начала ледостава.

Для каждого случая ледостава по графику $(\sum \Theta_-)_{\text{мин}} = f(H_{\text{пр}})$ определяется $(\sum \Theta_-)_{\text{мин}}$ и по данным о средней суточной температуре воздуха — дата ее накопления. Затем выполняется построение графика для определения критической температуры воздуха $\Theta_{\text{кр}} = f(H_{\text{пр}})$. В первую очередь, на график (рис. 2.2) наносятся точки, соответствующие случаям, когда $(\sum \Theta_-)_{\text{мин}}$ накапливается в день начала ледостава. Совершенно очевидно, что

¹ Аналогично «излишку» отрицательной температуры воздуха в день появления льда (см. п. 1.2.4).

температура воздуха в этот день равна или ниже критической для данных условий (для данной высоты уровня воды):

Далее, для других случаев ледостава на график наносится температура каждого дня, начиная от дня накопления ($\sum \Theta_-$)_{мин} до того дня, температура которого оказывается равной или ниже

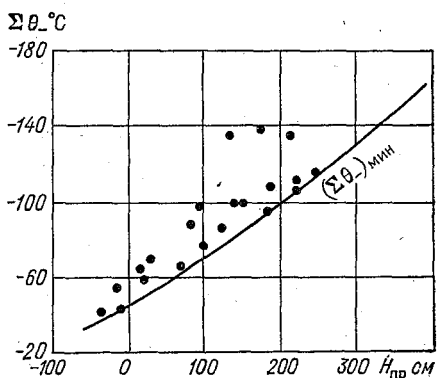


Рис. 2.1. Зависимость суммы средних суточных отрицательных значений температуры воздуха $\Sigma\Theta_-$ за период от появления льда до начала ледостава от уровня воды $H_{пр}$ в день, предшествующий началу ледостава.

критической по линии первого приближения, но не позднее начала ледостава. По окончании последовательного нанесения на график точек, соответствующих ежедневному уровню и температуре за все предледоставные периоды, линия зависимости окон-

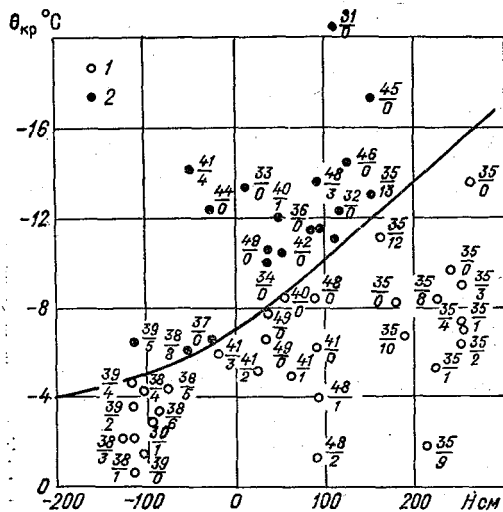


Рис. 2.2. Зависимость критической температуры воздуха $\Theta_{кр}$ от уровня воды H .

1 — температура ниже критической;
2 — температура выше критической.
У точек в числителе — год, в знаменателе — порядковый номер дня, начиная со дня накопления.

чательно проводится таким образом, чтобы она разделяла образовавшиеся два поля точек. Ниже ее должны располагаться точки, соответствующие дням, когда температура не достигала критических значений, выше — точки, соответствующие дням, когда она их превышала.

2.2.3. Прогноз времени наступления ледостава в пункте, перемещения кромки льда и связанных с этим зажорных подъемов уровня воды

Ледостав в любом створе (в пункте) наступает вследствие продвижения кромки ледяного покрова вверх по реке. Лишь в некоторых створах ледостав возникает в результате образования ледяной перемычки. Если первая ледяная перемычка систематически образуется в данном пункте или непосредственно ниже его, время начала ледостава можно рассчитать по изложенной выше методике.

Продвижение кромки ледяного покрова вверх по реке от перемычки происходит как за счет остановки льдин, образовавшихся ко времени возникновения перемычки на участке между этой перемычкой и ближайшей верхней, так и за счет ледообразования на участке между ними. Скорость ее продвижения зависит от расстояния от верхней перемычки, интенсивности теплоотдачи и скорости течения. На верхних участках рек, вытекающих из озер, на участках рек ниже ГЭС, а также при больших градиентах температуры воды вдоль реки, обусловленных климатическими условиями, скорость движения кромки зависит от расстояния от истока из озера, от ГЭС или от некоторого пункта, расположенного выше по реке; от температуры воды в озере (водохранилище) или в указанном верхнем пункте; от интенсивности теплоотдачи и от скорости течения. На некоторых участках рек существенное значение имеют сбросы теплых вод (тепловое загрязнение реки).

Теоретическое решение задачи расчета перемещения кромки ледостава предложено в работе [3].

Для приближенных расчетов движения кромки ледяного покрова вверх по реке обычно применяется, согласно работе [7], формула К. И. Россинского

$$l_k = l_n + (l_n - l_0) \left(\exp \left[\frac{(B_l + q) nt}{L \rho_l h_{лр}} \right] - 1 \right), \quad (2.4)$$

где l_k — расстояние кромки ледяного покрова от верхнего исходного пункта (от плотины ГЭС, верхней ледяной перемычки и т. п.) в рассматриваемый момент времени, l_n — расстояние кромки ледяного покрова от верхнего пункта в момент времени, принятый за начальный, l_0 — расстояние от верхнего пункта до сечения, в котором начинается ледообразование, B_l — результирующая тепловых потоков на поверхности реки при частичной покрытости ее льдом, q — удельный русловой теплоприход, t — единица времени, n — число единиц времени, L — теплота ледообразования, ρ_l — плотность льда, $h_{лр}$ — толщина ледяного покрова (вместе с шугой), приведенная к плотности 0,92 и необходимая для движения кромки вверх по реке.

Нужно иметь в виду, что кромка перемещается вверх по реке, когда $B_l + q$, а следовательно, и весь показатель степени

в формуле (2.4), принимает отрицательное значение. Значение l_0 можно рассчитать по формуле (1.12), выведенной в работе [9].

Известна и более простая формула, связывающая среднюю скорость наступления кромки льда v_n с определяющими факторами [8]

$$v_n = -0,054 \cdot 10^{-3} \bar{\Theta} (0,14l^2/u^4 - 1), \quad (2.5)$$

где $\bar{\Theta}$ — средняя за время движения кромки льда температура воздуха, °C; l — длина ледообразующего участка, км; u — средняя скорость течения при открытом русле на участке движения кромки, м/с.

Эта формула позволяет рассчитывать положение кромки ледяного покрова без определения приведенной толщины льда.

Для прогноза движения кромки льда на участках реки, где имеются достаточные данные наблюдений, могут быть разработаны физико-статистические зависимости. Например, для прогноза замерзания Амударьи выявлено значение критической густоты ледохода [1], при достижении которой на участке в течение суток образуется ледяной покров. Если же густота ледохода на участке реки меньше критической, перемещение кромки Δl за время Δt определяется в зависимости от поверхностной скорости течения u_n , густоты шугохода η и коэффициента упаковки $k = dS_n/dS_{ш}$, т. е. отношения приращения площади ледяного покрова к площади сформировавшей его шуги

$$\Delta l = u_n \Delta t [k\eta / (1 - k\eta)]. \quad (2.6)$$

Произведение $k\eta$, естественно, зависит от температуры воздуха. Эта зависимость при низкой температуре ($-8^\circ\text{C} > \Theta \geq -15^\circ\text{C}$) аппроксимирована уравнением

$$k\eta = 0,03 - 0,029\Theta, \quad (2.7)$$

а при более высокой отрицательной температуре уравнением

$$k\eta = -0,18 - 0,0579\Theta. \quad (2.8)$$

Применение этой методики дает удовлетворительные результаты, хотя точность ее невысока.

Высота подъема уровня воды при продвижении кромки ледяного покрова определяется в основном теми же факторами, что и скорость движения кромки вверх от ледяной перемычки. Уровень воды поднимается тем выше, чем большее количество ледяного материала уходит под кромку при продвижении ее на определенное расстояние и чем рыхлее его скопление под ледяным покровом.

В нижних бьефах ГЭС на количество льда, уносимого под кромку, могут оказывать влияние обусловленные суточным и недельным регулированием стока резкие колебания сбросных расходов воды. На скорость продвижения кромки ледяного покрова

и высоту подъема уровня воды на реках, вытекающих из озер, может оказывать влияние поступление льда из озера.

Большие скопления льда, образующиеся в процессе замерзания рек и вызывающие резкие подъема воды, как известно, называют зажорами.

Как показал теоретический анализ [5], зазоры могут образовываться на участках рек с уклонами водной поверхности, превышающими 0,05 ‰ и становятся необходимым условием замерзания реки при уклоне 0,1 ‰ и больше.

В результате обобщения данных многолетних наблюдений выявлена зависимость глубины при максимальном зазорном подъеме уровня воды $h_{зж}$ от уклона русла на зазорном участке i_p и средней глубины потока на зазорном участке h_Q , соответствующей при открытом русле максимальному расходу воды в период формирования зазора. Она аппроксимируется уравнением

$$h_{зж} = k i_p^{0,3} h_Q, \quad (2.9)$$

где постоянная $k = 27,1 \pm 2,7$ для большинства рек, за исключением высокогорных. Использование этой зависимости возможно при наличии продольного профиля реки и ее плана (в изобатах).

Прогноз максимального зазорного уровня может быть составлен на основе установленного [4] соотношения между наполнением открытого русла на данном участке реки и закрытого русла при наличии зазорных скоплений шуги. Это соотношение выражается формулой

$$h_{зж} = A_{зж} h_Q, \quad (2.10)$$

где $h_{зж}$ — средняя глубина потока у верхней кромки зазора, $A_{зж}$ — коэффициент зазорности. Для определения $A_{зж}$ можно использовать данные специальных наблюдений в период зазорообразования. Для практических целей допустима оценка $A_{зж}$ в зависимости от уклона с помощью табл. 2.1.

Таблица 2.1

Значения коэффициента зазорности $A_{зж}$ в зависимости от уклона участка реки i

Уклон $i \cdot 10^3$	0,05	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50
$A_{зж}$	1,40	1,72	2,10	2,38	2,60	2,77

При наличии для данного створа кривых расходов $Q=f(H)$ и кривых глубин $h=f(H)$ при открытом русле, ожидаемый максимальный зазорный уровень можно определить в следующем порядке. По значению ожидаемого максимального расхода при зазоре определяется соответствующий ему уровень при открытом русле и средняя глубина. Затем по формуле (2.10) и табл. 2.1 вычисляется $h_{зж}$ и по кривой $h=f(H)$ соответствующий ей уровень воды.

Для участков рек, где зазоры наблюдаются часто, существует возможность разработки сравнительно простых эмпирических

(физико-статистических) зависимостей для прогноза максимальных зажорных уровней воды. Такие зависимости учитывают наиболее важные для данного участка реки факторы зажорообразования.

Так, для реки, сток которой регулируется достаточно большим озером, можно получить удовлетворительную зависимость максимального зажорного уровня воды $H_{зж}$ от среднего уровня воды в озере в предшествующем замерзанию реки месяце. Существование таких зависимостей объясняется малыми изменениями

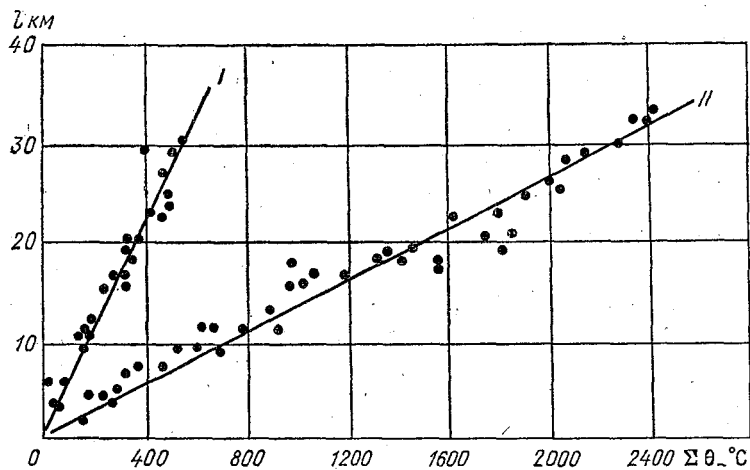


Рис. 2.3. Зависимость местоположения кромки ледостава на р. Неве от суммы отрицательных ежедневных значений температуры воздуха $\Sigma \theta$ за период от начала ледостава у Горного института до наступления максимального зажорного уровня у завода «Большевик».

I — при поступлении в Неву льда из Ладожского озера; II — при его отсутствии.

уровня больших озер в осенний период. Например, для р. Невы в качестве аргумента такой зависимости выбран уровень Ладожского озера в ноябре. Эта методика используется в оперативной практике с 1958 г., 95 % выпущенных прогнозов оправдались.

Для краткосрочных прогнозов учитываются дополнительно характеристики положения кромки льда, длительности осеннего ледохода и др. Так, для краткосрочных прогнозов зажорных уровней на Неве в районе завода «Большевик» получено, согласно работе [6], уравнение вида

$$H_{зж} = 1,29\bar{H}_{ЛХ1} + 0,53l + 0,24H_{Г} - 404, \quad (2.11)$$

где $\bar{H}_{ЛХ1}$ — средний уровень Ладожского озера у гидрологического поста Сясьские Рядки в ноябре, см; l — расстояние до кромки льда от Горного института, км; $H_{Г}$ — уровень воды у Горного института, см.

Местоположение кромки льда l (км) на Неве определяется суммой ежечасной температуры воздуха по метеорологической станции Ленинград от момента образования ледостава у Горного института (рис. 2.3). На графике даны две линии связи: I — для случаев, когда в Неву выносятся лед из Ладожского озера, II — для случаев, когда ладожский лед уже остановился и в реку не поступает. Методика имеет высокую точность, все составленные по ней с 1983 г. прогнозы оправдались.

Можно привести примеры подобного типа зависимостей и для других рек. Так, максимальный зазорный уровень Западной Двины в районе Екабпилса зависит, согласно работе [2], от расхода воды в первый день ледовых явлений $Q_{пл}$ и длительности ледохода $T_{лх}$.

При составлении прогноза по этой зависимости расход определяется по кривой $Q=f(H)$ у г. Екабпилса в соответствии с уровнем воды в первый день ледохода (шугохода), а длительность ледохода $T_{лх}$ — по данным о начале ледостава у расположенного ниже по реке г. Плявиняса, с учетом средней скорости перемещения кромки ледяного покрова до г. Екабпилса ($\bar{u}_{кр}=1,9$ км/сут).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абраменков Н. М., Агальцева Н. А. Численное моделирование в ледотермических исследованиях.— В кн.: Тезисы докладов 5-го Всесоюз. гидрол. съезда. Секция гидрологических прогнозов. Л., 1986, с. 45—46.
2. Бузин В. А., Чачина Н. С., Шаночкин С. В. Прогнозы максимальных зазорных и заторных уровней воды рек Северной и Западной Двины.— Труды ГГИ, 1986, вып. 323, с. 19—27.
3. Донченко Р. В. Модель процесса замерзания рек.— Труды ГГИ, 1980, вып. 270, с. 3—11.
4. Донченко Р. В. Методы расчета зазорных и заторных уровней воды на зарегулированных участках рек.— Труды ГГИ, 1986, вып. 323, с. 3—18.
5. Донченко Р. В., Щеглова Е. В. Закономерности образования и распространения зазоров на реках СССР.— Труды ГГИ, 1985, вып. 309, с. 3—15.
6. Карнович В. Н., Сурикова Т. Н., Севастьянова Н. В. Прогноз максимальных уровней воды при зазорах льда на р. Неве.— Метеорология и гидрология, 1984, № 2, с. 111—113.
7. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф., Россинский К. И. Зимний термический режим водохранилищ, рек и каналов.— М.; Л.: Госэнергоиздат, 1947.— 152 с.
8. Милашевич В. А. Расчет наступления кромки ледяного покрова в нижних бьефах водохранилищ.— Метеорология и гидрология, 1971, № 12, с. 59—64.
9. Шуляковский Л. Г. Появление льда и начало ледостава на реках, озерах и водохранилищах. Расчеты для целей прогнозов.— Л.: Гидрометеозидат, 1960, с. 5—289.
10. Шуляковский Л. Г., Бусурина В. М. Расчет начала ледостава на реках в естественных условиях и в условиях регулирования стока.— Труды Гидрометцентра СССР, 1967, вып. 8, с. 12—23.

Глава 3. Прогноз начала ледообразования и ледостава на озерах и водохранилищах

3.1. Условия начала ледообразования и особенности процесса замерзания озер и водохранилищ

Условие начала ледообразования на поверхности воды в реках рассмотрено в гл. 1 и записывается в виде

$$\vartheta_n \leq -B_n/\alpha_n. \quad (3.1)$$

Это условие справедливо также для озер и водохранилищ любой глубины, если под температурой воды понимать среднюю температуру в слое перемешивания [4].

Если ледообразование происходит при слабом ветре, то постепенно, в соответствии с общим распределением глубин, в прибрежной зоне водоема образуется припай, а начало ледообразования на основной части водоема означает и начало ледостава. Если же ледообразование в прибрежной зоне (на мелководье) происходит при достаточно большой скорости ветра, то здесь образуется плавучий лед. Ледостав образуется тогда, когда ледообразование начинается на подавляющей части рассматриваемой площади. Данные наблюдений показывают, что ледостав наступает обычно в те же сутки, когда начинается ледообразование на большей части акватории водоема или на рассматриваемой достаточно обширной его части (зоны), выделяемой по морфометрическим характеристикам и однородности метеорологических условий.

Образование ледяного покрова на участках водохранилищ, где сохраняется существенное течение, которое задерживает смерзание плавучего льда, происходит не в сутки его появления, а позднее.

Ледяной покров на водохранилищах образуется в определенной последовательности. Прежде всего замерзают мелководья, которые на равнинных водохранилищах бывают весьма обширными. В наиболее поздние сроки покрываются льдом глубоководные районы, особенно в приплотинных частях водохранилищ. В верхней части водохранилища, примыкающей к зоне выклинивания подпора, ледостав наступает раньше, чем на более глубоких нижележащих участках водохранилища. Образование ледостава на этом участке обычно сопровождается торошением льда, а при недружном замерзании — образованием значительных заторов.

Несколько иной характер имеет замерзание верхних частей водохранилищ, находящихся в каскаде ГЭС. Верхний участок такого водохранилища находится в нижнем бьефе вышележащей ГЭС. Поэтому первые перемычки ледостава образуются уже на нижележащей части водохранилища. Некоторые водохранилища такого типа замерзают одновременно почти на всем протяжении. На их верхних участках, в зоне перемещения верхней кромки ледостава характерно образование зажоров.

3.2. Краткосрочный прогноз с использованием прогноза погоды

3.2.1. Расчетные формулы и определение исходных данных для расчета

Время начала ледообразования определяется как момент, когда выполняется условие (3.1). В неглубоких озерах и водохранилищах в период, предшествующий началу ледообразования, наблюдается состояние, близкое к гомотермии. При этом в качестве ϑ_n принимается средняя по глубине (на рассматриваемой части водоема) температура воды. Условие (3.1) справедливо и для глубоких водоемов, в которых имеет место температурная стратификация. Однако при этом в качестве ϑ_n следует принимать температуру в верхнем слое перемешивания.

Среднюю температуру воды ϑ_n для водоемов, в которых в период, предшествующий началу ледообразования, наблюдается состояние, близкое к гомотермии, можно определять путем осреднения температуры воздуха за расчетный период по формуле (1.11), а время начала ледообразования — путем подстановки значений ϑ_n из формулы (1.11) в неравенство (3.1). В случаях резких изменений температуры воздуха в течение расчетного периода более надежным является расчет по неравенству (1.8).

Если средняя скорость течения в рассматриваемом районе водоема меньше 0,05 м/с, дата начала ледообразования, полученная с помощью формулы (3.1), принимается за дату начала ледостава. При большей скорости течения, наблюдающейся на речных участках водохранилищ, дата начала ледостава определяется с помощью формулы (2.1). При этом в качестве расчетного значения u принимается наименьшая из средних скоростей течения на рассматриваемом участке при данном уровне воды. В качестве расчетного значения b принимается ширина участка водохранилища с наименьшей скоростью течения.

Перейдем к определению основных характеристик морфометрии, гидрологических и метеорологических условий, необходимых для расчета.

Расчетная акватория. При наличии существенного течения (средняя скорость больше 0,05 м/с) длина расчетного участка определяется скоростью течения и заблаговременностью расчета (прогноза).

Нужно иметь в виду, что при определении скорости течения и средней глубины площади мелководий, отделенных от стрежневой части рассматриваемой зоны водохранилища надводно-подводными или даже только подводными грядами, рекомендуется исключать.

Для условий отсутствия существенного течения при определении границ расчетной акватории следует исходить из того, что в разных частях больших водоемов ледяной покров может образовываться в разное время — в соответствии с различием морфометрических характеристик и метеорологических условий.

Начальная температура воды ϑ_0 определяется на дату, обеспечивающую достаточную заблаговременность прогноза начала ледообразования или начала ледостава.

Если скорость течения на рассматриваемом участке водохранилища меньше 0,05 м/с, начальную температуру воды можно брать в том же районе водохранилища, для которого производится расчет даты начала ледостава.

При скорости течения больше 0,05 м/с начальную температуру воды следует брать в сечении, расположенном выше района, для которого производится расчет даты начала ледостава, на расстоянии, равном протяжению пробега воды за время заблаговременности прогноза. При значительных скоростях течения в начальном сечении (превышающих 0,20 м/с) за ϑ_0 можно принимать температуру воды, измеряемую на посту. При отсутствии подобных измерений значение ϑ_0 в первом приближении можно считать. Методика расчета ϑ_0 изложена ниже в п. 3.2.2.

Расчет времени начала ледообразования может выполняться за период, превышающий заблаговременность прогноза. При этом за период от даты начала расчета (от даты, на которую принимается ϑ_0) до даты составления прогноза принимаются наблюдаемые метеорологические данные.

Время добегания от начального сечения τ_p . Для его определения используются данные о средней скорости течения u_i в характерных сечениях на протяжении рассматриваемого участка. При отсутствии данных непосредственных измерений u_i можно приближенно оценить делением расхода воды Q на площадь живого сечения ω_i ; где Q для верхних, речных зон водохранилища можно принимать равной притоку воды во входном створе водохранилища.

На некоторых водохранилищах наблюдаются существенные скорости течения и в нижней их части. Здесь при отсутствии данных непосредственных измерений скорость u может быть определена делением расхода воды через ГЭС на площадь рассматриваемого живого сечения.

На основании вычислений τ_p для разных расходов и уровней воды, можно получить зависимость

$$\tau_p = f(Q, H), \quad (3.2)$$

где H — уровень воды в верхнем бьефе водохранилища.

Если значительная часть расстояния l от начального до расчетного сечения приходится на неподпертый участок реки или на подпертый участок, в котором сохраняется русловой характер течения, то для этого участка время добегаания определяется, как для реки, по соответственным уровням. Общее время добегаания τ в таком случае определяется как сумма времени добегаания по реке и времени добегаания по водохранилищу.

Средняя глубина. Средняя глубина h расчетной акватории определяется с помощью эмпирической зависимости ее от уровня воды H .

$$h = f(H). \quad (3.3)$$

Для получения этой зависимости используются построенные для расчетной акватории кривая объемов $v=f(H)$ и кривая площадей $F=f(H)$. Значение h находят из соотношения

$$h = v/F. \quad (3.4)$$

Значения h можно определять также путем построения поперечных профилей в характерных местах расчетной акватории (расчетного участка при сохранении речного течения).

Коэффициент подачи тепла из водной массы к поверхности раздела вода—воздух α , параметры d и k , а также B_n и a_n определяются так же как и для рек (см. п. 1.2.2).

Удельный русловой теплоприход ($q=q_n+q_r+q_s$). Для озер, а также для водохранилищ в осенний период, как правило, можно пренебрегать удельным приходом тепла с подземными водами q_r и удельным теплоприходом вследствие диссипации энергии q_s . Поэтому значения q принимаются равными удельному приходу тепла от ложа q_n . Рассчитанные значения q_n приведены выше, в табл. 1.7 п. 1.2.2.

3.2.2. Методика расчета начальной температуры воды

В случае отсутствия данных измерений температуры воды на озерах и водохранилищах, или, когда эти измерения производятся только на береговых станциях, начальную температуру воды ϑ_0 можно вычислить способами, предложенными Л. Г. Шуляковским [4].

Наиболее точен расчет с использованием средней суточной температуры воздуха по формуле

$$\vartheta_0 = \sum_{i=1}^{n_0} \{\Theta_i (\exp[-(n_0 - i) a_0] - \exp[-(n_0 - i + 1) a_0])\} + d/k + (\alpha + k) q_n / (\alpha k), \quad (3.5)$$

где n_0 — продолжительность периода (сут), за которое выполняется расчет¹. Эта продолжительность зависит от условий

¹ Остальные обозначения даны в гл. 1.

охлаждения водной массы и требуемой точности расчета. Она определяется по формуле

$$n_0 = \frac{(\alpha + k) h c p \lg \frac{\vartheta_0^* - d/k - (\alpha + k) q_{\text{л}} / (\alpha k)}{\Delta \vartheta_0}}{0,43 \alpha k}, \quad (3.6)$$

где ϑ_0^* — температура воды в начале расчетного периода, $\Delta \vartheta_0$ — допускаемая погрешность определения ϑ_0 .

Поскольку значение ϑ_0^* неизвестно, расчет производится последовательными приближениями. Это делает его весьма трудо-

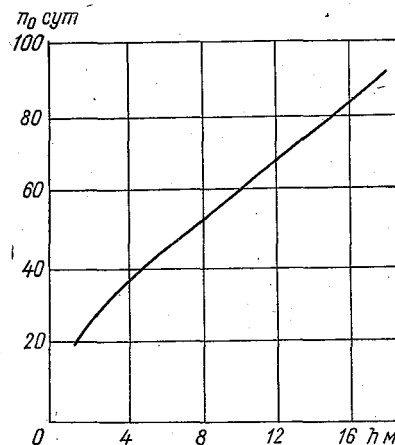


Рис. 3.1. Зависимость числа суток расчета n_0 от средней глубины водоема h .

емким и реально выполнимым только с помощью ЭВМ по специально разработанной программе [2]. Отметим, что при расчете ϑ_0 следует вычислять d с учетом виртуальной температуры воздуха, как рекомендовано в работах [5, 6]. Это учтено в программе [2].

При отсутствии ЭВМ можно применять способ расчета ϑ_0 по средней температуре воздуха предшествующего периода длительностью n_0 суток:

$$\vartheta_0 = \sum_1^{n_0} \vartheta / n_0. \quad (3.7)$$

В случаях, когда средняя глубина не превышает 6 м, n_0 определяется по формуле

$$n_0 = 2d/k\delta - 2(\alpha + k) q_{\text{л}} / (\alpha k \delta) + 2 \exp(-a_0) / [1 - \exp(-a_0)]. \quad (3.8)$$

Предварительное значение n_0 находится в первом приближении по рис. 3.1. Это дает возможность определить значения параметров α , k , d , a_0 , $q_{\text{л}}$ и вычислить по формуле (3.8) окончательное значение n_0 .

Для участков с глубиной более 6 м значение n_0 , найденное по формуле (3.8), уточняется (подбором) по уравнению

$$d/k + (\alpha + k) q_n(\alpha k) + \{n_0/2 - \exp(-a_0)/[1 - \exp(-a_0)]\} \delta + \\ + \{\theta_0^* - \Theta - d/k - (\alpha + k) q_n(\alpha k) + \\ + [n_0/2 + \exp(-a_0)/[1 - \exp(-a_0)]] \delta\} \exp(-n_0 a_0) = 0. \quad (3.9)$$

В уравнениях (3.8) и (3.9) δ — изменение температуры воздуха за одни сутки, град/сут. Обычно с достаточной для расчета θ_0 точностью значений δ можно определить путем графического проведения на хронологическом графике средних суточных температур прямой линии общего хода (тренда) температуры воздуха.

3.2.3. Пример расчета начала ледостава на водохранилище

Приведем в качестве примера Куйбышевское водохранилище у г. Казани (гидрологический пост Верхний Услон). Рассмотрим порядок расчета на участке от плотины Чебоксарской ГЭС до Верхнего Услона. Глубины и скорости течения на этом участке определяются расходами воды через Чебоксарскую ГЭС. При сбросах $Q=3000$ м³/с средняя глубина h на участке равна 7,3 м, средняя скорость течения u равна 0,26 м/с, время добегаия от Чебоксарской ГЭС до Верхнего Услона составляет 6 сут.

Рассчитаем время начала ледообразования (появления плавучего льда), пользуясь метеорологическими данными за 1986 г. (табл. 3.1).

Расчет произведем по формулам (3.1) и (1.11). Первые неустойчивые похолодания с переходом средней суточной температуры воздуха по метеостанции Казань к отрицательным значениям отмечены в 1986 г. в конце октября. Но интенсивное понижение температуры воздуха началось во второй декаде ноября.

Датой начала расчета принято 10 ноября. В соответствии со временем добегаия от нижнего бьефа Чебоксарской ГЭС до Верхнего Услона расчетный период оканчивается 15 ноября. Исходная температура воды в нижнем бьефе Чебоксарской ГЭС 9 ноября равна 2,2 °С, средняя температура воздуха с 10 по 15 ноября $\bar{\Theta} = -2,8$ °С, средняя скорость ветра $\bar{w} = 7,1$ м/с (см. табл. 3.1).

Определяем параметры, входящие в формулу (1.11). Коэффициент k определяется по табл. 1.6 в зависимости от средней температуры воздуха и скорости ветра, он равен 287 Дж/(см²·сут × × град). В соответствии с рис. 1.1, рассматриваемый участок относится к району II, на среднюю дату периода расчета (12 ноября) по табл. 1.1 определяем $d = 40,2$ Дж/(см²·сут), но в связи с тем, что скорость ветра (7,1 м/с) превышает норму (5 м/с), вводим поправку по табл. 1.2 $\Delta d = -26$ Дж/(см²·сут), следовательно $d = 14,2$ Дж/(см²·сут). Суммарная радиация (табл. 1.1)

Таблица 3.1

Метеорологические данные по метеостанции Казань за 1986 г.

Дата	Температура воздуха, °С				Скорость ветра, м/с				Общая облачность, балл				
	0 ч	6 ч	12 ч	18 ч	средняя	0 ч	6 ч	12 ч	18 ч	0 ч	6 ч	12 ч	18 ч
10/XI	-5,9	-5,8	-4,9	-5,5	-5,5	4	5	3	0	7	7	7	7
11/XI	-6,0	-7,0	-6,0	-6,0	-6,4	0	0	3	3	8	8	6	8
12/XI	-3,1	0,4	1,2	1,7	0,1	3	7	6	8	10	10	10	10
13/XI	0,5	1,0	0,7	1,3	0,9	6	9	8	6	10	8	6	8
14/XI	0,6	-1,4	-2,1	-2,5	-1,3	7	8	13	18	8	10	8	8
15/XI	-3,6	-6,0	-4,7	-5,4	-4,9	16	13	11	13	8	7	7	6
16/XI	-7,0	-9,7	-9,6	-11,5	-9,4	11	10	8	5	6	6	6	6
17/XI	-12,3	-10,5	-7,1	-3,6	-8,4	3	3	0	0	8	8	8	8
18/XI	-3,4	-3,6	-4,6	-6,2	-4,4	8	7	7	7	7	7	6	8
19/XI	-4,7	-4,5	-4,3	-5,4	-4,7	7	7	8	7	8	8	6	7
20/XI	-5,1	-4,2	-4,3	-4,8	-4,6	5	6	6	7	7	8	6	8
21/XI	-8,7	-7,1	-8,9	-10,9	-8,9	8	6	6	7	8	6	6	5

$I'_0 = 469$ Дж/(см²·сут), удельный теплообмен воды с ложем (табл. 1.7) $q_n = 100$ Дж/(см²·сут):

Определим коэффициенты α и a_0 : $\alpha = 6866$ Дж/(см²·сут·град), $a_0 = 0,09$. Найдем $\exp(-a_0)$, $\exp(-2a_0)$, $\exp(-3a_0)$, ..., $\exp(-na_0)$ и вычислим их разности, фигурирующие в формуле (1.11) (табл. 3.2).

Таблица 3.2

Вычисление значений Θ_i ($\exp[-(n-i)a_0] - \exp[-(n-i+1)a_0]$)

Дата	$\exp[-(n-i)a_0]$	$\exp[-(n-i+1)a_0] \times a_0$	$\exp[-(n-i)a_0] - \exp[-(n-i+1)a_0]$	Θ_i	$\Theta_i (\exp[-(n-i)a_0] - \exp[-(n-i+1)a_0])$
10/XI	0,638	0,583	0,055	-5,5	-0,30
11/XI	0,698	0,638	0,060	-6,4	-0,38
12/XI	0,763	0,698	0,065	0,1	0,01
13/XI	0,835	0,763	0,072	0,9	0,06
14/XI	0,914	0,835	0,079	-1,3	-0,10
15/XI	1,000	0,914	0,086	-4,9	-0,42

Суммируя полученные в таблице значения в итоге получим $-1,13$ °С. Подставив все числовые значения слагаемых в формулу (1.11), получим в левой части неравенства (3.1) $\Theta_n = 0,35$. Найдем значение правой части неравенства по данным на 19 ч 15 ноября. Температура воздуха $\Theta = -5,4$ °С, скорость ветра $w = 13$ м/с, скорость течения $u = 0,185$ м/с. Пользуясь графиками на рис. 1.5 и 1.6, определим значение $B_n = -3490$ Дж/(см²·сут), $\alpha_n = 10\,547$ Дж/(см²·сут), отсюда $B_n/\alpha_n = 0,33$.

Подставляя рассчитанные значения в левую и правую части неравенства (3.1), видим что лед в районе Верхнего Услона 15 ноября не появится. Но вследствие незначительного различия левой и правой части неравенства и ожидаемого дальнейшего похолодания 16 ноября, делаем вывод, что лед в районе Верхнего Услона может появиться к утру 16 ноября. Фактически появление льда и отмечено 16 ноября.

Далее определяем дату наступления ледостава на этом участке водохранилища. Рассчитываем образование ледостава на 21 ноября. Ширина водохранилища в створе Верхнего Услона $b = 2300$ м, скорость течения $u = 0,185$ м/с, $\sum \Theta$ определяем со дня появления льда, т. е. с 17 по 21 ноября. Согласно данным табл. 3.1 она равна 31 °С. Исходные данные подставим в формулу (2.1) и получим $\Theta_{кр} = -6$ °С.

Фактически температура воздуха 21 ноября была равна $-8,9$ °С, т. е. значительно ниже критической, а следовательно

в этот день на Куйбышевском водохранилище в районе Верхнего Услона должен образоваться ледостав. В этот день ледостав здесь и установился.

3.2.4. Физико-статистические (эмпирические) зависимости для краткосрочных прогнозов замерзания водохранилищ

При наличии многолетних наблюдений прогноз начала ледостава можно составлять с помощью эмпирической зависимости [3]. При этом следует выявить две зависимости:

а) зависимость минимальной суммы средних суточных отрицательных температур воздуха, необходимой для начала ледостава, от начальной температуры воды

$$(\sum \Theta_-)_{\min} = f(\vartheta_0), \quad (3.10)$$

б) зависимость критической температуры воздуха, необходимой для начала ледостава, от скорости ветра

$$\Theta_{\text{кр}} = f(w). \quad (3.11)$$

На график зависимости (3.10) для каждого случая ледостава наносится точка $(\vartheta_0, \sum \Theta_-)$, причем $\sum \Theta_-$ подсчитывается за время от перехода температуры воздуха через 0°C до начала ледостава (включительно). Дальнейшее построение этого графика и графика зависимости (3.11) выполняется аналогично построению графиков зависимостей на рис. 2.1 и 2.2, описанному в п. 2.2.2 настоящего выпуска.

Прогноз начала ледостава с помощью этих зависимостей составляется в следующем порядке.

По зависимости $(\sum \Theta_-)_{\min} = f(\vartheta_0)$ находим значение $(\sum \Theta_-)_{\min}$, соответствующее температуре воды, наблюдавшейся накануне перехода температуры воздуха через 0°C . Определяем дату накопления этой суммы отрицательных температур. По зависимости $\Theta_{\text{кр}} = f(w)$ определяем температуру воздуха, нужную для начала ледостава в день накопления $(\sum \Theta_-)_{\min}$.

Если средняя суточная температура воздуха в этот день по прогнозу равна или ниже определенного таким образом значения $\Theta_{\text{кр}}$, ледостав следует ожидать в день накопления $(\sum \Theta_-)_{\min}$.

Если же температура воздуха в день накопления $(\sum \Theta_-)$ ожидается выше критической, то по зависимости $\Theta_{\text{кр}} = f(w)$ определяем $\Theta_{\text{кр}}$ для следующего дня и сопоставляем ее значение с ожидаемой в этот день температурой воздуха. Так поступаем до того дня, в который ожидаемая температура воздуха будет равна или ниже $\Theta_{\text{кр}}$ для этого дня.

3.2.5. Точность прогнозов замерзания водохранилищ с использованием прогнозов погоды

Прогноз начала ледостава на водохранилищах, как показано выше, составляется на основе расчетного метода Шуляковского

с использованием прогноза температуры воздуха и скорости ветра на 5 сут.

Рассмотрение оправдываемости составленных оперативных прогнозов [1] показало, что она лишь немного ниже оправдываемости прогнозов появления льда на реках и составляет 92 % при средней квадратической погрешности 1—2 сут. Подробный анализ причин неоправдавшихся прогнозов показал, что в подавляющем большинстве случаев это непредусмотренное потепление на 4—5-е сутки после выпуска прогноза, иногда сопровождавшееся и усилением ветра, препятствовавшим образованию ледостава. Однако наблюдения показали, что даже значительная скорость ветра при низкой температуре воздуха не приводит к большой задержке образования ледостава. В таких случаях в поверхностном слое воды образуется большое количество внутриводного льда, который при ослаблении ветра сразу смерзается в сплошной ледяной покров. Непрерывно же большая скорость ветра, особенно при резком похолодании, редко сохраняется более суток. Поэтому главным источником крупных погрешностей прогнозов начала ледостава является неточность прогноза температуры воздуха на последние дни его заблаговременности. На водохранилищах она чаще вызывает значительные погрешности ледового прогноза, чем на реках, поскольку из-за большой глубины и меньшей турбулентности потока в водной массе водохранилища сохраняется значительный запас тепла, приток которого к поверхности нарушает неравенство (3.1) даже при значительной теплоотдаче V_n . Особенно часто подобная ситуация возникает при раннем интенсивном похолодании. В таких случаях выпускать прогноз начала ледостава следует лишь при большой степени уверенности в устойчивости низкой температуры воздуха в день, когда по расчету ожидается выполнение условий образования ледостава.

На озерах, где имеются многолетние ряды наблюдений, в ряде случаев имеются эмпирические зависимости. Их применение в оперативной практике дает удовлетворительные результаты. Так прогнозы появления льда и начала ледостава на Онежском озере составлялись по таким зависимостям с 1963 по 1982 г. и оправдались соответственно на 86 и 89 %.

Следует, однако, отметить, что при возникновении необходимости в разработке методики краткосрочного прогноза замерзания озера или водохранилища, даже при наличии ряда наблюдений, целесообразно использовать расчетный метод, наиболее полно отражающий физическую сущность процесса ледообразования и имеющий высокую точность. Показательно, что применение расчетного метода для прогноза появления льда на том же Онежском озере, начатое в 1980 г., привело к повышению их оправдываемости до 96 %.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антипова Е. Г., Балашова И. В. Анализ и обобщение опыта составления краткосрочных прогнозов сроков ледовых явлений.— Труды Гидрометцентра СССР, 1977, вып. 186, с. 103—119.
2. Пономарев М. Б. Модель расчета образования и нарастания ледяного покрова на водохранилищах.— Аннотированный перечень программ, поступивших в ОФАП Госкомгидромета, 1986, вып. 4, с. 27.
3. Шуляковский Л. Г. О расчете начала ледостава на реках для целей краткосрочного прогноза.— Труды ЦИП, 1955, вып. 40 (67), с. 39—55.
4. Шуляковский Л. Г. Появление льда и начало ледостава на реках, озерах и водохранилищах. Расчеты для целей прогнозов.— Л.: Гидрометеозидат, 1960, с. 3—209.
5. Шуляковский Л. Г. Формула для расчета испарения с учетом температуры свободной поверхности воды.— Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 53, с. 3—13.
6. Шуляковский Л. Г., Андрианова Г. А., Бусурина В. М., Звягольская Г. А. Расчет температуры воды в период осеннего охлаждения.— Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 53, с. 14—24.

Глава 4. Прогноз толщины ледяного покрова

Прогнозы толщины ледяного покрова рек, озер и водохранилищ — весьма актуальный вид прогнозов, потребность в которых в последнее время существенно возросла. Это связано с развитием народного хозяйства северных и восточных районов страны, где ледяные дороги (автозимники) во многих местах являются важнейшими транспортными путями. Большой интерес к нарастанию льда в начальный период ледостава со стороны речного флота связан с осуществлением мероприятий по продлению навигации. Зайнтересованы в таких прогнозах организации, осуществляющие прокладку трубопроводов и другие работы в русле со льда. Поэтому усовершенствованию методики прогнозов толщины льда, регулярное составление которых у нас в стране начато с 1939 г., уделялось и уделяется в последние два десятилетия большое внимание.

4.1. Факторы, определяющие толщину ледяного покрова

Толщина ледяного покрова на реках, озерах и водохранилищах зависит от комплекса гидрометеорологических условий, которые определяют теплообмен через верхнюю и нижнюю поверхности льда с внешним пространством. Наиболее существенное влияние на толщину льда оказывают элементы метеорологического режима — температура воздуха, количество осадков, скорость ветра, облачность и такие гидрологические элементы, как скорость течения воды, глубина водного объекта, интенсивность притока подземных вод.

Вариация толщины ледяного покрова по акватории зависит от неодновременности установления ледостава, наличия торосов и скоплений льда, образовавшихся при осеннем ледоходе, трансформации снежного покрова на льду, перегрузки снегом ледяного покрова с последующим образованием снежного льда, локальных выходов теплых грунтовых и промышленных вод, наледных явлений. Все эти факторы значительно изменяются по акватории рек, озер, водохранилищ, поэтому в пределах даже одного участка реки или одного водоема толщина льда может быть существенно различной. Так, многочисленные профильные измерения толщины льда показали, что коэффициент ее вариации $C_v = \sigma/h_d$ (σ — среднее квадратическое отклонение от среднего значения (на профиле), например, на Куйбышевском водохранилище составляет 0,2, на Рыбинском — 0,14, согласно работе [3]).

Увеличение толщины кристаллического ледяного покрова происходит с его нижней поверхности путем превращения в лед охлажденной воды, находящейся под ледяным покровом. Большое влияние на уменьшение нарастания толщины ледяного покрова оказывает снежный покров на льду. Теплопроводность снега в среднем в 10 раз меньше теплопроводности льда. Она тесно связана с плотностью снега соотношением

$$\lambda_c = 0,0284\rho_c^2, \quad (4.1)$$

где λ_c — теплопроводность снега, Дж/(см·с·град); ρ_c — его плотность, г/см³.

Приток тепла от воды к нижней поверхности ледяного покрова на водных объектах, который замедляет нарастание льда, происходит вследствие поступления тепла от дна и от грунтовых вод, в результате прогрева воды под действием солнечной радиации и диссипации энергии движения воды. Проникновение солнечной радиации через ледяной покров в воду практически сказывается на нарастании ледяного покрова только при отсутствии снега на льду. В начальный период ледостава оно незначительно из-за большого значения альбедо и малой продолжительности светового дня. Тепло диссипации энергии потока существенно сказывается только на толщине ледяного покрова горных рек и порожистых участков равнинных рек. Тепло, поступающее от дна, уменьшает нарастание льда на реках европейской части СССР в среднем на 10 см, а на малопроточных участках водохранилищ — на 5—8 см за зиму. Поступление грунтовых вод в водоемы обычно концентрируется на отдельных участках. Именно на них наблюдаются обычно тонкий лед и полыньи. На озерах и водохранилищах роль грунтовых вод заметна лишь в прибрежной зоне.

Кроме кристаллического льда на водных объектах при определенных условиях образуется снежный и шуговой лед.

Снежный лед возникает при замерзании воды в насыщенном ею снеге на ледяной поверхности. Снежный покров смачивается водой в период оттепели как осадками, выпадающими в виде дождей или мокрого снега, так и непосредственно от таяния снега. Снежный лед образуется и тогда, когда масса снега, накопившегося на льду водоема, оказывается достаточной, чтобы заставить ледяной покров погрузиться полностью в воду, которая начинает выходить из сквозных трещин и прорубей, насыщая нижние слои снега.

Шуговой лед образуется путем промерзания скопившейся под ледяным покровом шуги. Интенсивность нарастания шугового льда зависит не только от теплоотдачи через поверхность льда, но и от плотности и толщины слоя шуги.

На участках рек, где в период осеннего ледообразования наблюдается значительное количество шуги, ее влияние на увеличение общей толщины льда весьма существенно. Она повышает интенсивность нарастания льда в среднем на 20 % [2].

4.2. Прогнозы толщины ледяного покрова с использованием прогноза температуры воздуха

Краткосрочные прогнозы толщины ледяного покрова составляются с использованием прогноза температуры воздуха. Для этой цели существует ряд расчетных методов. Выбор метода, применение которого наиболее целесообразно в каждом конкретном случае, зависит от особенностей водного объекта, календарных сроков, на которые составляется прогноз (начальный период после установления ледостава или период нарастания льда до максимальной толщины), от необходимой точности прогноза и наличия исходных данных, а также от возможности использования ЭВМ.

Наиболее простой и распространенный способ прогноза толщины льда h_n — применение локальных эмпирических графиков и аппроксимирующих их формул типа

$$h_n = k \left| \sum \Theta_- \right|^n, \quad (4.2)$$

где $\sum \Theta_-$ — сумма средних суточных значений отрицательной температуры воздуха, считая со дня появления плавучего льда на участке до заданной даты; k , n — коэффициенты учитывающие в неявном виде влияние на нарастание льда средних значений высоты снежного покрова на льду и притока тепла к нижней поверхности ледяного покрова. Погрешности расчета по таким формулам значительны, так как в них не учитывается количество выпадающего на лед снега, которое существенно изменяется от года к году.

Несколько лучшие результаты получаются при использовании эмпирических зависимостей, представленных в виде серий кривых, каждая из которых соответствует определенным значениям высоты снежного покрова на льду.

Более перспективными являются расчетные методики, в основу которых положен метод теплового баланса. Они позволяют точнее учитывать изменения притока тепла снизу, состояние снежного покрова и шуги подо льдом в процессе его нарастания. Кроме того, они не требуют выполнения специальных разработок для каждого водного объекта.

4.2.1. Основы методики расчета толщины ледяного покрова

В основу метода расчета нарастания ледяного покрова с нижней поверхности на малопроточных водоемах В. В. Пиотровичем [4] положено решение дифференциального уравнения, определяющего нарастание льда за промежуток времени $d\tau$ при стационарном режиме процесса:

$$L\rho_l dh_l = \lambda_l \frac{-\theta_{пл}}{h_l + (\lambda_l/\lambda_c) h_c} d\tau, \quad (4.3)$$

где L — теплота ледообразования, Дж/см³; ρ_l — плотность льда, г/см³; h_l — толщина льда в начале расчетного периода, см; h_c —

высота снега на льду, см; $\vartheta_{пл}$ — температура снежной или ледяной поверхности, °С; $\lambda_{л}$, $\lambda_{с}$ — коэффициенты теплопроводности льда и снега, Дж/(см·с·град). Знаменатель формулы (4.3) — тепловой эквивалент снежно-ледяного покрова, т. е. толщина льда, по теплопроводящей способности эквивалентная снежному и ледяному покрову вместе взятым (h_a).

Температура поверхности снежно-ледяного покрова вычисляется с помощью уравнения теплового баланса этой поверхности. Расчет ее проводится последовательным приближением, причем на первом этапе температура поверхности льда (снега) приравнивается к температуре воздуха

$$\vartheta_{пл} = \Theta.$$

Для облегчения массовых расчетов по этому методу составлены специальные таблицы [5]. Расчет с применением таблиц ведется последовательно за ограниченные отрезки времени, на протяжении каждого из которых процесс можно считать стационарным. Останавливаться на этом методе расчета не будем, так как он подробно изложен в предисловии к таблицам. Отметим только, что его целесообразно применять при расчетах толщины ледяного покрова в начальный период после установления ледостава (толщины льда меньше 0,3 м), а также при возможности образования в русле подледной шуги.

Для расчета нарастания ледяного покрова на реках рекомендуется использование разработанной на той же основе методики расчета, учитывающей наличие подледной шуги [2]. Так как измерения количества шуги на гидрологических постах почти не производятся, степень зашугованности русла реки рекомендуется определять по эмпирической зависимости, аппроксимированной уравнением

$$\omega'/\omega = 0,29 \Delta H - 4,6, \quad (4.4)$$

где ω' — площадь водного сечения, занятого шугой, м²; ω — общая площадь водного сечения, м²; ΔH — разность между средним уровнем за первые 3 сут ледостава и наименьшим предледоставным уровнем.

В том случае, если вычисленная зашугованность русла реки превышает 30 %, ее необходимо учитывать. Расчет рекомендуется вести по следующим формулам:

а) при отсутствии снежного покрова на льду

$$h_{л} = 0,02 (\sum \Theta_{-})^{0,566}, \quad (4.5)$$

где $\sum \Theta_{-}$ — сумма средних суточных отрицательных температур воздуха со дня появления плавучего льда;

б) при наличии снежного покрова на льду

$$\Delta h_{л} = \frac{k_{ш} n \sum \Theta_{-}}{h_{лн} + (\lambda_{л}/\lambda_{с}) h_{с}} - \sum q_{л}/(L\rho_{л}), \quad (4.6)$$

где $k_{ш}$ — коэффициент, учитывающий влияние подледной шуги (при ее отсутствии $k_{ш}=1$); n — переходный коэффициент от температуры воздуха на метеостанции к температуре снежно-ледяной поверхности; $\lambda_{л}$ — коэффициент теплопроводности льда, равный 1900 Дж/(см·с·град); $\lambda_{с}$ — коэффициент теплопроводности снега, вычисляемый по формуле (4.1); $h_{лн}$ — начальная толщина ледяного покрова, см; $h_{с}$ — высота снежного покрова на льду, см; $\sum q_{л}/(L\rho_{л})$ — стравивание льда с нижней поверхности, см; $\sum q_{л}$ — суммарный приток тепла от ложа к нижней поверхности льда,

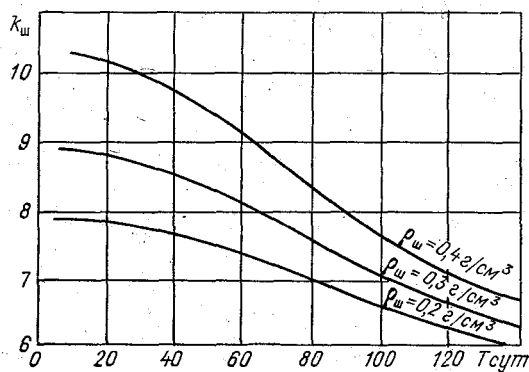


Рис. 4.1. Зависимость коэффициента $k_{ш}$ от числа суток от начала ледостава T и плотности шуги $\rho_{ш}$.

Дж/(см²·сут); L — теплота ледообразования, 335 Дж/г; $\rho_{л}$ — плотность льда, равная 0,92 г/см³.

Значения входящих в эту формулу параметров $k_{ш}$, n , $\sum q_{л}$ определяются приближенно с помощью эмпирических зависимостей (графиков), приводимых ниже. Коэффициент $k_{ш}$ довольно плавно изменяется в течение периода ледостава от максимальных значений в начале ледостава до минимальных в его конце, что соответствует постепенному уменьшению количества шуги под ледяным покровом. Это позволяет определять его по графику на рис. 4.1. Начальное значение плотности шуги $\rho_{ш}$ (масса шуги в кубическом метре смеси шуги с водой), если нет специальных измерений, принимается равной 0,30 г/см³.

Переходный коэффициент n при малой эквивалентной толщине льда $h_{э} < 40$ см зависит от $h_{э}$ и скорости ветра, как показано на рис. 4.2. При больших значениях $h_{э}$ основное значение приобретает радиационное выхолаживание и n следует определять по рис. 4.3 в зависимости от облачности и $h_{э}$.

Суммарный приток тепла от ложа реки $\sum q_{л}$ рассчитывается как произведение среднего суточного притока тепла в средний день расчетного периода $q_{л}$ на число суток в этом периоде. Значение $q_{л}$ определяется по рис. 4.4 в зависимости от средней глубины участка реки и количества суток, прошедших от появления льда на этом участке до середины расчетного периода.

Для расчета эквивалентной толщины льда, т. е. знаменателя первого члена правой части уравнения (4.6) необходимо опреде-

лить среднюю высоту и плотность снежного покрова на льду, а во многих случаях и толщину образовавшегося за расчетный период снежного льда.

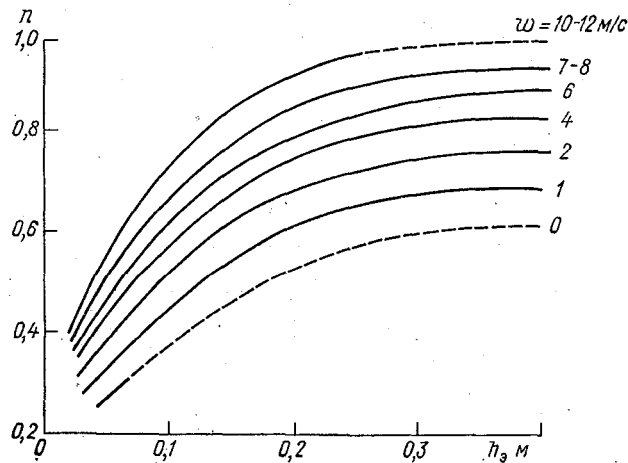


Рис. 4.2. Зависимость соотношений температур поверхности снежно-ледяного покрова и воздуха $n = \frac{\theta_{пл}}{\theta}$ при малой толщине льда от эквивалентной толщины льда $h_э$ и скорости ветра w .

Плотность выпавшего на лед свежего снега определяется в основном скоростью ветра, ее можно получить используя зависи-

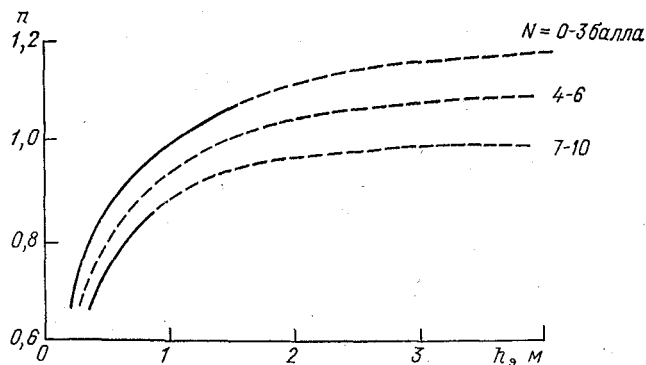


Рис. 4.3. Зависимость соотношений температур поверхности снежно-ледяного покрова $\theta_{пл}$ и воздуха θ при большой толщине льда от эквивалентной толщины льда $h_э$ и облачности N .

мость на рис. 4.5. При расчете по суточным интервалам выбирается максимальная скорость ветра (на высоте 10 м) из значений, полученных за все сроки наблюдений. Плотность свежавпавшего

снега при скорости ветра менее 4 м/с равна 0,10 г/см³. Среднюю высоту снежного покрова можно получить по формуле

$$h_c = \sum x / (10\rho_c), \quad (4.7)$$

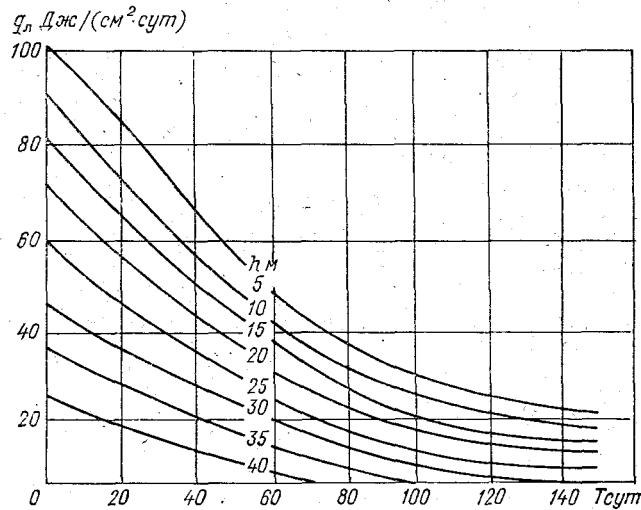


Рис. 4.4. Зависимость суточного притока тепла от грунта q_n от продолжительности ледоставного периода T и средней глубины водоема h .

где $\sum x$ — суммарное количество твердых осадков по показаниям осадкомера за расчетный период, мм.

При наличии на льду выпавшего ранее снега, ветер одновременно переносит и уплотняет его, причем процесс идет интенсивно

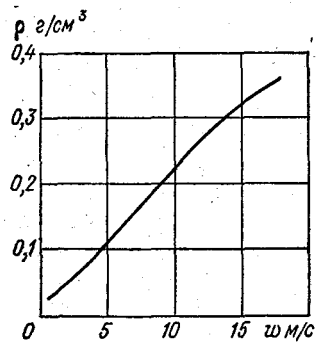


Рис. 4.5. Связь плотности свежесыпавшего сухого снега ρ со скоростью ветра w .

лишь в том случае, если снег имел меньшую плотность, чем та, которая соответствует данной скорости ветра. Толщина перемещенного и поэтому уплотнившегося слоя старого снега зависит

от разности скоростей ветра в последний и предыдущий перенос. Предельно возможная масса снега Δm_c , включая и свежесневыпавший, которая может быть уплотнена, определяется поэтому в зависимости от разности скорости ветра (рис. 4.6). При практических расчетах удобно использовать тепловой эквивалент снежного покрова $h_{эс}$, который можно определить по данным табл. 4.1 в зависимости от плотности снежного покрова.

В зимнюю оттепель снежный покров частично стаивает, а оставшаяся его часть уплотняется и меняет свою структуру — снег становится крупнозернистым. Это сказывается на интенсивности нарастания ледяного покрова в последующий период.

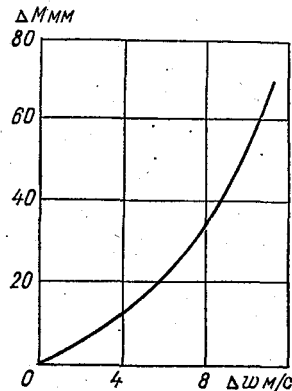


Рис. 4.6. Зависимость количества перенесенного ветром снега Δm_c от разности скоростей ветра при данном и предшествующем снегопаде $\Delta \omega$.

Во время оттепели талая и дождевая вода фильтруется в толщу снега. Процесс замерзания взвешенной в снеге воды происходит быстро, благодаря повышенной теплопроводности фирнизированного снега и незначительному количеству воды в нем.

Уменьшение высоты снежного покрова за всю оттепель определяется по формуле

$$\Delta h_{сн} = q / (33,5\rho_0), \quad (4.8)$$

где q — суммарное количество тепла, поглощенное снежным покровом за всю оттепель, Дж/см²; ρ_0 — плотность снега перед оттепелью, г/см³.

Таблица 4.1

Эквивалентная толщина снежного покрова высотой 1 см при его различной плотности, см

Плотность, г/см ³	Эквивалентная толщина снежного покрова									
	0,00	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09
0,10	26	24	23	21	19	18	16	15	15	14
0,20	12	12	10	10	9	8	8	8	7	6
0,30	6	6	5	5	4	4	4	3	3	3

При продолжительной и интенсивной оттепели, когда снежный покров на льду практически весь стаивает, допустимо некоторое упрощение расчета: каждый градус положительной средней суточной температуры воздуха соответствует стаиванию 5 мм снегозапасов на льду, причем принимается, что вся масса растаявшего снега на льду после окончания оттепели превращается в снежный лед.

Если же снег не может полностью растаять во время оттепели, а только уплотняется, то по табл. 4.2, в зависимости от начальной

Таблица 4.2

Уплотнение снега в результате смачивания его водой (по П. П. Кузьмину)

Начальная плотность снега, г/см ³	0,13	0,17	0,20	0,25	0,30	0,40
Коэффициент уплотнения снега $k_{уп}$	0,42	0,56	0,61	0,72	0,81	0,95
Плотность снега после смачивания, г/см ³	0,62	0,56	0,54	0,45	0,42	0,44

плотности снега, для каждого дня оттепели определяют коэффициент уплотнения снега $k_{уп}$, который используется для вычисления высоты снега в последующие дни

$$h_c^{(n+1)} = k_{уп} h_c^n. \quad (4.9)$$

Как указано выше, смачивание снега водой происходит и после обильных снегопадов, в результате перегрузки ледяного покрова снегом. Предельную высоту снежного покрова на льду, при которой ледяной покров еще не может быть затоплен водой, можно получить из следующего неравенства:

$$\rho_c h_c < 0,09 h_{л}. \quad (4.10)$$

Толщина слоя «снежной каши», т. е. смеси снега и воды, образовавшейся в результате выхода воды на ледяной покров, определяется по формуле

$$h_{ск} = \frac{\rho_c h_c - 0,09 h_{л}}{\rho_c + 0,09 \rho_c}, \quad (4.11)$$

Таблица 4.3

Предельная высота снега на льду, при которой вода еще не выступает на лед, см

Толщина льда, см	Плотность снега, г/см ³			
	0,10	0,20	0,30	0,40
10	9	4	3	2
20	18	9	6	4
30	27	14	9	7
40	36	18	12	9

где h_c — высота снежного покрова до затопления, см; ρ'_c — плотность снега до затопления, г/см³; ρ''_c — плотность «снежной каши», г/см³ (по табл. 4.2 нижняя строчка); $h_{л}$ — толщина льда к моменту затопления снежного покрова, см.

При значительных похолоданиях, когда средняя суточная температура воздуха опускается ниже -10°C , слой смеси снега и воды замерзает и превращается в снежный лед, плотность которого составляет 0,89 г/см³.

Приведенная выше формула (4.10) определяет необходимое условие для осуществления перегрузки ледяного покрова снегом. Однако это условие не является достаточным, и выхода воды на лед может не произойти даже при его соблюдении.

Поэтому расчет толщины снежного льда, особенно при расчете максимальной за зиму толщины ледяного покрова, при наличии данных снегосъемок высоты снежного покрова в поле и его высоты на льду по измерениям на постах целесообразно проверить косвенным способом. Для этой цели можно рекомендовать формулу из работы [1]

$$h_{сл} = 0,62 \Delta h_c, \quad (4.12)$$

где Δh_c — разность высоты снежного покрова в поле и на льду. Его высота в поле принимается за вычетом высоты снежного покрова, образовавшегося до наступления ледостава на водном объекте. Ее расчет производится по данным об осадках описанным выше способом.

При применении описанной методики необходимо учитывать следующие практические рекомендации:

- 1) расчет нарастания льда следует начинать с даты появления плавучего льда на водных объектах;
- 2) расчетные интервалы времени должны быть короткими, особенно в начальный период после установления ледостава. В качестве границ расчетного интервала выбираются дни, когда происходят заметные изменения высоты и плотности снежного покрова на льду в результате сильных снегопадов, оттепелей и т. п.;
- 3) для каждого расчетного интервала времени определяется высота и плотность снежного покрова, толщина льда. Вычисленная на конец первого интервала толщина льда является начальной для следующего, второго интервала и т. д.;
- 4) расчетом определяется средняя толщина льда на участке реки, поэтому, естественно, что полученные ее значения могут существенно отличаться от измеренных в соответствующие сроки в лунке на водомерном посту.

Сравнение рассчитанных толщин льда с данными измерений ее по профилям (при измерениях расходов воды), выполненное на массовом материале, показало отсутствие систематической погрешности в расчетах, а вероятная погрешность их составила: абсолютная около 3 см, относительная 8 %.

Описанная методика применяется как для составления краткосрочных прогнозов толщины льда с заблаговременностью 5 и

Таблица 4.4

Пример расчета нарастания ледяного покрова на р. Сухоне у п. Калинино,

Дата	Ледовые явления	Средняя суточная температура воздуха θ , °С	Средняя суточная облачность, об-щая/нижняя, балл	Максимальная скорость ветра, м/с	Осадки по срокам наблюдений, мм			Суммарная масса снега Σ м, мм
					7 ч	19 ч	Σ_x	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1969 г.								
3/ХІІ	з, л	-1,8	10/10	9				
4/ХІІ	з, л	-3,4	5/5	8				
5/ХІІ	з, л	-4,2	10/10	10				
6/ХІІ	з, л	-3,6	10/10	4	0,6	0,0	0,6	
.								
.								
23/ХІІ	лдс	-20,7	7/0	4		1,0	1,0	3,2
24/ХІІ		-17,4	10/0	6	2,6	1,3	3,9	6,8
25/ХІІ		-18,2	10/1	4	1,4	0,6	2,0	9,5
26/ХІІ		-24,2	6/0	6		0,8	0,8	10,1
27/ХІІ		-27,0	4/0	2				10,9
28/ХІІ		-25,6	7/0	4	0,2	0,2	0,4	11,1
29/ХІІ		-26,9	5/0	6	0,0		0,0	11,3
30/ХІІ		-25,6	2/0	6	0,0		0,0	11,3
31/ХІІ		-29,8	1/0	6				11,3
.								
.								
1970 г.								
5/ІІІ		-5,1	10/6	2	1,3	0,0	1,3	109,8
6/ІІІ		-6,5	9/9	5				

Примечание. В графе 2 буква «з» обозначает забереги, «л» — ледоход,

1969-70 г.

Расчитанная		Эквивалентная толщина снежно-ледяного покрова, см $h_{лс} + \frac{\lambda_{л}}{\lambda_{с}} h_{с}$	n	$\Sigma \theta_{-} \text{ }^{\circ}\text{C}$	$n \Sigma \theta_{-}$	$k_{ш} n \Sigma \theta_{-}$	$\Delta h_{л} = \frac{k_{ш} n \Sigma \theta_{-}}{k_{л0} + (\lambda_{л}/\lambda_{с}) h_{с}}$ см	Поправка на приток тепла от ложа реки, $\Sigma q_{л}/L \rho_{л}$ см	Нарастание льда за расчетный интервал, см	Расчитанная толщина льда, см
высота снежного покрова, $h_{с}$, см	плотность снега $\rho_{с}$ г/см ³									
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
6,8	0,16	$40 + \frac{109}{149} = 47,2$	1,0	240	147,5	128,3	8,44	1,68	6,76	47
47,8	0,23	$54 + \frac{472}{526} = 63,0$	1,1	59,8	66	475	0,9	0,82	0,08	54

«лс» — ледостав,

10 сут (о точности таких прогнозов см. п. 4.2.3), так и для расчета максимальной за зиму толщины льда.

Пример расчета. Расчет толщины льда на р. Сухоне у с. Калинино в осенне-зимний период 1969-70 гг. (табл. 4.4).

Весь период расчета разбивается на интервалы времени, в течение которых сохраняются примерно одинаковая высота и плотность снежного покрова (3—24, 25—30 декабря и т. д.). Для этих интервалов определяется изменение толщины ледяного покрова $\Delta h_{\text{л}}$.

Для первого интервала (стадия образования плавучего льда и начала ледостава), когда осадки незначительны, толщина ледяного покрова определяется в зависимости от суммы отрицательных значений температуры воздуха по формуле (4.5). В данном случае $\sum \Theta_{-} = 240^{\circ}\text{C}$, а $h_{\text{л}} = 47$ см на 25 декабря. Затем для этого интервала находится поправка на приток тепла от ложа реки. Для середины интервала (11-е сутки) и по средней глубине участка (5 м) по графику на рис. 4.4 определяется значение среднего суточного притока тепла от грунта ложа $q_{\text{л}} = 96,4$ Дж/см². Суммарное количество тепла за весь интервал составляет $\sum q_{\text{л}} = 2024$ Дж/см². Произведение $L\rho_{\text{л}} = 308$ Дж/см³, а поправка на приток тепла от ложа реки $\sum q_{\text{л}}/L\rho_{\text{л}} = 6,6$ см. Таким образом, расчетная толщина льда на конец первого интервала равна 40 см. Она является одновременно начальным значением для расчета толщины льда во втором интервале (25—30 декабря).

Этот интервал времени отличается от предыдущего наличием существенного снежного покрова на льду. Количество выпавших осадков на середину периода составило 10,9 мм. Максимальная скорость ветра в интервале отмечена 6 м/с. Плотность снега определяется по графику (рис. 4.5) и в конкретном случае составляет 0,16 г/см³, а его высота по формуле (4.7) равна 6,8 см.

Эквивалентная толщина снежного покрова высотой 1 см при плотности 0,16 г/см³ равна 16 см (табл. 4.1), а при высоте 6,8 см она составляет 109 см. Общая эквивалентная толщина снежно-ледяного покрова $h_{\text{с}} = 149$ см. Отсюда коэффициент n по графику рис. 4.3 равен 1,0. Коэффициент $k_{\text{ш}}$, учитывающий влияние подледной шуги, на середину интервала равен 8,7 (на рис. 4.1 по средней кривой при $\rho_{\text{ш}} = 0,3$ г/см³). Слой стаявшего снизу льда определяется так же, как и на первом расчетном шаге $\sum q_{\text{л}}/L\rho_{\text{л}} = 1,68$ см. Сумма отрицательных значений температуры воздуха равна 147,5^oC. Нарастание толщины льда за этот интервал определяется по формуле (4.6) и составляет 7 см, а толщина льда 30 декабря равна 47 см.

Аналогично производится расчет нарастания льда и за последующие интервалы времени. К 5 марта толщина льда стала равной 54 см, высота снежного покрова 47,8 см, а средняя плотность его 0,23 г/см³, суммарная масса снега $\sum m_{\text{с}} = 109,8$ мм. Перегрузка льда снегом определяется по неравенству (4.10). Вес нагрузки $\rho_{\text{с}}h_{\text{с}} = 11,0$ г/см², а плавучесть льда 4,9 г/см³, т. е. перегрузка льда снегом составляет 6,1 г/см². Поэтому вода затапли-

вает снежный покров и образуется «снежная каша». Толщина слоя «снежной каши» определяется по формуле (4.11). В данном случае толщина слоя «снежной каши» равняется 23,5 см. На ее образование израсходовано $h_{\text{сн}}'' = 77,5$ мм (ρ'' — плотность затопленного снега), а остальной снег уплотнился в результате смачивания ($109,8 - 77,5 = 32,3$ мм). Его плотность определяется по табл. 4.2 (графа 3) $\rho_{\text{к}} = 0,50$ г/см³, а его высота составляет 6,4 см. После затопления снега водой нарастание ледяного покрова снизу прекратилось.

4.2.2. Расчет толщины ледяного покрова водохранилищ в начальный период после установления ледостава

Расчеты толщины льда в начальный период ледостава являются почти единственным источником информации, поскольку измерения на постах по соображениям безопасности начинают производить при толщине льда не менее 15—20 см, и производят их один раз в 5 сут в прибрежной части водохранилища. Для обеспечения же ледяных переправ и ледокольных работ требуются ежедневные данные о толщинах льда по всей акватории, в частности на фарватере. Методика расчетов [6] позволяет определять среднюю на участке водохранилища толщину льда, а в работе [3] приведены вероятностные характеристики ее распределения по акватории и соотношение с толщиной льда на фарватере.

Для начального периода ледостава характерно быстрое изменение толщины ледяного покрова и температуры его верхней поверхности, поэтому достаточно точный расчет толщины льда можно обеспечить лишь при суточных расчетных интервалах времени. Кроме того, в этот период удельный приток тепла снизу и характеристики снежного покрова на льду весьма сильно сказываются на толщине ледяного покрова. Поэтому в методике расчета детально учитываются приток тепла к нижней поверхности льда и теплообмен через верхнюю поверхность льда, определяется температура воды под ледяным покровом.

Метод [6] разработан на основе результатов исследований В. В. Пиотровича [4] и Л. Г. Шуляковского [8] и включает довольно сложную систему расчетов, которая практически может быть реализована только на ЭВМ, с использованием программы [7].

Этот метод рекомендуется для решения следующих задач:

- восполнение недостающей информации о толщине ледяного покрова;
- краткосрочный прогноз толщины ледяного покрова (расчет с использованием прогноза метеорологических элементов на 5—10 сут);
- «воссоздание» рядов сроков нарастания до заданных характерных толщин льда для целей получения вероятностных режимных характеристик и разработки методов долгосрочных прогнозов указанных сроков.

Точность расчетов по описанному методу характеризуется абсолютным значением вероятной погрешности 2 см и относительной 14 %. Сравнительно большое значение относительной погрешности связано с тем, что рассчитывается толщина льда в начале ледостава, когда она еще невелика, и даже небольшие погрешности имеют большие относительные значения.

4.2.3. Применение расчетных методик для прогнозов толщины льда с использованием прогноза метеорологических элементов

При использовании методов расчета, изложенных выше, для целей составления краткосрочных прогнозов толщины ледяного покрова приходится учитывать температуру воздуха в период заблаговременности прогноза по прогнозу погоды. Прогнозы средней суточной температуры воздуха можно использовать в пределах до 5 сут, этим и определяется заблаговременность составляемых с их помощью прогнозов толщины льда. Другие метеоземента — скорость ветра и облачность обычно принимаются при составлении ледового прогноза равными средним многолетним значениям. Плотность и высота снежного покрова приравнивается в большинстве случаев к его фактической плотности и высоте в день выпуска прогноза. Изменение плотности и высоты снежного покрова учитывается только при его таянии (см. п. 4.2.1). Расчет нарастания льда до дня выпуска прогноза выполняется по наблюдаемым значениям метеорологических элементов.

Проверка точности прогнозов, составленных с помощью расчетного метода [6] и с использованием прогнозов средней суточной температуры воздуха, проведенная для начального периода ледостава на волжском плесе Куйбышевского водохранилища, показала, что систематическая погрешность в них отсутствовала, а средняя квадратическая погрешность составила 3 см, т. е. не превысила погрешности расчета.

Для того же водного объекта была проверена возможность использования прогнозов средней декадной температуры воздуха, составляемых в Гидрометцентре СССР, при прогнозах толщины льда на 10 сут. Средняя квадратическая абсолютная погрешность таких прогнозов для 10-х суток составила 6 см, а относительная — 0,35. В 50 % случаев погрешности составляют не более 5 см, а в 80 % случаев не более 10 см. Такая точность не высока, но вполне позволяет составление достаточно эффективных консультаций.

Из сказанного видно, что расчетный метод можно применять для выпуска прогнозов нарастания толщины льда на водохранилищах в течение декады. Причем для первых 5 сут следует использовать прогнозы средней суточной температуры, а ожидаемые толщины льда на последующие дни рассчитывать по прогнозу средней декадной температуры. В практике обычно прогноз дается каждые 2—3 дня на 5-е и 10-е сутки от даты выпуска прогноза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аминева В. Я. Опыт расчета толщины снежного льда на реках Европейской территории СССР.—Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 112, с. 90—99.
2. Аминева В. Я. Расчет нарастания толщины льда с учетом его структуры.—Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 117, с. 20—38.
3. Гинзбург Б. М., Балашова И. В., Пономарев М. Б. О расчетах и прогнозах нарастания льда на волжских водохранилищах в начале ледостава.—Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 140, с. 17—31.
4. Пиотрович В. В. Расчеты толщины ледяного покрова на водохранилищах по метеорологическим элементам.—Труды Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 18.—135 с.
5. Пиотрович В. В. Таблицы для расчета нарастания ледяного покрова с нижней поверхности и их применение.—М.: изд. Гидрометцентра СССР, 1968.—61 с.
6. Пономарев М. Б. Расчет нарастания льда на Куйбышевском водохранилище для целей краткосрочного прогноза.—Труды Гидрометцентра СССР, 1977, вып. 184, с. 73—77.
7. Пономарев М. Б. Модель расчета образования и нарастания ледяного покрова на водохранилищах.—Аннотированный перечень программ, поступивших в ОФАП Госкомгидромета. 1968, вып. 4.—27 с.
8. Шуляковский Л. Г. К методике расчета толщины ледяного покрова на водохранилищах.—Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 112, с. 50—63.

Глава 5. Прогноз уменьшения толщины и прочности ледяного покрова

5.1. Процесс таяния и уменьшения прочности ледяного покрова

Для оценки ледовых нагрузок на гидротехнические сооружения, обеспечения безопасной работы ледяных переправ и зимников, для оценки условий продленной навигации и определения сроков окончания работ на льду и со льда рек, озер и водохранилищ в весеннее время необходимы прогнозы характеристик прочности тающего ледяного покрова. Основными прочностными характеристиками ледяного покрова являются толщина льда и разрушающее напряжение на изгиб, связанное в свою очередь с разрушающим напряжением на сжатие и др.

Сопротивление льда разной структуры на изгиб различно. Так, например, при прочих равных условиях прочность льда торосистого образования с неправильным кристаллическим строением на 25—30 % больше, чем прочность крупнокристаллического льда или равного ему по прочности шугового льда. Снежный лед может быть в 1,5—2 раза менее прочным, чем естественный кристаллический лед [1, 2, 4].

Однако наиболее быстрые и существенные изменения основных прочностных характеристик ледяного покрова происходят с началом весенних процессов, т. е. с увеличением солнечной радиации и повышением температуры воздуха до положительных значений. Если для оценки прочности ледяного покрова в зимних условиях можно с достаточной степенью точности пользоваться данными о толщине льда (по измерениям или прогнозу), а разрушающие усилия оценивать по осредненным данным, то весной подобный подход невозможен. Необходимо знать ход уменьшения разрушающего усилия. Регулярных натуральных измерений такого рода нет, они производятся только эпизодически, в ходе исследовательских и изыскательских работ. Поэтому в основу оценки прочностных характеристик может быть положен только расчет их по метеорологическим данным.

Различие в толщине ледяного покрова и высоте снежного покрова на нем на разных участках реки и разных частях водохранилищ, разные скорости течения воды называют неравномерное таяние ледяного покрова как с верхней, так и с нижней поверхности [11]. В результате этой неравномерности в местах сосредоточенного выхода подземных вод, на быстротоках, а на водохранилищах — над бывшими руслами рек, в ледяном покрове появляются промоины.

Одновременно со стаиванием льда с верхней и нижней поверхности ледяного покрова происходит его разрушение. Это следствие абсорбции льдом энергии солнечной радиации, которая переходит в тепло на гранях кристаллов и инородных включений, что увеличивает размеры пор и жидких прослоек. В результате внутреннего таяния в ледяном покрове наряду с твердой фазой образуется жидкая фаза. Наличие жидкой фазы в тающем льде является основной причиной уменьшения его прочности. Полная потеря прочности льда, т. е. распадание его на отдельные кристаллы, происходит тогда, когда межкристаллическая жидкая прослойка достигает толщины, при которой утрачиваются адгезионные связи.

Исходя из этой схемы процесса таяния ледяного покрова, С. Н. Булатов разработал метод расчета прочности тающего ледяного покрова [1]. По этому методу прочность тающего ледяного покрова оценивается относительным разрушающим напряжением льда на изгиб φ , которое определяется по уравнению

$$\varphi = R/R_0 = (1 - \sqrt{S/S_0})^2, \quad (5.1)$$

где R — разрушающее напряжение на изгиб для тающего льда, R_0 — то же для льда при температуре 0°C , не подвергавшегося воздействию солнечной радиации, S — содержание жидкой фазы во льду, выраженное количеством тепла, затраченного на ее образование, S_0 — предельное количество поглощенного ледяным покровом тепла при полной потере прочности льда.

Предельное содержание жидкой фазы в тающем льде, выраженное количеством тепла S_0 , зависит от структуры льда и колеблется от 67 Дж/см^3 для крупнокристаллического льда столбчатой структуры до 230 Дж/см^3 для снежного льда. Как правило, ледяной покров не однороден по составу и имеет смешанную структуру. Отдельные участки ледяного покрова однородного состава не определяют прочность всего ледяного покрова. Поэтому при расчете прочности ледяного покрова, как некоторой инженерной конструкции, S_0 принимается постоянным, равным 184 Дж/см^3 . Это значение S_0 найдено С. Н. Булатовым и подтверждено наблюдениями [13, 18].

Определение S производится параллельно с расчетом стаивания ледяного покрова с верхней и нижней поверхности. Весь расчет таяния ледяного покрова на реках, озерах и водохранилищах производится на основании уравнений теплового баланса. Поскольку снежный покров на льду препятствует как прямому теплообмену ледяного покрова с атмосферой, так и проникновению солнечной радиации в его толщу, расчет начинается с момента схода снежного покрова со льда¹ и производится последовательно по суточным интервалам времени.

¹ Определение даты схода снега со льда по данным наблюдений затруднительно, поэтому обычно для этого используется расчет снеготаяния.

5.2. Расчет таяния ледяного покрова и образования жидкой фазы в его толще

Суточный слой таяния с верхней ($\Delta h'$) и нижней ($\Delta h''$) поверхности ледяного покрова определяется количеством тепла, приходящего к единице площади каждой из этих поверхностей в единицу времени и объемной теплоты таяния:

$$\Delta h' = q/L^*; \quad (5.2)$$

$$\Delta h'' = q_v/L^{**}, \quad (5.3)$$

где q — приток тепла, поступающий на дневную поверхность ледяного покрова, Дж/см²; q_v — приток тепла ко льду от воды, Дж/см²; L^* , L^{**} — объемная теплота таяния соответственно для верхнего и нижнего слоя льда, Дж/см³.

Объемная теплота таяния не остается постоянной, поскольку под воздействием солнечной радиации во льду появляется жидкая фаза и теплота таяния уменьшается. Распределение жидкой фазы по толщине ледяного покрова неравномерно. Поэтому в верхнем и нижнем слое таяния теплота таяния различна:

$$L^* = 335\rho - S'; \quad (5.4)$$

$$L^{**} = 335\rho - S'', \quad (5.5)$$

Здесь коэффициент 335 — теплота плавления в джоулях на 1 г льда, ρ — плотность льда (на большинстве водоемов перед таянием она составляет 0,916 г/см³); S' и S'' — содержание жидкой фазы, выраженное количеством тепла, потраченного на ее образование соответственно для верхнего и нижнего слоя таяния, Дж/см³.

Накопление и распределение жидкой фазы во льду не может быть выражено как функция времени, поэтому в расчет вводится суммарное содержание жидкой фазы, вычисленное посуточно за весь период таяния для определенных горизонтальных слоев ледяного покрова. Число слоев, на которые разделяется толщина ледяного покрова, определяется необходимой точностью расчета. Опыт показал, что точность, удовлетворяющая высоким практическим требованиям, достигается при шаге по вертикали, равном 1 см слоя льда. Меньшая точность, но в большинстве случаев достаточная для разработки методики прогнозов разрушения льда, получается, если определяется только среднее содержание жидкой фазы во всей толще ледяного покрова.

Послойный расчет очень сложен и обычно выполняется на ЭВМ по программе [6]. При отсутствии ЭВМ или для приближенной оценки прочности ледяного покрова в целом пользуются расчетом удельного содержания жидкой фазы в ледяном покрове \bar{S} . Величина \bar{S} выражается для i -го дня таяния разностью между всем теплом, поглощенным льдом за период таяния, и теплом, затраченным за это же время на таяние его с обеих поверхностей, отнесенной к оставшейся толщине ледяного покрова.

Из изложенных основных положений метода вытекает следующая последовательность расчета. Прежде всего определяется теплосбалансовым расчетом дата схода снега со льда, т. е. дата начала таяния ледяного покрова. Начиная с этой даты, рассчитывается за каждые сутки приток тепла к верхней поверхности льда q , приток тепла к нижней его поверхности от воды q_v и удельное содержание жидкой фазы в массе льда \bar{S} . С их помощью определяются на каждый день таяния значения толщины льда h и относительного разрушающего напряжения на изгиб ϕ .

5.2.1. Подготовка исходных метеорологических данных

Прежде чем начать расчет q , q_v и \bar{S} , необходимо произвести предварительную обработку метеорологических данных, связанную с тем, что воздушные массы и все метеорологические элементы трансформируются над водными объектами [9, 17]. Степень трансформации зависит от плановых очертаний и размеров водного объекта, рельефа его бассейна и состояния подстилающей поверхности. Влияние последней особенно заметно в период весенних ледовых явлений.

Наиболее сильно метеорологические элементы различаются в период, когда на суше снег сошел, а водохранилище или река еще покрыты льдом.

Наибольшим изменениям подвержена температура воздуха, в меньшей степени влажность и скорость ветра, облачность практически не меняется.

Для определения трансформированной температуры воздуха над поверхностью тающего льда рекомендуется уравнение [14]

$$\Theta_v = k_v \Theta_c - (10 - N)(a + 0,008\Theta_c) - c, \quad (5.6)$$

где Θ_v и Θ_c — температура воздуха соответственно над водным объектом и на ближайшей метеостанции, °С; k_v — коэффициент, отражающий отношение температуры, наблюдаемой на водоеме при сплошной облачности, к температуре синхронно наблюдаемой на береговой метеостанции; a — коэффициент, характеризующий изменение температуры воздуха при изменении облачности на один балл; c — свободный член уравнения (для малых водоемов при ширине менее 5 км он изменяется от 0,2 до 0,7, для крупных водоемов при ширине более 5 км он равен 0,7); N — среднее суточное значение общей облачности, балл.

Для определения параметров уравнения (5.6) получены расчетные формулы.

Коэффициент k_v зависит в основном от ширины водоема B (км) и определяется по формуле

$$k_v = 1,1 \exp[-0,45(B/10)^{-0,5}]. \quad (5.7)$$

Коэффициент a зависит от орографических и климатических особенностей района, где находится данный водный объект.

С достаточной для практических целей точностью этот коэффициент можно определить по формуле

$$a = 0,073I_0 10^{-3} - 2,82\tau + 0,40, \quad (5.8)$$

где I_0 — максимальная плотность потока суммарной солнечной радиации, определяемая для широты водного объекта на среднюю многолетнюю дату схода снега со льда¹ по данным табл. 5.1; τ — продолжительность дня в долях суток для того же места и времени года по табл. 5.2.

Таблица 5.1

Максимальная плотность потока суммарной солнечной радиации, падающей на лед I_0 , с учетом повторного отражения атмосферой, Дж/(см²·сут)

Широ- та	Февраль			Март			Апрель			Май		
	10	20	28	10	20	31	10	20	30	10	20	30
40 °С	1470	1670	1830	2040								
44	1300	1510	1670	1880	2100	2340	2550	2760				
48	1110	1330	1510	1720	1950	2210	2420	2650	2860			
52	915	1140	1330	1560	1800	2060	2310	2560	2770	2920		
56	708	943	1150	1380	1640	1915	2160	2440	2690	2880	3000	3060
60		735	950	1200	1560	1740	2020	2310	2610	2820	2980	3020
64			720	995	1260	1540	1890	2210	2510	2780	2940	2970
68				755	1050	1410	1740	2080	2420	2700	2880	2900

Таблица 5.2

Долгота дня в долях суток на середину месяца

Месяц	° с. ш.						
	40	45	50	55	60	65	70
Январь	0,40	0,38	0,36	0,32	0,28	—	—
Февраль	0,45	0,44	0,42	0,40	0,38	0,35	—
Март	0,50	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49
Апрель	0,55	0,56	0,57	0,59	0,61	0,63	0,65
Май			0,64	0,67	0,71	0,78	0,86

Предлагаемые расчетные формулы учитывают не все факторы, влияющие на трансформацию температуры воздуха. Поэтому при разработке методики расчета таяния ледяного покрова для какого-либо конкретного крупного водного объекта целесообразно провести на нем серию наблюдений метеорологических элементов синхронно с наблюдениями на опорной метеостанции, проверить соответствие наблюдаемой трансформации метеорологических эле-

¹ Средние многолетние даты схода снега со льда обычно близки к датам схода снежного покрова в поле.

ментов расчету по предлагаемым формулам и номограммам и внести при необходимости соответствующие коррективы.

Если количество наблюдений на данном объекте позволяет, то полезно построить простую зависимость трансформированной температуры воздуха над водоемом в период таяния от синхронно измеренных температуры воздуха и облачности на опорной метеостанции.

Трансформированную влажность воздуха при расчете таяния ледяного покрова рекомендуется определять по формуле

$$e = 6,1 + (e_c - 6,1)(1 - 0,03b), \quad (5.9)$$

где e_b , e_c — влажность воздуха соответственно над поверхностью тающего льда водохранилища и над сушей по данным ближайшей станции, гПа.

Из формулы (5.9) видно, что при влажности воздуха на метеостанции, не превышающей 6,1 гПа (насыщающая влажность при температуре воздуха 0°C), трансформация влажности незначительна и поправка не вводится.

В расчетах испарения и конвективного теплообмена используется значение скорости ветра по данным метеостанции. Известно, что скорость ветра над водоемами во многих случаях возрастает. Однако число влияющих на скорость ветра факторов очень велико, что не позволило выявить общей закономерности ее трансформации. В практике, по предложению В. В. Пиотровича [11], ограничиваются введением в расчет вместо скорости ветра над водоемом на высоте 2 м скорости ветра, измеренной на метеостанции на высоте 10 м.

Существенное значение трансформация метеорологических элементов имеет только при значительной ширине водоема. Поэтому введение соответствующих коррективов к наблюдаемым на станции метеорологическим данным целесообразно только при выполнении расчетов таяния ледяного покрова водохранилищ и крупных рек, для большинства рек при ширине менее двух километров такие поправки не нужны.

5.2.2. Расчет составляющих теплового баланса тающего снежного и ледяного покрова

Теплообмен через верхнюю поверхность тающего снежного и ледяного покрова выражается уравнением

$$q = LE + P + I_s + q_s, \quad (5.10)$$

где LE — теплообмен поверхности снега или льда с воздухом при испарении или конденсации; P — турбулентный теплообмен снега или льда с воздухом, I_s — эффективное излучение поверхности снега или льда. Эта составляющая, как правило, имеет отрицательный знак, поскольку излучение снежно-ледяной поверхности больше, чем встречное излучение атмосферы, q_s — приход тепла от солнечной радиации.

Формулы для определения этих составляющих теплообмена приведены в гл. 1 настоящего выпуска. Для расчета в период таяния снега и льда, когда температура поверхности снежного или ледяного покрова равна 0 °С, получена формула

$$LE + P + I_s = 18,0\Theta(3,5 + \omega) + 26,8(1,4 + \omega)(e - 6,1) + 71,2N - 670,4, \quad (5.11)$$

где Θ — средняя суточная температура воздуха, °С; e — средняя суточная влажность воздуха, гПа; ω — средняя суточная скорость ветра, м/с; N — средняя суточная приведенная облачность (балл), где

$$N = \frac{N_n + N_o}{2}.$$

Для вычисления суточного поступления на поверхность снега или льда солнечной радиации q_s применяется уравнение

$$q_s = I_0 k_N (1 - r), \quad (5.12)$$

где I_0 — максимальная плотность потока суммарной солнечной радиации, падающей на горизонтальную поверхность в данное календарное время на данной географической широте (табл. 5.1); k_N — коэффициент ослабления радиации облачностью определяется по табл. 5.3 в зависимости от средней дневной приведенной облачности $N_{\text{дн}}$, балл; r — альbedo снега или льда.

Таблица 5.3

Коэффициент ослабления солнечной радиации k_N в зависимости от приведенной средней дневной облачности $N_{\text{дн}}$

$N_{\text{дн}}$	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
k_N	0,90	0,95	0,94	0,88	0,79	0,68	0,59	0,50	0,42	0,35	0,28

Значение коэффициента k_N при облачности 1—2 балла больше, чем при безоблачном небе ($N=0$). Это объясняется увеличением рассеянной солнечной радиации, которое наблюдается при наличии светлых легких облаков, не затеняющих солнце.

При необходимости выполнения массовых расчетов и выпуска прогнозов по какому-либо участку реки или водохранилища (без использования ЭВМ) удобно строить номограмму, по которой $I_0 k_N$ определяется непосредственно в зависимости от приведенной облачности и календарного времени. Такая номограмма строится для широты, на которой располагается изучаемый водный объект, ее можно использовать и для других водных объектов в пределах $\pm 2^\circ$ с. ш.

На рис. 5.1 показана номограмма для 56° с. ш. (ст. Казань). При построении таких номограмм I_0 определяется по табл. 5.1, а k_N — по табл. 5.3. Произведение $I_0 k_N$ для заданных значений

облачности наносится на 15 число каждого месяца, затем эти точки соединяются соответственно значениям облачности.

Альbedo тающего снежного и ледяного покрова меняется в значительных пределах как по акватории в зависимости от структуры

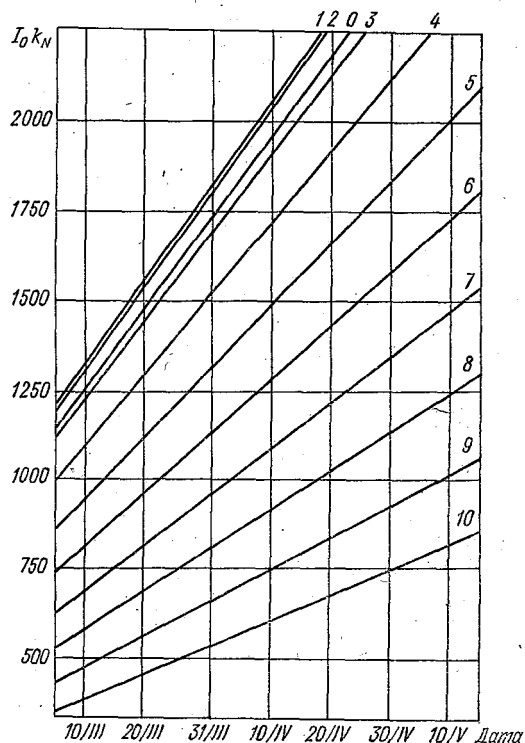


Рис. 5.1. Номограмма для определения суточного количества тепла $I_0 k_N$ от солнечной радиации на 56° с. ш. (Дж/см²).

и загрязненности ледяного покрова, так и во времени в процессе таяния.

Несмотря на ряд попыток оценить и учесть в расчетах эти изменения¹, надежного способа их учета пока не существует, и в расчетах используется среднее за период таяния значение альbedo тающего снега $r=0,50$ и ледяного покрова $r=0,35$. Такой прием вполне удовлетворителен для расчета стаивания снежного покрова и ледяного покрова до вскрытия реки или очищения ото льда водохранилища, но при расчетах промежуточных значений характеристик прочности ледяного покрова может вызвать заметные погрешности.

¹ Наиболее интересные результаты получены в работах [5, 12].

Тепло от солнечной радиации, поглощенной за сутки ледяным покровом Δq_s , определяется по предложенной С. Н. Булатовым эмпирической формуле

$$\Delta q_s = q_s [1 - \exp(-ch^{0,6})], \quad (5.13)$$

где h — толщина поглощающего слоя ледяного покрова, см; c — коэффициент, полученный по данным натуральных экспериментов [1] и зависящий от прозрачности льда. Для рек и озер с особо чистой водой (оз. Байкал, р. Ангара, Братское водохранилище и др.) $c=0,074$, для снежного льда $c=0,25$, для кристаллического льда и льда смешанной структуры на большинстве рек и водохранилищ $c=0,165$.

Если расчет ведется послойно, то Δq_{sn} для каждого слоя определяется по уравнению:

$$\Delta q_{sn} = q_s [\exp(-ch_{n-1}^{0,6}) - \exp(-ch_n^{0,6})], \quad (5.14)$$

где h_n — толщина льда, состоящего из n равных слоев, h_{n-1} — толщина льда, состоящая из тех же слоев без нижнего.

Если расчет ведется для верхнего слоя толщиной $\Delta h'$, который стаяет в течение суток, то поглощенное им тепло от солнечной радиации $\Delta q'_s$ определяется как

$$\Delta q'_s = q_s \{1 - \exp[-c(\Delta h')^{0,6}]\}. \quad (5.15)$$

Для облегчения вычислений (при расчетах без использования ЭВМ) в приложении 1 приводится таблица значений $\exp(-0,165 h^{0,6})$ для толщины обычного кристаллического льда от 0,01 до 1,0 м.

Расчет таяния ледяного покрова требует определения притока тепла к нижней его поверхности q_b .

К нижней поверхности льда поступает тепло от воды, запасы тепла пополняются в зимнее время за счет теплопритока от грунта дна и подземных вод q_r , а весной, после схода снега со льда — и от проникающей сквозь ледяной покров солнечной радиации; q_r можно определить по табл. 5.4 в зависимости от средней глу-

Таблица 5.4

Приток тепла в воду под ледяным покровом рек и водохранилищ от грунта дна и с подземными водами, Дж/см²

T сут	Средняя глубина участка, м								
	5	5-10	10-15	15-20	20-25	25-30	30-35	35-40	>40
40	76	67	59	50	42	38	34	21	17
50	63	54	50	42	38	34	25	21	12
60	54	46	42	38	34	25	21	17	12
70	46	42	38	34	29	25	17	12	8
80	42	38	34	29	25	21	17	12	8
100	38	34	29	25	21	17	12	8	4
120 и более	29	25	25	21	17	17	12	8	4

бины участка водохранилища или реки и длительности периода T со льдом. Первым днем этого периода считается день начала ледостава на водохранилище или начала осеннего ледохода на реке, а последним — день, на который производится расчет. Количество тепла от солнечной радиации, проникающей сквозь лед, в соответствии с формулой (5.13) при толщине ледяного покрова h и приходе тепла от солнечной радиации к верхней его поверхности q_s равно $q_s \exp(-ch^{0,6})$.

Следовательно, общее поступление тепла в воду за каждые сутки q_{bn} составляет

$$q_{bn} = q_r + q_s \exp(-ch^{0,6}). \quad (5.16)$$

Подробно методика расчета притока тепла к нижней поверхности ледяного покрова изложена в работе [1]. Для упрощенного расчета можно получить значения q_b , умножая q_{bn} на средний для всего периода таяния показатель той доли тепла P_b , поступающего в воду, которая приходит к нижней поверхности ледяного покрова. Эта доля определяется по табл. 5.5, в зависимости от глубины участка и средней скорости течения.

Важнейшей целью расчета теплового баланса таяния ледяного покрова является определение удельного содержания в нем тепла от солнечной радиации, затраченного на образование в толще льда жидкой фазы S . Именно оно позволяет оценить по уравнению (5.1) прочность ледяного покрова. В процессе послойного расчета таяния S вычисляется для каждого слоя льда. Однако и в ходе приближенного расчета можно определить среднее для всего ледяного покрова значение \bar{S} , характеризующее его прочность на данный срок. Для i -го дня таяния она может быть выражена формулой

$$\bar{S} = \frac{\sum_1^i (\Delta q_s + q_b + LE + P + I_s) - 335\rho \sum_1^i (\Delta h' + \Delta h'')}{h_0 - \sum_1^i (\Delta h' + \Delta h'')}. \quad (5.17)$$

Входящие в нее величины Δq_s вычисляются по формуле (5.13); q_b — на основании формулы (5.16) с использованием табл. 5.4 и 5.5; $LE + P + I_s$ — по уравнению (5.11), а $\Delta h'$ и $\Delta h''$ — по формулам (5.2) и (5.3). Толщина ледяного покрова перед началом таяния h_0 определяется как максимальная за зиму, измеренная ледомерной съемкой, а при ее отсутствии — на гидрологических постах, расположенных на данном участке реки или водохранилища.

5.2.3. Порядок и пример расчета прочностных характеристик тающего ледяного покрова

Последовательность расчета стаивания льда, образования в его толще жидкой фазы и определения прочности ледяного покрова покажем на примере участка Куйбышевского водохранилища от Верхнего Услона до Красновидова в 1982 г. В соответст-

Таблица 5.5

Доля тепла P_v , приходящего от воды к нижней поверхности ледяного покрова рек и водохранилищ в период таяния для различных глубин и скоростей течения, %

u , м/с	Средняя глубина участка, м							
	5	5-10	10-15	15-20	20-25	25-30	30-35	>35
0	18	15	7	0	0	0	0	0
0,002	27	23	16	9	2	0	0	0
0,005	38	34	27	20	13	6	0	0
0,010	46	43	35	29	21	15	10	5
0,015	52	47	41	34	26	20	15	10
0,020	55	52	44	37	30	23	18	13
0,030	60	57	49	43	35	28	23	18
0,050	66	63	56	49	41	35	30	25
0,080	73	68	61	54	47	41	35	30
0,10	76	71	64	57	51	53	38	33
0,15	80	76	70	63	55	48	42	37
0,20	85	80	73	66	59	52	47	42
0,30	90	86	79	72	64	58	52	47
0,40	93	93	82	75	67	61	55	52
0,50	96	92	85	77	70	63	58	53
0,60	99	95	88	80	73	67	60	57
0,80	100	98	90	83	76	69	64	60
1,00	100	100	97	88	82	75	70	65

внн со сказанным выше, расчет начинается с определения времени схода снега со льда.

5.2.3.1. Расчет времени схода снега со льда

Зная высоту h_c и плотность снега на льду ρ_c , определяют количество тепла, необходимое для его таяния, а по метеорологическим элементам рассчитывают, за какой период это тепло накапливается. В расчетах можно принимать плотность снега в начале таяния $\rho = 0,25$ г/см³.

Уравнение теплового баланса для расчета таяния снежного покрова на льду имеет следующий вид:

$$335h_c\rho_c = \sum_1^i (LE + P + I_s + q_s)_{\text{дн}} + \sum_1^{i-1} (LE + P + I_s)_{\text{н}} \quad (5.18)$$

Здесь $(LE+P+I_0+q_s)_{\text{дн}}$ и $(LE+P+I_0)_{\text{н}}$ — теплообмен снежного покрова соответственно за день и ночь, Дж.

Расчет $LE+P+I_0$ с использованием формулы (5.11) производится по средним дневным и средним ночным значениям метеорологических элементов. Средняя дневная $\Theta_{\text{дн}}$ и средняя ночная $\Theta_{\text{н}}$ температура воздуха вычисляется по формулам:

$$\Theta_{\text{дн}} = \frac{\Theta_7 + 2\Theta_{13} + \Theta_{19}}{4}; \quad (5.19)$$

$$\Theta_{\text{н}} = \frac{\Theta_{19} + 2\Theta_{01} + \Theta_7}{4}, \quad (5.20)$$

где индексы при $\Theta_{(7, 13, 19, 01)}$ означают часы наблюдений¹. Аналогичные вычисления производятся для облачности N и других метеорологических элементов, входящих в формулу (5.11).

Поскольку указанная формула предусматривает получение суточной суммы теплообмена, полученные расчетом за полсуток значения $LE+P+I_0$ надо умножить на 0,5.

Приток тепла от солнечной радиации q_s определяется по формуле (5.12), которая при подстановке принятого для снега среднего значения альbedo $r=0,50$, принимает вид $q_s=0,5 I_0 k_N$.

Если по расчету суммарный теплообмен снежного покрова за один или несколько полусуточных периодов оказывается отрицательным, то такие периоды исключаются из расчета по формуле (5.18).

Следует напомнить, что для расчета таяния снега на льду поправки на трансформацию метеорологических элементов вводить не нужно, поскольку подстилающая поверхность на суше и на водохранилище или реке в это время однородна.

В практике расчет удобно производить в форме таблицы. В табл. 5.6 представлен алгоритм решения уравнения (5.18). В качестве примера приведен расчет даты схода снега с ледяного покрова Куйбышевского водохранилища на участке Верхний Услон — Красновидово весной 1982 г.

Для таяния слоя снега высотой $h_c=30$ см, лежавшего на льду 25 марта 1982 г., требуется сумма тепла равная 2514 Дж/см^2 . К 4 апреля накопилось 2581 Дж/см^2 , следовательно, в этот день снег со льда должен был сойти и начаться таяние ледяного покрова. Избыток тепла $\Delta q_{\text{сн}}=67,3 \text{ Дж/см}^2$ в дальнейшем учитывается при расчете таяния льда, которое в данном случае начинается с 5 апреля.

Более сложные условия для определения даты начала таяния льда складываются в случаях, когда снег на льду исчезает вследствие испарения задолго до начала таяния льда. Такое положение характерно для рек Восточной Сибири, где снежный покров небольшой, а солнечная радиация велика. В этих случаях дату начала периода таяния определяют путем пробного расчета таяния льда после каждого очередного похолодания. При весенних

¹ Если по данной метеостанции нет ежечасных наблюдений, принимаются температуры, измеренные в ближайшие к указанным синоптические сроки.

Пример расчета даты схода снега с ледяного покрова Куйбышевского водохранилища на участке Верхний Услон — Красновидово в 1982 г.

Дата	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Θ °	ε Па	ω м/с	$18,0 \Theta (3,2 + \omega)$	$e - 6,1$	$26,8 (1,4 + \omega), [6]$	N (приведенная об- личность, дн. н ночн.)	71,23 N	$[5] + [7] + [9] -$ $-670,4$	$0,5 t_c N$	$1/2 [10] + [11]$	$\Sigma [12] = 83,8 t_c$
1												

$$t_c = 30 \text{ см (25/III)}, 83,8 t_c = 2514 \text{ Дж/см}^2$$

26/III	-3,0	4,6	6,2	-524,3	-1,5	-305,7	7,5	534,2	-966,2	410,6	-72,5	—
27/III	-0,8	5,6	5,6	-131,2	-0,5	-93,9	8,2	584,1	-311,4	343,6	187,9	187,9
28/III	1,0	5,6	5,0	152,1	-0,5	-85,8	7,2	512,8	-90,3	440,0	394,9	582,8
29/III	0,2	5,2	11,8	55,1	-0,9	-318,6	8,2	584,1	-349,8	377,1	202,2	785,0
30/III	-1,5	3,9	3,8	-197,3	-2,2	-306,8	2,5	178,1	-996,4	892,5	394,3	1179,3
31/III	-1,0	4,2	0,6	-73,9	-1,9	-101,9	4,5	320,5	-525,7	737,4	474,6	1653,9
1/IV	-1,2	4,5	2,5	-127,7	-1,6	-167,3	1,0	71,2	-896,2	942,8	494,7	2148,6
2/IV	-1,5	5,1	5,6	-245,9	-1,0	-187,7	8,0	569,8	-534,2	410,6	143,5	2292,1
3/IV	-1,2	4,0	7,5	-237,8	-2,1	-501,2	5,2	370,4	-1039,0	662,0	143,0	2435,1
4/IV	0,0	4,7	7,5	0,0	-1,4	-334,1	9,5	676,7	-327,8	310,1	146,2	2581,3

$$\Delta q_{сн} = 67,3 \text{ Дж/см}^2$$

Примечание. В квадратных скобках даны номера граф.

метеорологических условиях неизбежно наступает такой день, когда даже при отрицательной температуре воздуха начинается таяние верхних слоев льда и накопление жидкой фазы во льду. Этот день и следует принять за дату начала таяния.

5.2.3.2. Расчет толщины и относительной прочности ледяного покрова

Уменьшение толщины льда за сутки равно суммарному суточному стаиванию с верхней и нижней поверхности ледяного покрова.

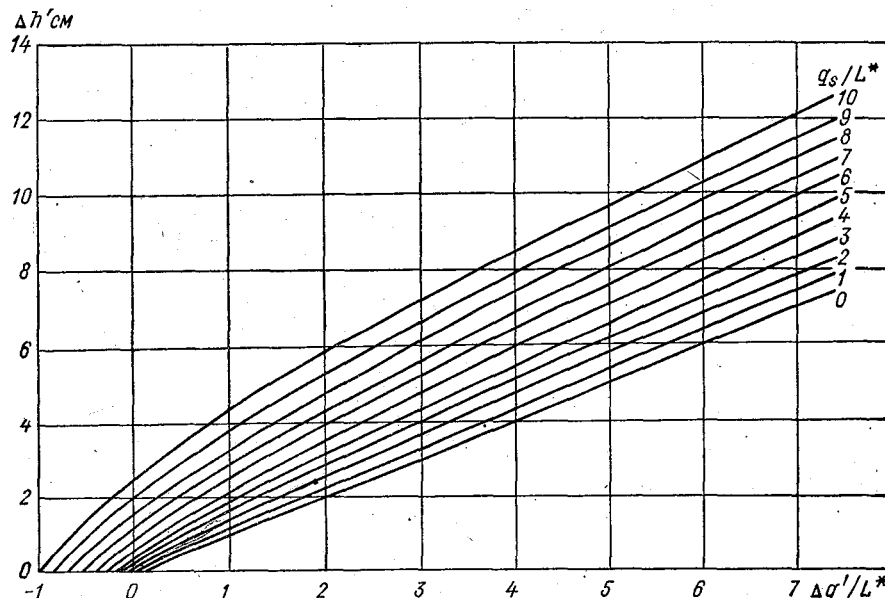


Рис. 5.2. Номограмма для определения суточного слоя стаивания с верхней поверхности ледяного покрова $\Delta h'$ при различных значениях притока тепла сверху $\Delta q'$ и солнечной радиации q_s .

Слой стаивания сверху рассчитывается по уравнению (5.2), в котором суточный приток тепла к этому слою q' можно представить в виде $q' = \Delta q + \Delta q_s$, в котором $\Delta q = LE + P + I_s$ и рассчитывается по формуле (5.11).

Определяя Δq_s из формулы (5.13), уравнение (5.2) можно преобразовать к виду

$$\Delta h' = \frac{\Delta q + q_s \{1 - \exp[-c(\Delta h')^{0,6}]\}}{L^*}. \quad (5.21)$$

Для его решения построена номограмма (рис. 5.2). При расчете суточного стаивания по номограмме требуется знать L^* .

Аналогично вычисление слоя стаивания льда снизу проводится по уравнению (5.3). Приток тепла к нижней поверхности тающего льда q_b вычисляется умножением общего количества поступившего в воду тепла $q_{вп}$, которое рассчитывается по формуле (5.16),

на коэффициент, характеризующий долю тепла, поступающего ко льду. Этот коэффициент определяется по табл. 5.5.

Значения L^* и L^{**} определяются по уравнениям (5.4) и (5.5) в зависимости от количества тепла, поглощенного соответственно верхним S' и нижним S'' слоем стаивания. Опыт расчетов показал [1], что с достаточной точностью можно считать удельное поглощение тепла от солнечной радиации верхним слоем таяния равным $S' = 1,5 \bar{S}$, а поглощение нижним слоем таяния $S'' = 0,5 \bar{S}$. Здесь \bar{S} — среднее удельное количество тепла, затраченное на образование жидкой фазы во всей массе ледяного покрова, определяется по формуле (5.17). Расчет \bar{S} начинается с того, что его значение накануне таяния принимается равным нулю, поскольку до схода снежного покрова со льда солнечная радиация в массу льда не проникает. Тогда для первых суток таяния в соответствии с формулами (5.4) и (5.5), принимая $\rho = 0,916 \text{ г/см}^3$, $L_1^* = L_1^{**} = 308 \text{ Дж/см}^3$.

Определив с учетом значений L_1^* и L_1^{**} стаивание за первые сутки $\Delta h' + \Delta h''$, можно рассчитать по формуле (5.17) \bar{S}_2 для вторых суток таяния и подставить полученное значение для получения $L_2^* = 308 - 1,5 \bar{S}^*$ Дж/см³, $L_2^{**} = 308 - 0,5 \bar{S}^{**}$ Дж/см³, которые войдут в расчет стаивания за вторые сутки. В том же порядке расчет повторяется и для последующих дней таяния.

При выполнении расчетов следует иметь в виду, что при похолодании теплообмен может стать отрицательным. Таяние с верхней поверхности в этом случае прекращается, лед начинает отдавать тепло, возникшая в его толще жидкая фаза вновь замерзает.

Для расчета теплообмена и количества вновь замерзшей жидкой фазы используется упрощенный прием, предложенный Булатовым. Расчет теплообмена Δq за дни похолодания продолжаем вести по формуле (5.11), как если бы температура поверхности льда оставалась равной 0°C , а не стала отрицательной. Полученные при этом фиктивные значения теплообмена обозначим $\Delta q_{\text{ф}}$. Действительное значение Δq можно получить с учетом вычисленного фиктивного $\Delta q_{\text{ф}}$, скорости ветра и содержания жидкой фазы в верхних слоях ледяного покрова S' . Для этого применяется номограмма, приведенная на рис. 5.3. Истинное значение Δq получаем умножением полученного по номограмме значения на S' . S' принимается для первого дня похолодания равным $S' = 1,5 \bar{S} + 33,5 \text{ Дж/см}^3$, а в последующие дни $S' = 33,5 \text{ Дж/см}^3$ ¹. Расчет ведется до окончания похолодания или до исчерпания всего запаса тепла во льду, т. е. до дня, когда $\bar{S} = 0$. В последнем случае расчет таяния льда начинается после окончания похолодания заново.

Похолодание зачастую сопровождается выпадением осадков в виде снега. Если осадков выпадает более 2 мм, т. е. поверхность льда сплошь покрывается снегом, а средняя суточная температура

¹ S' принимается равным $33,5 \text{ Дж/см}^3$ и в том случае, если отрицательное значение Δq имеет место в начале таяния.

не превышает -1°C , то таяние льда прекращается. С наступлением потепления необходимо рассчитать срок стаивания вновь образовавшегося снежного покрова, а затем возобновить расчет таяния льда, принимая начальную толщину льда, равной рассчитанной на последний день перед похолоданием, а $S=0$. При длительных сильных похолоданиях необходимо рассчитать возможное нарастание льда за этот период.

Расчет таяния льда по изложенной схеме наиболее целесообразно производить с помощью ЭВМ по программе [6]. Без использования ЭВМ его удобно выполнять в табличной форме. Пример расчета дан в табл. 5.7 для таяния ледяного покрова на участке волжского плеса Куйбышевского водохранилища от Верхнего Услона до Красновидова в 1982 г.

В нашем примере расчет таяния ледяного покрова начинаем с 5 апреля, так как дата схода снежного покрова определена по расчету на 4 апреля (табл. 5.6).

На метеостанции Казань средняя суточная температура воздуха 5 апреля была $+0,2^{\circ}\text{C}$. При облачности 7,2 балла и ширине водоема 9 км температура воздуха над акваторией водохранилища по формуле (5.6) понизилась за счет трансформации до $-1,0^{\circ}\text{C}$.

Влажность воздуха подвергается трансформации при значениях выше 6,1 гПа; 5 апреля влажность воздуха на метеостанции Казань была 5,7 гПа, поэтому она принималась без изменения.

Скорость ветра и облачность принимаются по наблюдаемым значениям. В табл. 5.7 исходные метеорологические данные (Θ , e , w , $N_{\text{ср}}$, $N_{\text{дн}}$) помещены в графах 2—6.

Расчет теплообмена на верхней поверхности ледяного покрова производится по уравнению (5.11). Определение суммы $LE+P+I_0$ представлено в графах 7—15. Результат теплообмена на верхней поверхности в первый день таяния получается по расчету отрицательным, т. е. величина Δq фиктивная и $\Delta q_{\text{ф}}=-465,1$ Дж/см² (графа 11). Чтобы определить действительное значение Δq , необходимо учесть w и S' . Скорость ветра $w=7,5$ м/с. Накануне начала таяния ледяного покрова, т. е. 4 апреля, таяния льда не было, следовательно, $\bar{S}=0$, а $S'=33,5$ Дж/см³ (графа 12). По графику на рис. 5.3 определяем $\Delta q/S'=-8,7$ (графа 14), а истинное значение $\Delta q=-8,7 \cdot 33,5$ суммируем с оставшимся при таянии снега неиспользованным запасом тепла $\Delta q_{\text{сн}}$ и получаем $\Delta q=-224,3$ Дж/см² (графа 15).

Приток тепла от солнечной радиации определяем по номограмме на рис. 5.1. На 5 апреля при средней дневной облачности 7 баллов $I_0 k_N=1030$ Дж/см². Определяем количество вошедшей в лед радиации $q_s=I_0 k_N(1-r)$. При среднем альбедо тающего ледяного покрова $r=0,35$, $q_s=666$ Дж/см² (графа 16). В графе 17 записывается объемная теплота таяния для верхнего слоя ледяного покрова¹. В первый день таяния $S=0$, следовательно,

¹ Здесь учитывается объемная теплота таяния L , которая равна 308 Дж/см³ и представляет собой произведение теплоты таяния (335 Дж/г) на плотность монолитного льда (0,916 г/см³).

26 Таблица 5.7

Расчет таяния ледяного покрова. Куйбышевского водохранилища на участке Верхний Услон — Красновидово в 1982 г.
 $h=7$ м; $u=0,2$ м/с; $P_n=71$ %; $P_n=56$ см; $\Delta q=67,3$ Дж/см²; $q_r=25$ Дж/см²·с

Дата	Температура воздуха (исправленная) θ , °С		Влажность воздуха (исправленная) e , г/га	Скорость ветра w м/с	Средняя облачность, балл		7 $18,0 \cdot (3,5 + \varpi) = 18,0 \cdot [2] \cdot (3,5 + [4])$	8 $e - e_{s1} = [3] - 6,1$	9 $26,8 (1,4 + \varpi) \cdot [8] = 26,8 (1,4 + [4]) \cdot [8]$	10 $71,2N_{cp} \cdot \text{сут} = 71,2 \cdot [5]$	11 $\Delta q'_{\phi} = [7] + [9] + [10] - 670,4$	12 $S' = 33,5 + 1,5 \cdot [35]n - 1 = 33,5 + 1,5 \cdot [35]n - 1$	13 $\Delta q'_{\phi} / S = [11] / [12]$
	2	1			5	6							
5/IV	-1,0		5,7	7,5	7,2	7,0	-196,9	-0,4	-96,4	498,6	-465,1	33,5	-13,9
6/IV	-1,7		5,1	9,9	6,0	3,5	-414,8	-1,0	-305,9	251,4	-1139,7	38,9	-29,3
7/IV	-3,5		3,7	5,0	0,0	0,0	-536,3	-2,4	-410,6	0,0	-1617,3	50,4	-32,1
8/IV	-4,1		4,1	4,4	0,0	0,0	-582,4	-2,0	-310,1	0,0	-1562,9	54,4	-28,7
9/IV	-1,2		4,5	2,5	0,0	0,0	-129,9	-1,6	-167,6	0,0	-967,9	57,3	-16,9
10/IV	-1,1		4,5	3,1	7,5	7,5	-129,9	-1,6	-192,7	536,3	-456,3	56,9	-8,0
11/IV	0,8		6,4	2,5	9,9	9,9	88,0	0,3	29,3	712,3	159,2	—	—
.													
.													
.													
20/IV	3,2		7,7	7,8	9,9	9,9	649,4	1,1	272,4	712,3	963,7	—	—
21/IV	-0,6		5,3	6,9	7,0	6,8	-113,1	-0,8	-176,0	486,0	-473,5	171,4	-2,8

Дата	14		15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
	$\Delta q'/S'$ (по номераме на пмс. 5.3)	$\Delta q' = [12] \cdot [14] + \Delta q_{ch}$											
5/IV	-8,7	-224,3	666,2	308,0	-0,7	2,2	0,0	0,158	105,3	560,9	130,4	92,6	
6/IV	-13,8	-536,8	1139,7	302,6	-1,8	3,8	0,0	0,159	181,2	958,5	206,3	146,5	
7/IV	-18,1	-912,2	1257,0	291,1	-3,1	4,3	0,0	0,160	201,1	1055,9	226,2	160,6	
8/IV	-17,8	-968,3	1273,8	287,1	-3,4	4,4	0,0	0,162	206,4	1067,4	231,5	164,4	
9/IV	-12,7	-727,7	1286,3	284,2	-2,6	4,5	0,0	0,164	210,9	1075,4	236,0	167,6	
10/IV	-6,6	-375,5	670,4	284,6	-1,3	2,4	0,0	0,165	110,6	559,8	135,7	96,3	
11/IV	-	159,2	385,5	279,3	0,6	1,4	0,8	0,167	64,4	321,1	89,5	63,5	
20/IV	-	963,7	427,4	162,5	5,9	2,6	7,0	0,221	94,5	332,9	119,6	84,9	
21/IV	-2,4	-411,4	850,6	170,1	-2,4	5,0	0,0	0,264	224,6	626,0	249,7	177,3	

Дата	$L_{**} = 308 - 0,5 \cdot n - 1 =$ $308 - 0,5 \cdot [36] \cdot n - 1$	$\Delta h_{**} = q^B / [25] / [26]$	$\Delta h_{**} = [20] + [27]$	$h_{**} = \Delta h_{**} - \Delta$	$n = h_0 - h_{**} = h_0 - [29]$	$308 \cdot [29]$	$[23] + [25] + [15]$	$\Sigma [32]$	$[33] - [31]$	$\Delta = [34] / [30]$	ϕ	$\phi h_{**} / 2 = [36] \cdot [30] / 2$
	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
5/IV	308,0	0,30	0,30	0,30	55,70	92,4	294,6	294,6	202,2	3,63	0,78	5,82
6/IV	306,2	0,48	0,48	0,78	55,22	240,2	568,2	862,8	622,6	11,27	0,57	4,24
7/IV	302,4	0,53	0,53	1,31	54,69	403,5	304,3	1167,1	763,6	13,96	0,53	3,90
8/IV	301,0	0,55	0,55	1,86	54,14	572,9	263,5	1430,6	857,7	15,84	0,50	3,68
9/IV	300,0	0,58	0,58	2,50	53,50	769,9	456,4	1605,9	836,0	15,63	0,50	3,66
10/IV	300,2	0,32	0,32	2,82	53,18	868,6	280,6	1886,5	1017,9	19,14	0,46	3,35
11/IV	298,4	0,21	1,01	3,83	52,17	1179,6	543,8	2430,3	1250,7	23,97	0,41	2,98
.												
.												
.												
20/IV	259,5	0,33	7,33	23,43	32,57	7216,4	1381,5	10210,7	2994,3	91,93	0,12	0,68
21/IV	262,0	0,68	0,68	24,11	31,89	7425,9	391,9	10602,6	3176,7	99,61	0,10	0,56

Примечание. В квадратных скобках в головке таблицы стоят номера граф, с которыми следует продлевать указанные арифметические действия.

$L^* = 308 \text{ Дж/см}^2$. Определяем стаивание льда с верхней поверхности по номограмме на рис. 5.2. В первый день (5 апреля) таяния льда сверху не отмечалось (графа 20).

Тепло, поступающее к нижней поверхности льда, вычисляется в графах 21—25. С начала ледостава до 5 апреля прошло 87 сут.

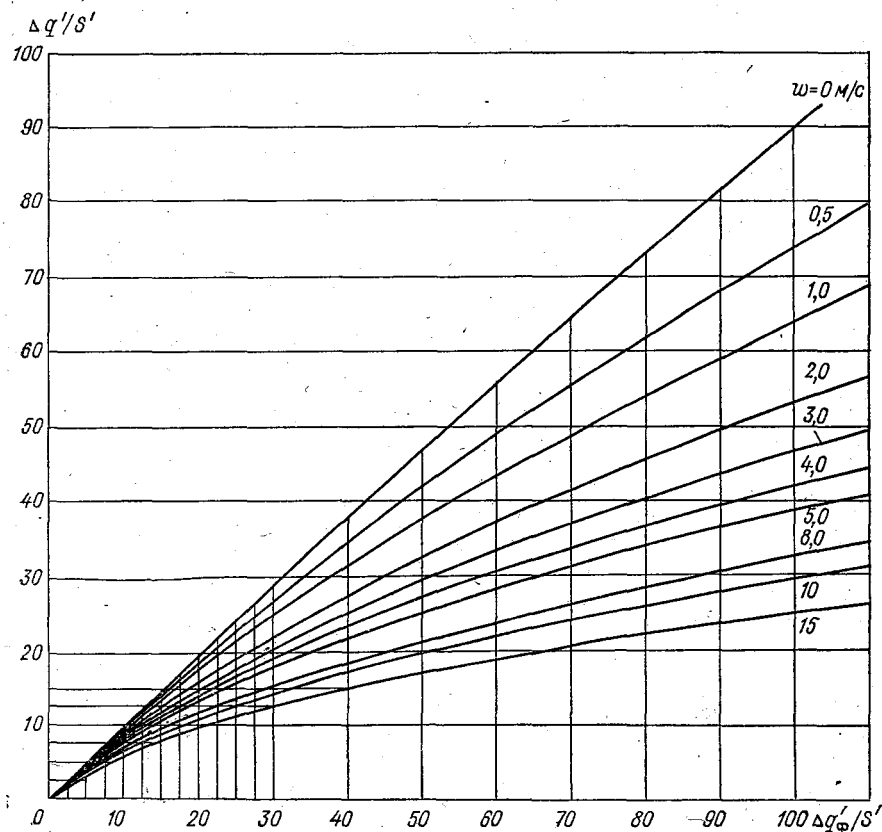


Рис. 5.3. Номограмма для определения отношения $\Delta q'/S'$ при расчете отрицательной составляющей теплового баланса тающего ледяного покрова.

Определяем относительную долю проникшей сквозь лед радиации (приложение 1) при толщине льда 56 см, она равна 0,158. Следовательно, проникшая радиация за 5 апреля составит $105,3 \text{ Дж/см}^2$ (графа 22), q_r составляет $25,1 \text{ Дж/см}^2$. Теплозапас в водной массе подо льдом за 5 апреля составил $130,4 \text{ Дж/см}^2$ (графа 24). При глубине 12 м и скорости течения 0,1 м/с доля теплоприхода, расходуемая на таяние льда, согласно табл. 5.5, составила 71 %. Теплоприток к нижней поверхности льда за сутки равен $92,6 \text{ Дж/см}^2$ (графа 25).

Стаивание льда с нижней поверхности ледяного покрова за первый день стаивания составило 0,28 см (графа 27), а поскольку

стаивания сверху не было, таково же и суммарное стаивание ледяного покрова (графа 28) и суммарное интегральное стаивание с верхней и нижней поверхностей ледяного покрова в первый день (графа 29). Затраченное тепло на суммарное стаивание льда сверху и снизу 5 апреля составило $92,4 \text{ Дж/см}^2$ (графа 31).

В первый день таяния суммарное количество тепла, поглощенное льдом, составляло $294,6 \text{ Дж/см}^2$ (графа 32), а оставшееся в толще льда тепло составляло соответственно $202,2 \text{ Дж/см}^2$ (графа 34). Относя это количество тепла к толще оставшегося льда, получаем среднее удельное содержание жидкой фазы в массе льда \bar{S} (графа 35). По формуле (5.1), принимая $S_0 = 184 \text{ Дж/см}^3$, определяется значение относительного разрушающего напряжения на изгиб (графа 36). Уже для первого дня таяния $\varphi = 0,78$.

В расчете для вторых и последующих суток есть некоторое различие сравнительно с первыми сутками расчета при определении теплообмена верхней и нижней поверхности ледяного покрова. В первые сутки \bar{S} равно $33,5 \text{ Дж/см}^3$, поэтому S' для вторых суток вычисляется как $S' = 33,5 + 1,5 \bar{S} = 38,9 \text{ Дж/см}^3$. Соответственно и объемная теплота таяния для верхнего слоя $L^* = 302,6 \text{ Дж/см}^3$.

При расчете стаивания льда с нижней поверхности толщину ледяного покрова учитываем меньшую, чем h_0 на толщину, стаявшую в первые сутки, что влияет на количество проникшей через лед солнечной радиации. Объемная теплота таяния с нижней поверхности тоже изменяется, она рассчитывается с учетом \bar{S} за первые сутки, как $L^{**} = 308 - 0,5 \bar{S} = 306,2 \text{ Дж/см}^3$. С учетом этого ее значения вычисляется слой стаивания снизу.

Аналогично выполняется расчет и за последующие дни таяния. Следует обратить внимание на то, что с 11 апреля с переходом к положительным значениям трансформированной средней суточной температуры воздуха и вычисленные значения Δq становятся положительными, т. е. действительными, а не фиктивными. Они также записаны в графу 11 и без изменений перенесены в графу 15 табл. 5.7.

Как показано в табл. 5.7, приток тепла ко льду 21 апреля уменьшается на некоторую величину. Этой величиной учитывается тепло, затраченное на таяние выпавших твердых осадков. Количество тепла, нужное для таяния выпавшего снега, выражено в миллиметрах осадков¹.

Конечный результат расчета — ежедневные значения h и φ , которые позволяют оценить прочность ледяного покрова. Проверить точность полученных данных практически невозможно. В известной степени об их надежности позволяет судить сопоставление вычисленной и фактической даты исчезновения льда на рассматриваемом участке водохранилища. В нашем примере по рас-

¹ Казалось, правильнее было бы считать, что количество тепла, нужное для получения 1 мм воды из снега, равно $33,5 \text{ Дж/см}^2$, но, принимая это количество тепла равным $41,9 \text{ Дж/см}^2$, мы компенсируем разницу в альбедо тающего льда и снега.

чету лед растаял 29 апреля, а фактическое очищение было отмечено 30 апреля. Проверка на материале пяти участков волжских водохранилищ за шесть лет показала, что вероятная погрешность расчетов не превышает 2 сут. Некоторые данные о точности расчета прочностных характеристик льда приводятся ниже, в п. 5.4 настоящей главы.

5.3. Краткосрочный прогноз прочностных характеристик ледяного покрова

Метод расчета, изложенный выше, при наличии прогноза метеорологических элементов применяется для краткосрочного прогноза толщины и прочности ледяного покрова в период его таяния. Для этого используются прогнозы средней суточной температуры воздуха на 5 сут. В последние годы, наряду с прогнозами средней суточной, средней дневной и средней ночной температуры воздуха, для прогнозов уменьшения прочности льда составляют также прогнозы скорости ветра, облачности и абсолютной влажности.

Составление и выпуск краткосрочных прогнозов начинается с того дня, когда по расчету начинается таяние льда. Ежедневно даются ожидаемые значения толщины и относительной прочности тающего ледяного покрова на 5-е сутки. Если в ходе этой работы оказывается, что прогноз метеорологических элементов на промежуточные дни сильно изменяется, выпускаются и уточненные прогнозы h и φ на эти дни.

Как показал опыт составления таких прогнозов, точность их достаточно высока. Значения относительной прочности φ , рассчитанные на 5-е сутки по ожидаемым метеорологическим элементам, отличаются от рассчитанных по фактическим данным обычно не более чем на 0,05, а толщина льда — на 2—3 см.

Для участков рек или водохранилищ, по которым выполнены расчеты прочностных характеристик ледяного покрова в период его таяния за более или менее длительный ряд лет, возможно получение локальных эмпирических зависимостей для краткосрочного прогноза этих характеристик. С учетом значительной инерции процесса уменьшения прочности ледяного покрова такие зависимости во многих случаях позволяют увеличить и заблаговременность прогнозов.

К настоящему времени ряды ежедневной толщины h и относительного разрушающего напряжения на изгиб (прочность) φ ледяного покрова рассчитаны для ряда участков водохранилищ Волжско-Камского каскада ГЭС. Сравнение рассчитанных данных и наблюдаемых оценок разрушенности ледяного покрова показало [13, 15], что наиболее характерными стадиями уменьшения прочности ледяного покрова являются моменты, когда относительная прочность φ становится равной 0,7; 0,5 и 0,25, что соответствует

2—3, 3—4 и 4—5 баллам разрушенности льда по принятым на речном флоте градациям. Исследованиями лаборатории продления навигации Горьковского института инженеров водного транспорта установлено, что активную работу по ледовой проводке транспортных судов целесообразно начинать при разрушенности ледяного покрова 3—5 баллов. Поэтому прогноз дат наступления $\varphi=0,5$ и $\varphi=0,25$ необходим для организации своевременного развертывания продленной навигации, и локальные зависимости разрабатывались для прогноза этих дат.

Как было показано, уменьшение прочности ледяного покрова начинается сразу же после схода снежного покрова. Наступление указанных дат зависит прежде всего от даты схода снега со льда D_{cc} . Дальнейший ход таяния в основном определяется колебаниями температуры воздуха. Практически, если приурочить выпуск прогноза к дате схода снежного покрова, мы можем учесть по прогнозу среднюю температуру воздуха за последующие 5 сут $\bar{\Theta}_5$. Особенно существенное влияние оказывает $\bar{\Theta}_5$ в случаях понижения ее до отрицательных значений, т. е. при перерыве в процессе таяния льда.

Необходимые для разработки эмпирических зависимостей ряды дат схода снега со льда и дат наступления заданной прочности ледяного покрова (как и его толщины) могут быть получены при наличии метеорологических данных для любых водных объектов, в том числе для вновь создаваемых водохранилищ. Сами прогностические зависимости [16] строятся обычно графически и имеют общий вид:

$$\Delta D_{\varphi_{0,5}} = a_1 \Delta D_{cc} + b_1 \Delta \bar{\Theta}_5 + c_1; \quad (5.22)$$

$$\Delta D_{\varphi_{0,25}} = a_2 \Delta D_{cc} + b_2 \Delta \bar{\Theta}_5 + c_2, \quad (5.23)$$

где $\Delta D_{\varphi_{0,5}}$ и $\Delta D_{\varphi_{0,25}}$ — отклонение от нормы дат наступления прочности льда соответственно $\varphi=0,5$ и $\varphi=0,25$; ΔD_{cc} — отклонение от нормы дат схода снега со льда; $\Delta \bar{\Theta}_5$ — отклонение от нормы средней температуры воздуха за 5 сут после схода снега со льда; $a_1, a_2, b_1, b_2, c_1, c_2$ — коэффициенты уравнений; их значения для Горьковского, Куйбышевского и Волгоградского водохранилищ приведены в табл. 5.8.

В этой же таблице приведены нормы значений $\bar{D}_{\varphi_{0,5}}$ и $\bar{D}_{\varphi_{0,25}}$; \bar{D}_{cc} и $\bar{\Theta}_5$. Следует заметить, что прогнозы по этим зависимостям содержат наибольшие погрешности в случаях неустойчивого характера погоды с резкими похолоданиями и снегопадами, особенно, если эти явления наступают позже, чем через 5 сут после выпуска прогноза. По этим зависимостям прогнозы составляются со средней заблаговременностью 7—10 сут. Точность зависимостей высокая, погрешность прогноза в пределах ± 2 сут обеспечена на 90—92 %.

Таблица 5.8

Средние многолетние значения и коэффициенты уравнений (5.22) и (5.23) по водохранилищам

Среднее многолетнее значение				Коэффициент					
$\bar{D}_{сс}$	$\bar{D}_{\Phi 0,5}$	$\bar{\Theta}_s$	$\bar{D}_{\Phi 0,25}$	a_1	b_1	c_1	a_2	b_2	c_2
Горьковское — Юрьевец—Пучеж									
24/III	3/IV	-0,2	8/IV	0,57	-1,93	-0,11	0,52	-1,74	0,45
Куйбышевское — Старая Майна — Ульяновск									
27/III	31/III	0,4	7/IV	0,97	-0,63	0,55	0,74	-0,75	0,68
Волгоградское — Сосновка — Ровное									
22/III	26/III	-0,4	1/IV	0,98	-0,54	0,23	0,80	-1,25	0,36

5.4. Прогноз несущей способности ледяного покрова и проходимости его для судов ледового плавания

Большой практический интерес представляет использование несущей способности ледяного покрова рек для проведения различных работ со льда, организации ледяных дорог и переправ.

Расчетная формула, позволяющая определять несущую способность ледяного покрова P с учетом уменьшения его прочности, была предложена Д. Ф. Панфиловым [10]

$$P = 0,136Rh^2(1 + 4\alpha), \quad (5.24)$$

где P — предельная нагрузка на лед, т; R — сопротивление тающего льда на изгиб, т/м²; h — толщина льда, м; α — отношение ширины и длины площади, на которую распространяется нагрузка.

Расчет по методу Булатова, как показано выше в п. 5.2, позволяет оценить толщину h и относительное разрушающее напряжение на изгиб ϕ тающего ледяного покрова на каждый день, начиная с даты схода снежного покрова до момента полной потери прочности.

Из уравнения (5.1) сопротивление тающего льда на изгиб можно представить как $R = \phi R_0$ и, приняв $\alpha = 0,1$ (при самых неблагоприятных условиях), уравнение (5.24) можно представить [7] в следующем виде:

$$P = 0,19R_0\phi h^2, \quad (5.25)$$

где R_0 — разрушающее напряжение на изгиб для льда при температуре 0 °С, не подвергавшегося воздействию солнечной радиации.

Оценка несущей способности ледяного покрова рек (водохранилищ) в период таяния проводится на каждый день расчетом по уравнению (5.25) с подстановкой соответствующих рассчитанных значений φ и h . Полученные значения предельных нагрузок соответствуют условиям разрушения ледяного покрова. Для получения допустимой нагрузки с учетом условий безопасности существующими руководствами рекомендуется вводить в расчетные формулы грузоподъемности различные коэффициенты запаса, которые определяются в зависимости от типа и назначения переправы и состояния ледяного покрова [3]. Они приведены в табл. 5.9.

Таблица 5.9

Значения коэффициента запаса для вычисления допустимой нагрузки на ледяной покров

Характер переправы	Состояние льда		
	ровный без трещин	сухие несквозные трещины	мокрые сквозные трещины
На пределе прочности с особым риском	1,0	1,2	1,6
С пониженной прочностью	1,2	1,4	1,9
Нормальная	1,6	—	—

Определение допустимой несущей способности ледяного покрова можно производить и иным путем, с учетом вероятной погрешности расчета предела прочности тающего льда на изгиб по методу Булатова [8]. Вероятная погрешность расчета составляет около 49 кН/м^2 ($4,8 \text{ т/м}^2$). В табл. 5.10 показаны погрешности расчета различной обеспеченности. Для удобства пользования они даны в двух применяемых в практике системах размерности (технической и СИ).

Расчет несущей способности в этом варианте осуществляется по формуле (5.25) с определением значений φ и h на каждый день

Таблица 5.10

Погрешности расчета предела прочности тающего льда на изгиб R (различной обеспеченности) [8]

Погрешность	Обеспеченность P , %								
	1	3	5	10	25	50	75	90	99
$\delta = R - R'_u \text{ Т с/м}^2$	-15	-13,5	-12	-9,0	-4,0	1,0	5,5	10	16
$\delta = R - R'_u \text{ кН/м}^2$	-147	-132	-118	-88	-39	10	54	98	157

по методу Булатова и подстановкой в формулу $R = R_0\varphi - \delta$, где погрешность δ определяется по табл. 5.10 в соответствии с заданной обеспеченностью.

Опыт расчетов, выполненных обоими способами, показал, что допустимой нагрузке, определенной с учетом коэффициента запаса 1,6, наиболее подходящего для обычных условий, соответствует нагрузка, рассчитанная с учетом погрешности расчета, обеспеченной на 10 %. При необходимости обеспечения более высокой надежности переправы расчет следует выполнять по второму способу, задавая погрешностью, обеспеченной менее чем на 10 %.

В обоих вариантах расчета важное значение имеет правильная оценка начальной прочности льда R_0 . Она обычно [1, 2 и др.] принимается в среднем равной 490 кН/м², но в каждом случае желательно ее измерение и включение в расчет реального значения R_0 .

Применение описанной методики для краткосрочного прогноза несущей способности ледяного покрова состоит в выполнении расчета за 5 сут таяния по метеорологическим элементам, ожидаемым на эти дни по прогнозу погоды. Прогноз составляется на каждые из 5 сут и выпускается последовательно ежедневно.

Составление прогнозов целесообразно начинать с момента наступления положительной температуры воздуха, а в малоснежных районах, где уменьшение прочности льда под влиянием солнечной радиации может начаться еще при отрицательной средней суточной температуре воздуха, со времени схода снега со льда.

Выполнение ежедневных расчетов ожидаемых значений φ и h удобнее всего с использованием ЭВМ по программе [6]. При небольшом числе объектов, по которым составляются прогнозы, можно вести расчеты по сокращенному способу (см. табл. 5.7). При отсутствии ЭВМ и большом объеме расчетов можно использовать физико-статистические зависимости. Простейшая из них [19] позволяет определить значения произведения φh на реках Дальнего Востока в зависимости от числа дней таяния n и от толщины ледяного покрова h_0 в первые сутки после схода снега со льда

$$\varphi h = h_0 [1 - \sqrt{n/(0,32h_0)}]. \quad (5.26)$$

Формула получена для периодов таяния $n \leq 30$ сут и при толщине льда $h \leq 1,0$ м. При этом φh , рассчитанные по формуле (5.26), отражают средние характеристики уменьшения прочности для данной толщины льда, а возможные минимальные ее значения не учитываются.

Такой прием, основанный на инерционном характере процесса, пригоден только для грубых прикидок, поскольку он не учитывает реальных метеорологических условий таяния.

Для рек зоны БАМа предложен способ предвычисления характеристики прочности льда φh [7] в зависимости от суммарного

теплопритока на дату расчета $\sum q$ и от толщины льда в первые сутки таяния. Расчетная формула имеет вид

$$\varphi h = a \exp(-b \sum q) + c, \quad (5.27)$$

где a, b, c — параметры уравнения.

Для рек зоны БАМа определены следующие значения параметров:

$$a = 0,72h_0 - 11,5; \quad b = 0,001; \quad c = 23,42 \exp(-0,024h_0) + 0,44h_0 - 64,4.$$

Значение c вычисляется по приведенной формуле, если $h_0 \leq 1$ м. При больших начальных толщинах льда $c = 0$.

Определение коэффициентов уравнения велось таким образом, чтобы рассчитанные значения φh были минимальными возможными при данных условиях.

По подобной схеме физико-статистические зависимости для прогноза несущей способности ледяного покрова могут быть разработаны практически для любого объекта или группы объектов с однородными условиями таяния ледяного покрова.

Расчет и прогноз прочностных характеристик тающего ледяного покрова (φ и h) необходим и для гидрометеорологического обеспечения работы ледоколов в весенний период продленной навигации.

При движении во льдах ледокол теряет часть своей скорости. Потеря скорости выражается разностью максимальной скорости v_m и скорости движения во льдах v . При работе ледокола в сплошном ледяном покрове соблюдается [13] условие

$$(v_m - v)^2 = A\varphi h^{3/2}. \quad (5.28)$$

Это уравнение является общим для всех типов ледоколов, но в зависимости от их ходовых качеств и мощности величины v_m и A принимают различные значения.

Для расчета скорости движения ледокольных судов (типы Пр-16 и Пр-1191) при максимальной скорости $v_m = 18$ км/ч применяется формула

$$v = 18 - \sqrt{A\varphi h^{3/2}}.$$

Для ледоколов типа Пр-16 $A = 1,4$, а для более мощных ледоколов типа Пр-1191 $A = 0,28$. Предсказание скорости движения ледокольных судов во льдах водохранилищ осуществляется путем подстановки в формулу (5.29) полученных по прогнозу прочностных характеристик ледяного покрова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булатов С. Н. Расчет прочности тающего ледяного покрова и начала ветрового дрейфа льда.— Л.: Гидрометеоздат, 1970, с. 120.
2. Бутягин И. П. Прочность ледяного покрова по экспериментальным исследованиям в натуральных условиях.— В кн.: Труды координационных совещаний по гидротехнике, вып. X. М.; Л., 1964, с. 27—33.
3. Гусев О. В. Переправы на льду.— Л.: Гидрометеоздат, 1961.— 17 с.
4. Ергин В. П. Влияние строения и толщины ледяного покрова на его радиационные свойства.— Труды ЗСРНИГМИ, 1978, вып. 37, с. 48—53.
5. Ергин В. П. К расчету альбеда ледяного покрова рек и водоемов.— Труды ЗапСибНИИ, 1984, вып. 65, с. 45—57.
6. Забелина Е. Ф. Расчет толщины и прочности тающего ледяного покрова рек.— Аннотированный перечень программ, поступивших в ОФАП Госкомгидромета, 1979, Обнинск, вып. 4, с. 27.
7. Забелина Е. Ф. О несущей способности ледяного покрова рек зоны БАМ в весенний период.— Метеорология и гидрология, 1980, № 5, с. 77—83.
8. Забелина Е. Ф. Методика прогноза характеристик прочности ледяного покрова рек зоны Байкало-Амурской магистрали в период вскрытия.— Труды Гидрометцентра СССР, 1984, вып. 258, с. 73—81.
9. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы.— Л.: Гидрометеоздат, 1970.— 341 с.
10. Панфилов Д. Ф. Расчет грузоподъемности ледяного покрова.— Труды ГИСИ, 1960, вып. 35, с. 144—168.
11. Пиотрович В. В. Образование и стаивание льда на озерах — водохранилищах и расчет сроков ледостава и очищения.— М.: Гидрометеоздат, 1958.— 192 с.
12. Полякова К. Н. Особенности стаивания ледяного покрова и вскрытия Средней Лены.— Труды ЦИП, 1966, вып. 151, с. 149—171.
13. Полякова К. Н. О прогнозе уменьшения прочности ледяного покрова весной на Волгоградском водохранилище.— Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 140, с. 32—41.
14. Полякова К. Н. Расчет температуры и влажности воздуха над ледяным покровом рек и водохранилищ в период его таяния.— Труды Гидрометцентра СССР, 1977, вып. 186, с. 120—133.
15. 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.
16. Полякова К. Н., Коновалова Г. М., Калядина Н. В. Расчет и краткосрочный прогноз нарастания и разрушения ледяного покрова на водохранилищах Волжско-Камского каскада для целей продления навигации.— Труды Гидрометцентра СССР, 1984, вып. 258, с. 57—73.
17. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов.— Л.: Гидрометеоздат, 1963.— 292 с.
18. Тимченко В. М., Шилина Л. И. О свойствах ледяного покрова на реках восточной зоны БАМ в весенний период.— Труды ДВНИГМИ, 1977, вып. 69, с. 38—44.
19. Тимченко В. М. Прогноз сроков вскрытия р. Уссури на основе учета соотношения между механическим и тепловым факторами разрушения ледяного покрова.— Труды Гидрометцентра СССР, вып. 117, с. 55—63.
20. Украинцев В. Н. Приближенное вычисление сумм прямой и рассеянной солнечной радиации.— Метеорология и гидрология, № 6, 1939, с. 3—18.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Значения $\exp(-0,165h^{0,6})$ для h от 1 до 100 см

h	$\exp(-0,165h^{0,6})$	h	$\exp(-0,165h^{0,6})$	h	$\exp(-0,165h^{0,6})$	h	$\exp(-0,165h^{0,6})$
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	0,178	75	0,112	100	0,074

Глава 6. Прогноз вскрытия рек

6.1. Условия вскрытия рек. Основные определяющие факторы

С началом весеннего снеготаяния приток талых вод в реки вызывает подъем их уровня, увеличение расходов воды и скорости течения. Воздействие солнечной радиации и теплообмена с воздухом приводит к уменьшению толщины и прочности ледяного покрова. Совместное действие этих факторов приводит обычно к подвижкам льда и вскрытию реки, которое сопровождается ледоходом. Лишь на некоторых реках СССР вскрытие может происходить при преобладающем влиянии одной из этих групп факторов.

Разрушение ледяного покрова начинается обычно с образования трещин и отделения льда от берега в результате подъема уровня воды в реке. Дальнейшая прибыль воды приводит к образованию сквозных закраин. Одновременно уменьшается прочность и толщина льда. За этим следует расчленение ледяного покрова на отдельные поля, преимущественно по линиям трещин, и подвижки льда. У островов, на крутых поворотах и на отмелях ледяной покров при подвижках ломается, возникают торосы, надвиги льда на низкие берега. При достаточном сопротивлении нижележащего ледяного покрова подвижки льда могут неоднократно повторяться пока не начнется общее движение льда на всем участке реки. Дата начала ледохода принимается за дату вскрытия данного участка реки. Условия возникновения подвижек льда и начала ледохода рассмотрены С. Н. Булатовым и Л. Г. Шуляковским [3, 22].

Первым условием является отделение льда от берега (или от берегового припайного льда) при повышении уровня воды над максимальным зимним не менее чем на

$$\Delta H \geq H - (H_3 + h_{\text{л}}), \quad (6.1)$$

где H — уровень воды при вскрытии, H_3 — максимальный зимний уровень, $h_{\text{л}}$ — толщина льда.

Основной силой, создающей в ледяном покрове напряжение, которое приводит к взлому и вскрытию реки, является влекущая сила потока.

Рассмотрев подробно возникающие напряжения во льду на сжатие и на изгиб, авторы приходят к выводу, что второе условие вскрытия выражается неравенством

$$Rh_{\text{в}} \leq f(\Delta H, H), \quad (6.2)$$

где R — разрушающее напряжение на изгиб для тающего льда. Практически удобнее рассчитывать значения относительного разрушающего напряжения тающего льда на изгиб φ (см. гл. 5). Поскольку разрушающее напряжение необлученного ледяного покрова R принимается постоянным (по крайней мере, для каждого участка реки), условие начала весеннего ледохода записывается в виде

$$\varphi h_b \leq f(\Delta H, H). \quad (6.3)$$

В этом неравенстве уровень воды H косвенно определяет влекущую силу потока, подъем уровня воды ΔH — степень свободы движения полосы льда, отделенной от берегов. Разумеется, конкретный вид зависимости для каждого участка реки различен и связан с совокупностью свойственных ему морфометрических и гидравлических условий. Однако принцип получения таких зависимостей единый, и условие (6.3) можно рассматривать как отражающее общую модель вскрытия рек.

6.2. Краткосрочные прогнозы сроков вскрытия рек

6.2.1. Прогнозы с использованием модели вскрытия рек

Критическое соотношение характеристик прочности льда и водности реки (6.3) для данного участка реки из года в год меняется с определенной закономерностью, обусловленной тем, что большая прочность льда к моменту вскрытия требует большей влекущей силы потока. Обычно эта закономерность выражается графиком зависимости, построенным по данным наблюдений. При этом в большинстве случаев достаточно бывает учесть в качестве аргумента один наиболее характерный для данного участка показатель водности реки. В общем случае для очень извилистых участков рек показательна величина ΔH , для прямолинейных H . В практике вопрос выбора показателя водности решается эмпирически. Также эмпирически решается и вопрос об оценке подъема по превышению уровня при вскрытии над максимальным зимним ΔH_{\max} или над минимальным за зиму ΔH_{\min} .

В качестве примера зависимости $\varphi h \leq f(\Delta H_{\max})$ приведем график на рис. 6.1 для р. Северной Двины у Абрамкова. Для каждого случая вскрытия на графике даны три значка: зачерненный кружок соответствует превышению уровня ΔH и φh в день вскрытия, не зачерненный — ΔH и φh накануне вскрытия, крестик — ΔH и φh на следующий день после вскрытия. Линия критических значений этих величин проводится так, чтобы она проходила, по возможности, между светлыми и черными кружками. В данном случае она аппроксимируется уравнением

$$\varphi h \leq 0,6 (\Delta H_w / 100)^2 + 1,2. \quad (6.4)$$

Квадратическая парабола — типичный вид подобных зависимостей.

В табл. 6.1 приводятся для примера данные за отдельные годы, использованные для построения и проверки зависимости.

Точность зависимости оценивается обеспеченностью погрешностей, которая в пределах отклонений ± 1 сут равна 92 %, ± 2 сут —

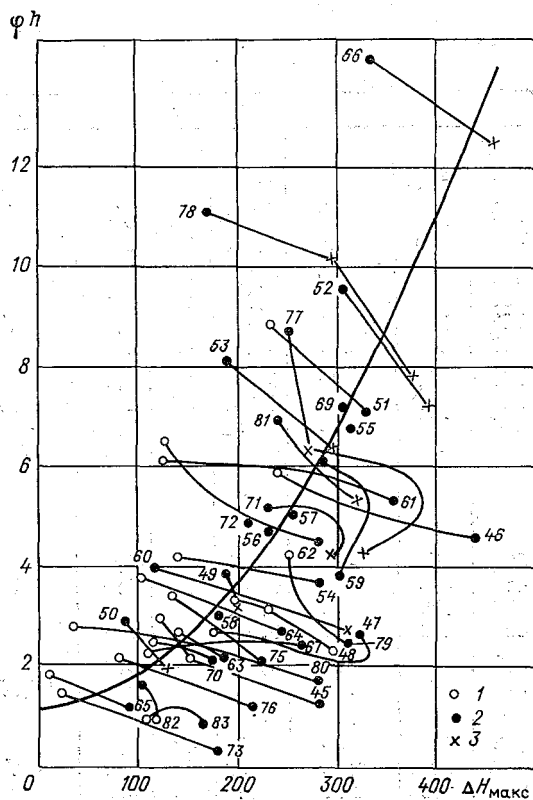


Рис. 6.1. Зависимость значения ϕh в день вскрытия от подъема уровня воды над максимальным зимним ($\Delta H_{\text{макс}}$) для р. Северной Двины у Абрамова.

1 — накануне вскрытия, 2 — в день вскрытия, 3 — на другой день после вскрытия.

100 %. Отметим, что указанные показатели получены при построении зависимости по данным за 1945—1969 гг. Проверка по материалам за 1970—1984 гг. показала, что они вполне устойчивы, обеспеченность погрешности ± 1 сут для этого периода составила 100 %.

Еще один нередко встречающийся вариант реализации модели вскрытия относится к рекам, которые вскрываются раньше

Таблица 6.1

Исходные данные и проверочные расчеты дат вскрытия р. Северной Двины у Абрамкова за отдельные годы

Год	Дата	H см	H _М см	$\Delta H_M = H - H_M$ см	Рассчитанная величина			Расчет вскрытия	
					Φ	h см	Φh	расчитанная дата	отклонение от фактической даты (дни)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1945	6/V	341	220	121	0,060	48	2,9	7/V	-1
	7/V	368	220	148	0,045	47	2,1		
	8/V*	497	220	277	0,020	46	0,92		
	9/V	448	220	228	0,015	40	0,60		
1946	1/V	451	321	130	0,19	40	7,6	3/V	0
	2/V	556	321	235	0,15	39	5,8		
	3/V*	762	321	441	0,12	37	4,5		
	4/V	850	321	529	0,09	45	3,2		
1947	26/IV	294	154	140	0,165	31	5,1	27/IV	-1
	27/IV	327	154	173	0,091	30	2,7		
	28/IV*	476	154	322	0,15	17	2,55		
	29/IV	555	154	401	0,15	15	2,30		
⋮									
1983	6/IV	320	359	-39	0,092	15	1,4	7/IV	-1
	7/IV	460	359	101	0,080	12	1,0		
	8/IV*	524	359	165	0,150	6	0,9		
	9/IV	608	359	249	0,0	1	0,0		
1984	24/IV	302	238	64	0,136	51	6,9	25/IV	0
	25/IV*	378	238	140	0,152	44	6,8		
	26/IV		238	282	0,121	38	4,6		
1985	3/V	345	295	50	0,135	41	5,6	4/V	-1
	4/V	417	295	122	0,133	33	4,4		
	5/V*	576	295	281	0,140	22	3,1		

Примечание. Значком * обозначена дата вскрытия реки.

существенного увеличения расходов воды. Условие вскрытия для этих рек принимает вид

$$\Phi h \leq c, \quad (6.5)$$

где c — некоторая постоянная величина.

Такого рода зависимость также устанавливается эмпирически на основании сопоставления многолетних данных о величине Φh и уровне воды в момент вскрытия.

Так, например, для р. Припяти у Мозыря предельное значение Φh принимается постоянным и равным 2,7. При этом обеспеченность погрешностей, не превышающих 2 сут, по данным за 1945—

1968 гг. составляет 92 %. По данным за 1969—1982 гг. она равна 90 %.

Расчет по неравенству (6.3) можно использовать и при разработке методики прогноза вскрытия участков рек, находящихся в существенно отличающихся от обычных условиях, например, рек, верховья которых не замерзают или участков рек ниже гидроузлов. Рассмотрим условия вскрытия нижнего течения р. Сырдарьи. Вскрытие здесь происходит весьма своеобразно. В одних случаях в результате отступления кромки ледяного покрова вниз по течению под влиянием размыва поступающими сверху талыми водами. В таких случаях продвижение кромки льда можно проследить по наблюдениям на гидрологических постах, а ледохода либо вовсе не бывает, либо он идет на коротких участках и весьма кратковременен. В других случаях вскрытие происходит в результате интенсивной прибыли воды и сопровождается более продолжительным ледоходом.¹ Для определения даты вскрытия такого рода реки необходимо выполнять параллельно расчеты движения кромки льда и условий вскрытия по неравенству (6.3). Зависимость вида (6.3) строится только по данным тех лет, когда отмечено вскрытие в результате механического воздействия потока. Такая зависимость, например, для р. Сырдарьи у Кармакчей, аппроксимируется неравенством

$$\varphi h \leq f \left(\frac{\Delta H + 175}{100} \right)^2. \quad (6.6)$$

Здесь ΔH — разность между уровнем, взятым за 5 сут до вскрытия и средним уровнем воды за первые 5 сут ледостава.

Такой прием позволяет избежать необходимости составления прогноза уровня воды. Он может быть использован также и на некоторых иных реках, где подъем уровня воды происходит медленно и с более или менее постоянной интенсивностью.

Для расчета движения кромки льда Булатовым в результате анализа составляющих теплового баланса ледяного покрова на прилегающем к кромке участке реки предложено следующее уравнение:

$$308h_0 = \frac{8640}{lb} \sum_{i=1}^{i=n} \vartheta_i Q_i + \sum_{i=1}^{i=n} B_i, \quad (6.7)$$

где h_0 — средняя на участке толщина льда, см; l — расстояние между верхним и нижним створом, км; ϑ — температура воды по верхнему створу за 20 ч, °С; Q — расход воды, м³/с; B_i — суточный теплообмен на поверхности воды или льда, Дж/(см²·сут); b — средняя ширина участка, км; объемная теплота таяния — 308 Дж/см².

¹ Интенсивная прибыль воды здесь может возникать либо в многоснежные зимы в нижней части бассейна, либо при увеличенных по тем или иным причинам сбросах воды через Чардаринский гидроузел.

Левая часть уравнения учитывает общее количество тепла, необходимое для его таяния, а правая — тепло, поступающее ко льду от всех источников за период его таяния и определяющее, таким образом, длительность этого периода (n сут). Расчет выполняется последовательно, день за днем, пока правая часть уравнения не станет равна левой. Из сроков вскрытия, полученных расчетом по формулам (6.6) и (6.7) для условий данного года, в прогнозе указывается более ранний из них.

Обеспеченность этого метода в целом 95 %. При этом прогнозные даты, определенные по зависимости (6.6), чаще всего приходится на случаи позднего вскрытия. Это и естественно, поскольку в подобных случаях после суровых зим сохраняется относительно прочный лед и бывают значительные снегозапасы в бассейне.

Локальные зависимости вида (6.3) к настоящему времени выявлены для большого числа рек, расположенных в различных географических зонах страны, текущих в разных направлениях и имеющих разные размеры (водность).

Разработка и применение в практике описанной методики рекомендуется для рек с площадью бассейна не менее 10 тыс. км². Для меньших рек, если и возможно выявление зависимости вида (6.3), практически ее применять обычно не удастся из-за отсутствия методики прогноза подъема уровня малых рек в начале половодья.

6.2.2. Методика прогноза сроков вскрытия рек по обобщенной зависимости

Потребность в обобщении зависимостей для расчета и краткосрочного прогноза вскрытия рек весьма велика, поскольку разработка локальных зависимостей требует, во-первых, наличия многолетних рядов наблюдений, во-вторых, выполнения большого объема теплосбалансовых расчетов для определения прочностных характеристик ледяного покрова к моменту вскрытия.

Для преодоления этих трудностей предложен [12] практический прием обобщения расчетных зависимостей с помощью представления характеристик прочности ледяного покрова и водности реки¹ в момент вскрытия в виде модульных коэффициентов.

Предложенное Булатовым неравенство, выражающее условия вскрытия реки, приобретает при этом вид

$$\varphi h_v / (\overline{\varphi h_v}) \leq f(Q_v / \overline{Q_v}). \quad (6.8)$$

Правая часть неравенства является модульным коэффициентом расхода воды при вскрытии, левая часть — модульный коэффи-

¹ В качестве такой характеристики при обобщении может быть использован только расход воды [4].

циент прочности льда. Здесь Q_v — расход при вскрытии, \bar{Q}_v — средний многолетний расход в этот момент, φh_v — относительная прочность льда на дату вскрытия, $\overline{\varphi h}_v$ — среднее многолетнее значение той же характеристики прочности льда в день вскрытия.

Зависимость, представленная формулой (6.8), показана на рис. 6.2, и линия критических значений аппроксимирована неравенством

$$\varphi h / (\overline{\varphi h}) \leq [1 - \exp(-Q_v / \bar{Q}_v)] Q_v / \bar{Q}_v + 0,25. \quad (6.9)$$

Проверка обобщенной зависимости, а также соответствующих локальных зависимостей показала, что обеспеченность допустимых

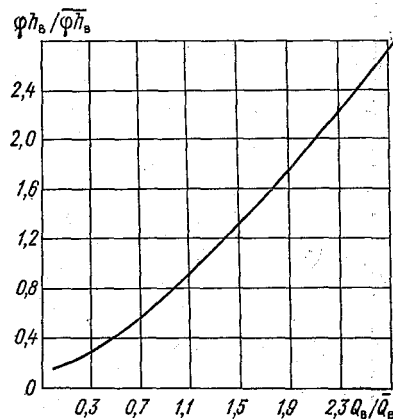


Рис. 6.2. Связь модульных коэффициентов прочности льда и расхода воды в день вскрытия.

погрешностей по общей и локальным зависимостям имеет близкие значения и составляет соответственно 90 и 93 %, а средняя квадратическая погрешность 1,7 сут.

График на рис. 6.2 и формула (6.9) могут служить основой для прогнозирования сроков вскрытия малоизученных рек, или тех участков рек, на которых нет достаточных рядов наблюдений. Однако при этом возникает задача определения средних многолетних значений расхода воды \bar{Q}_v и характеристики прочности льда $\overline{\varphi h}_v$ на дату вскрытия.

Для определения \bar{Q}_v выполнен [13] анализ однородности условий формирования стока половодья, который позволил выделить на территории страны десять регионов, для каждого из которых выявлена своя зависимость нормы расхода воды в день вскрытия от площади водосбора (рис. 6.3). Средний за многолетний период расход воды при вскрытии данной реки может быть вычислен по формуле

$$\bar{Q}_v = c_1 + c_2 F. \quad (6.10)$$

Постоянные параметры c_1 и c_2 определяем по табл. 6.2 для региона, в котором находится река. Коэффициент корреляции для уравнения (6.10) составляет 0,90.

Норма прочностной характеристики ледяного покрова реки при вскрытии $\overline{\varphi h_{\text{в}}}$, как показали исследования [13], может быть определена по ее связи с нормой максимальной за зиму толщины льда $\overline{h_{\text{л}}}$ и продолжительности периода $\overline{\Delta}$ от даты схода снега со льда до даты вскрытия реки. Указанная связь описана уравнением

$$\overline{\varphi h_{\text{в}}} = 2,67 \overline{h_{\text{л}}} / \overline{\Delta} - 5,50. \quad (6.11)$$

Следует отметить, что данная связь верна во всем диапазоне изменения значений $\overline{h_{\text{л}}} / \overline{\Delta}$, начиная с 2,0. Если $\overline{h_{\text{л}}} / \overline{\Delta} \leq 2,0$, то $\overline{\varphi h_{\text{в}}}$ равна 0,1.

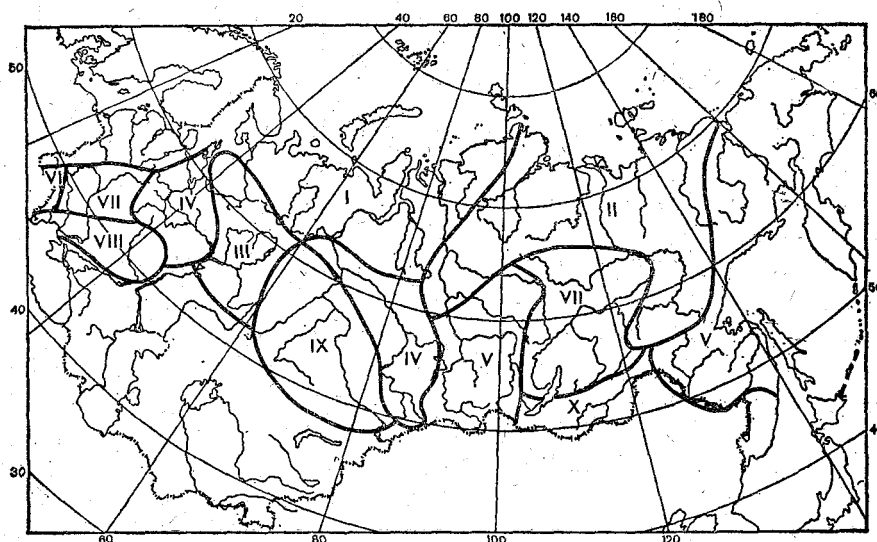


Рис. 6.3. Карта регионов, для которых определены модули расхода воды при вскрытии.

Для неизученных рек максимальная за зиму толщина льда $\overline{h_{\text{л}}}$ может быть определена по картам, обобщающим ее значения¹. В случае невозможности использования таких карт ее можно приближенно оценить по формуле

$$\overline{h_{\text{л}}} = 0,024 \overline{\sum \Theta_{-}} + 24,6, \quad (6.12)$$

где $\overline{\sum \Theta_{-}}$ — средняя многолетняя сумма средних суточных отрицательных температур воздуха за осенне-зимний период, которая может быть получена по данным климатических справочников.

Продолжительность периода от даты схода снега со льда до даты вскрытия также может быть определена по режимным и климатическим данным. Сход снега со льда наблюдается в среднем на 3-е суток раньше средней многолетней даты устойчивого

¹ Для рек севера Сибири можно использовать работу [5].

Таблица 6.2

Параметры уравнения (6.10) для регионов (рис. 6.3)

Регион	c_1	c_2	Регион	c_1	c_2
I	348	0,0289	VI	83,6	0,0112
II	564	0,0184	VII	69,6	0,0089
III	152	0,0229	VIII	63,2	0,0077
IV	127	0,0158	IX	71,2	0,0053
V	115	0,0105	X	37,3	0,0029

перехода средней суточной температуры воздуха к положительным значениям (коэффициент корреляции 0,97). Даты же устойчивого весеннего перехода температуры воздуха через 0°C (\bar{D}_0) имеются в климатических справочниках. Среднюю многолетнюю дату вскрытия участка реки $\bar{D}_в$, на котором нет достаточных рядов наблюдений, можно определить по карте, имеющейся в работе [6]. Для рек севера Сибири можно использовать более точный расчет, методика которого дана в работе [5].

Следовательно, значения $\bar{\Delta}$ можно рассчитать как

$$\bar{\Delta} = \bar{D}_в - \bar{D}_0 + 3. \quad (6.13)$$

Таким образом, подставляя h_n и $\bar{\Delta}$ из уравнений (6.12) и (6.13) в уравнение (6.11), имеем:

$$\overline{\varphi h} = \frac{0,064 \sum \Theta + 65,7}{\bar{D}_в - \bar{D}_0 + 3} - 5,50. \quad (6.14)$$

С использованием значений $\bar{Q}_в$ и $\overline{\varphi h}_в$, вычисленных по уравнениям (6.10) и (6.14), график на рис. 6.2 и формула (6.9) могут служить общей основой для прогнозирования сроков вскрытия участков рек, на которых нет гидрологических наблюдений или их продолжительность мала.

Проведенная проверка показала, что замена параметров, вычисленных по данным наблюдений, их значениями, полученными по уравнениям (6.10) и (6.14), приводит к снижению обеспеченности метода в среднем в пределах 3—4%. При этом его удовлетворительное качество вполне сохраняется.

Для прогноза времени вскрытия реки необходимо предвычисление расходов воды в период, предшествующий вскрытию. Из имеющихся методик для таких прогнозов может быть рекомендована математическая модель, описанная во втором выпуске настоящего Руководства (гл. 6). Ее применение требует использования ЭВМ при выпуске оперативных прогнозов.

При отсутствии ЭВМ может быть использована методика [14], разработанная специально для обеспечения составления краткосрочных прогнозов вскрытия рек. При ее создании основной задачей ставилось не максимально точное определение ежедневных

расходов, а правильная оценка времени их интенсивного увеличения до критических значений, при которых происходит вскрытие реки.

Еще проще прогнозы расходов воды на подъеме половодья могут быть составлены на основе рекомендаций, имеющих в работе [16], как показано в Методических указаниях¹.

Предложенные два подхода к прогнозу расхода воды в начале половодья могут быть применены, в частности, и для рек с небольшими рядами наблюдений, поскольку для получения коэффициентов прогностических уравнений достаточно иметь наблюдения примерно за 10 лет. Для совершенно неизученных водных объектов задача прогноза расхода воды в период вскрытия в первом приближении может быть решена на основе районирования территории по условиям формирования процесса вскрытия рек. Так, например, для севера европейской части СССР в работе [1] дано районирование территории для целей прогноза летне-осеннего стока. Применение его для прогноза расходов воды в период вскрытия рек дало удовлетворительные результаты. Если для интересующего бассейна работы по гидрологическому районированию не выполнялись, можно в качестве первого приближения исходить из схемы однородных регионов, приведенной на рис. 6.3.

6.2.3. Пример составления краткосрочного прогноза вскрытия рек на основе модели процесса вскрытия

Краткосрочный прогноз вскрытия, основанный на использовании модели процесса вскрытия, может быть составлен по локальным зависимостям (6.3) и по обобщенной зависимости (6.8), (6.9). В качестве примера рассмотрим порядок составления прогноза вскрытия р. Вычегды у Сыктывкара в 1986 г. по обобщенной зависимости. Для полноты изложения примем, что климатическая норма прочности льда и расхода воды в день вскрытия неизвестна.

1. Расчет нормы расхода воды в день вскрытия выполняем по уравнению (6.10). Площадь водосбора р. Вычегды до Сыктывкара $F=66\,900$ км². Согласно схеме районирования (рис. 6.3), данный бассейн относится к району III, по табл. 6.2 $c_1=152$, $c_2=0,0229$. Отсюда норма расхода воды при вскрытии $\bar{Q}_в=1680$ м³/с.

2. Расчет нормы относительной характеристики прочности льда выполняем по уравнению (6.14). Средняя многолетняя сумма средних суточных отрицательных температур за зиму для г. Сыктывкара $\sum \Theta_- = 1680$ °С.

Среднюю многолетнюю дату вскрытия реки находим по карте из работы [6]. $\bar{D}_в=25$ апреля. Средняя многолетняя дата перехода средней суточной температуры воздуха через 0 °С весной по климатическому справочнику $\bar{D}_0=8$ апреля. Отсюда норма отно-

¹ Т. П. Силантьева, С. В. Борщ. Методические указания. Метод краткосрочного и среднесрочного прогноза вскрытия рек на основе обобщенной зависимости.— М.: Изд-во Гидрометцентра СССР, 1987.— 28 с.

сительной характеристики прочности льда по уравнению (6.14) составляет $\overline{\varphi h_b} = 3,2$.

3. Рассчитываем модульные коэффициенты характеристик прочности льда и расходов воды в 1986 г. Расчет выполняем по прогностическим значениям φh (на основе прогноза метеорологических элементов) и Q^1 (табл. 6.3).

Поскольку вскрытие реки произойдет при выполнении неравенства (6.9), проверяем выполнение неравенства последовательно на каждый расчетный день. Из данных табл. 6.3 видно, что вскрытие р. Вычегды у Сыктывкара по прогнозу ожидается 26 апреля, так как по данным на 25 апреля левая часть неравенства (0,91) больше, чем правая (0,33), а на 26 апреля левая часть (0,34) уже чуть меньше правой (0,35). Это видно и на рис. 6.2. Фактическая дата вскрытия 25 апреля, погрешность прогноза составляет 1 сут.

Таблица 6.3

Краткосрочный прогноз срока вскрытия р. Вычегды у Сыктывкара в 1986 г. (по прогностическим значениям φh и Q)

Дата схода снежного покрова 16 апреля 1986 г.

($\overline{\varphi h_b} = 3,2$; $\overline{Q_b} = 1680 \text{ м}^3/\text{с}$)

Дата	φh	$\varphi h / \overline{\varphi h_b}$	$Q \text{ м}^3/\text{с}$	$Q / \overline{Q_b}$
21/IV	14,0	4,33	398	0,24
22/IV	10,0	3,13	418	0,25
23/IV	7,2	2,25	454	0,27
24/IV	4,6	1,44	442	0,26
25/IV	2,9	0,91	518	0,31
26/IV	1,1	0,34	542	0,35
27/IV	0,5	0,16	654	0,39

6.3. Прогнозы вскрытия рек на средние сроки

Прогнозы вскрытия рек с заблаговременностью от 6 до 15 (иногда до 20) сут называются обычно среднесрочными прогнозами.

Общий подход к решению задачи среднесрочных прогнозов выявлен [13] в результате анализа возможности экстраполяции процессов уменьшения прочности льда и весеннего подъема для определения оптимального момента выпуска прогноза. Эти процессы начинаются со времени устойчивого потепления и схода снега со льда. Продолжительность периода от даты схода снега до вскрытия в среднем для большинства рек СССР составляет более 10 сут, а для многих 15—25 сут. Анализ показал, что

¹ Прогноз Q составлялся с помощью приема, описанного в упомянутых выше Методических указаниях.

процесс развития половодья в предшествующие вскрытию 5—6 сут принимает уже необратимый характер. В связи с этим соотношение показателей водности реки и прочности льда, характерное для данного года, проявляется не только в день вскрытия, но и за несколько дней до него. Иначе говоря, это соотношение, отражающее условия вскрытия реки, относится ко всему периоду активного разрушения льда. Поэтому можно выявить локальные зависимости

$$\varphi h_{в-i} \leq f(Q_{в-i}), \quad (6.15)$$

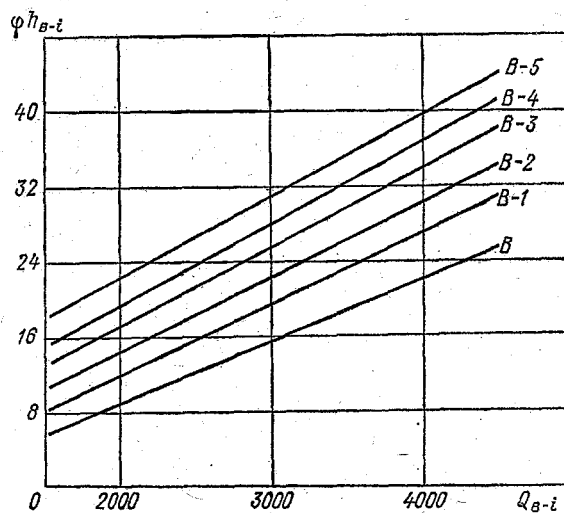


Рис. 6.4. Номограмма зависимости $\varphi h_{в-i} \leq f(Q_{в-i})$ для р. Лены у Витима.

где $\varphi h_{в-i}$ и $Q_{в-i}$ — соответственно характеристики прочности льда и водности реки в каждый из нескольких дней ($i=1..5$), предшествующих вскрытию.

Для каждого из этих дней можно построить отдельную прогностическую зависимость. Объединяя зависимости за 6 сут (включая дату вскрытия), получаем номограмму, которая позволяет, последовательно уточняя, прогнозировать сроки вскрытия реки с использованием промежуточных прогнозов φh и Q с заблаговременностью от 10 до 6 сут. Пример номограммы для р. Лены у Витима приведен на рис. 6.4.

Подобные номограммы зависимостей для среднесрочных прогнозов вскрытия построены для ряда участков рек СССР. Каждая из них аппроксимирована неравенством

$$\lg \varphi h_{в-i} \leq A \lg Q_{в-i} + B. \quad (6.16)$$

Значения постоянных коэффициентов A и B этого неравенства для каждого участка (пункта) даны в работе [13].

Для других участков рек, особенно тех, где ряды наблюдений недостаточны или получение локальных зависимостей затруднительно по другим причинам, целесообразно и для среднесрочных прогнозов применение обобщенных зависимостей. Обобщение достигнуто тем же путем, что и для краткосрочных прогнозов, т. е. с помощью представления обеих частей неравенства (6.15) в виде соответствующих модульных коэффициентов.

При этом закономерный характер убывания ϕh и возрастания Q в эти дни позволяет упростить расчет и использовать для

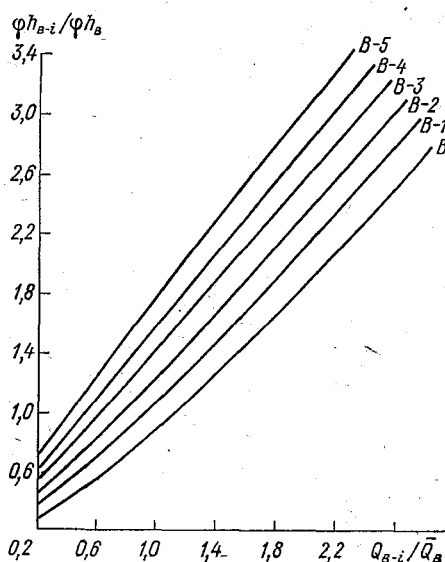


Рис. 6.5. Связь модульных коэффициентов прочности льда и расходов воды за дни, предшествующие вскрытию ($B-i$).

всех дней нормы $\bar{\phi h}_B$ и \bar{Q}_B , рассчитанные на день вскрытия. Получаем неравенство

$$\bar{\phi h}_{B-i}/(\bar{\phi h}_B) \leq f(Q_{B-i}/\bar{Q}_B). \quad (6.17)$$

Обобщенная номограмма этой зависимости показана на рис. 6.5. Нижняя линия соответствует дню вскрытия и совпадает с изображенной на рис. 6.2. Сближение линий в нижней части графика объясняется тем, что при относительно малой прочности льда вскрытие будет происходить соответственно при более или менее близких значениях расходов воды.

Приведенная графическая зависимость аппроксимирована неравенством

$$\phi h_{B-i}/(\bar{\phi h}_B) \leq \{1 - \exp[-(i+1)(Q_{B-i}/\bar{Q}_B)]\} Q_{B-i}/\bar{Q}_B + 0,05i + 0,25. \quad (6.18)$$

Это неравенство при $i=0$, т. е. для дня вскрытия обращается в неравенство (6.9). Применение номограммы (рис. 6.5) и

формулы (6.18) не требует дополнительных расчетов для перехода от краткосрочных к среднесрочным прогнозам.

Точность прогнозов по этой методике характеризуется средней квадратической погрешностью для прогноза на 10-е сутки для всех пунктов, по которым велась проверка, S изменяется от 3,0 до 4,3 сут, при допустимой 4,8 сут. Для всех прогнозов с заблаговременностью от 6 до 10 сут средняя квадратическая погрешность на одни сутки меньше допустимой.

Таким образом, в целом методика имеет достаточную точность и применима для рек различных размеров, протекающих во всех регионах страны, в том числе для участков рек, где нет достаточных рядов наблюдений.

Существуют, однако, и некоторые ограничения в ее применимости. Прежде всего, как и методика краткосрочных прогнозов, она может применяться лишь для рек с площадью бассейна больше 10 тыс. км², причем для рек с площадью бассейна $10 < F \leq 15$ тыс. км² удовлетворительными могут быть только прогнозы с заблаговременностью до 7 сут.

Другое ограничение также касается заблаговременности прогнозов. Иногда из-за большой интенсивности притока тепла условия для вскрытия возникают сразу соответствующие не пятым суткам до вскрытия, а четвертым или третьим. Заблаговременность прогноза оказывается уже не 10, а 9 или 8 сут. Такой же эффект может обусловить и не очень точный прогноз температуры воздуха.

Проследим эти особенности составления прогноза на примере среднесрочного прогноза вскрытия р. Вычегды у Сыктывкара в 1986 г.

Сход снега со льда по расчету был 16 апреля. По прогнозу погоды, составленному 17 апреля, рассчитанные на пятые сутки периода заблаговременности значения характеристик прочности льда и расхода воды не удовлетворяли соотношения для $\overline{\phi h_{в-5}} / (\overline{\phi h_{в}})$ и $Q_{в-5} / \overline{Q_{в}}$ (рис. 6.5). Прогноз вскрытия р. Вычегды в этот день не выпускался.

По прогнозу метеорологических элементов, составленному 18 апреля, потепление ожидалось более интенсивным. Рассчитанные по этому прогнозу значения $\overline{\phi h}$ и ожидаемые значения Q приведены в табл. 6.4.

По этим исходным данным 22 апреля модульные коэффициенты $\overline{\phi h} / (\overline{\phi h_{в}})$ и $Q / \overline{Q_{в}}$ лежат на рис. 6.5 на линии 4-ых суток до вскрытия. Прогнозируемая дата вскрытия, следовательно, через 4 сут после 22 апреля, т. е. 26 апреля. Заблаговременность этого прогноза 8 сут. Из изложенного видно, что максимальная заблаговременность (10 сут) не достигается из-за большой интенсивности уменьшения $\overline{\phi h}$ и неточности прогноза метеорологических элементов, составленного 17 апреля.

На тех участках рек, где инерционный характер процессов ослабления ледяного покрова и весенней прибыли воды особенно ярко выражен, есть возможность прогноза сроков их вскрытия

Таблица 6.4

Среднесрочный прогноз вскрытия р. Вычегды у Сыктывкара в 1986 г.
(по прогнозу ϕh и Q , составленному 18 апреля)

Дата	ϕh	$\phi h / \overline{\phi h}_n$	Q м ³ /с	Q / \overline{Q}_n
18/IV	23,2	7,2	320	0,20
19/IV	16,5	5,2	365	0,22
20/IV	8,5	2,6	390	0,23
21/IV	3,5	1,1	398	0,24
22/IV	2,1	0,66	418	0,25
23/IV	1,8	0,56	436	0,26

с заблаговременностью больше 10 сут. Такой характер весенних процессов имеет место на больших реках, особенно текущих с юга на север, реках районов, где длительное таяние льда связано с устойчивым преобладанием весной антициклонической погоды при большой начальной толщине льда (в зоне сибирского антициклона), а также на реках с замедленной весенней прибылью воды.

На подобных реках время начала таяния льда, тенденция уменьшения его прочности и нарастания расхода воды в начале этих процессов в достаточной степени определяют сроки их вскрытия.

В общем виде зависимость такого рода выражается [13] уравнением

$$\Delta = c_0 + c_1 \lg(\Delta Q_n + 20) + c_2 \lg \phi h_n, \quad (6.19)$$

где Δ — количество суток от даты схода снега со льда D_c до даты вскрытия; ΔQ_n — увеличение расхода воды за n суток после D_c ; ϕh — характеристика прочности ледяного покрова на n -е сутки после D_c ; c_0, c_1, c_2 — коэффициенты корреляционного уравнения. Их значения для ряда участков рек даны в работе [13].

При разработке методики n определяется последовательными приближениями, как наименьшее число суток после схода снега со льда, когда расчет по формуле (6.19) дает удовлетворительные результаты.

При выявлении локальных зависимостей такого типа возможна замена расхода воды соответствующим уровнем воды. Это особенно важно для участков рек, где измерения расходов отсутствуют. В качестве примеров приведем уравнения, полученные [11] для р. Кеть у Максимкиного Яра и для р. Нижняя Обь у Сургута.

Первое уравнение имеет вид

$$\Delta = 0,25\phi h_4 - 0,26 \Delta H_4 - 0,32ND_c + 33,6, \quad (6.20)$$

где ϕh_4 — относительная прочность ледяного покрова на 4-е сутки после схода с него снега; ΔH_4 — превышение уровня воды в этот день над минимальным предвесенним; ND_c — число суток от 28 февраля до даты схода снега со льда.

Составление прогноза по уравнению (6.20) возможно без использования промежуточных прогнозов на 4-е сутки после схода снега со льда. Заблаговременность при этом составляет в среднем 16 сут.

Для Нижней Оби у Сургута уравнение аналогично равенству (6.20), но выпуск прогноза приурочивается к дате схода снега со льда, ΔH (над максимальным зимним) и φh определяется на эту дату

$$\Delta = 0,159\varphi h - 0,014 \Delta H - 0,32ND_c + 38,7. \quad (6.21)$$

Здесь сказывается большое значение подъема, происходящего под влиянием притока паводковых вод из южной части бассейна. Тенденция подъема определяется уже к дате схода снега D_c . Средняя заблаговременность прогнозов по уравнению (6.21) составляет 21 сут.

Разработка локальных зависимостей типа (6.20) и (6.21) требует, разумеется, значительной затраты сил и времени на подбор оптимального варианта прогностического уравнения.

6.4. Прогнозы вскрытия рек с помощью физико-статистических зависимостей

Физико-статистические зависимости выявляются на основе косвенного выражения факторов вскрытия с учетом особенностей этого процесса на каждой реке. Важнейшим из учитываемых факторов является суммарный теплоприход к снежному и ледяному покрову. Теплоприход к снежно-ледяной поверхности в весенний период учитывается [15] с помощью специальной номограммы. По этой номограмме определяется теплообмен через единицу площади (см^2) верхней поверхности снежного или ледяного покрова за дневную часть суток по дате и средней дневной температуре воздуха. Порядок расчета средних дневных значений метеорологических элементов изложен в гл. 5. Теплообмен за ночную часть суток в расчет не вводится. Получаемые по номограмме значения теплообмена принимаются за удельные значения суточного теплообмена q_0 ($\text{Дж}/(\text{см}^2 \cdot \text{сут})$).

При расчете по номограмме таяние снега на льду не учитывается, поэтому, независимо от степени точности расчета, суммы тепла, получаемые с помощью этой номограммы, следует рассматривать как косвенные, относительные характеристики таяния ледяного покрова.

Построение номограммы показываем на примере, относящемся к югу европейской части СССР (48° с. ш.).

Расчеты производим для середины каждого месяца, в данном случае февраля, марта и апреля, для каждого целого градуса средней дневной температуры воздуха от -2 до 12°C . Точки, полученные для каждого значения температуры воздуха, соединяются плавной линией (рис. 6.6).

Использование определяемых по номограмме значений q_0 имеет особенно большое преимущество перед простым расчетом суммы положительных температур воздуха для рек южных и западных бассейнов. Большинство из этих рек течет в направлении с севера на юг или с востока на запад, т. е. как бы навстречу основному направлению распространения тепла и вскрытия. Поэтому основным фактором, от которого зависит количество тепла, необходимое для вскрытия реки $\sum q_0$, здесь является толщина льда, которая часто заменяется косвенной характеристикой — суммой отрицательных средних суточных температур воздуха за период ледостава ($\sum \Theta_-$).

В качестве примера получения зависимости, в которой учитывается суммарный приход тепла $\sum q_0$ (Дж/(см²·сут)), необходимый для вскрытия реки, и сумма отрицательных температур воздуха за период

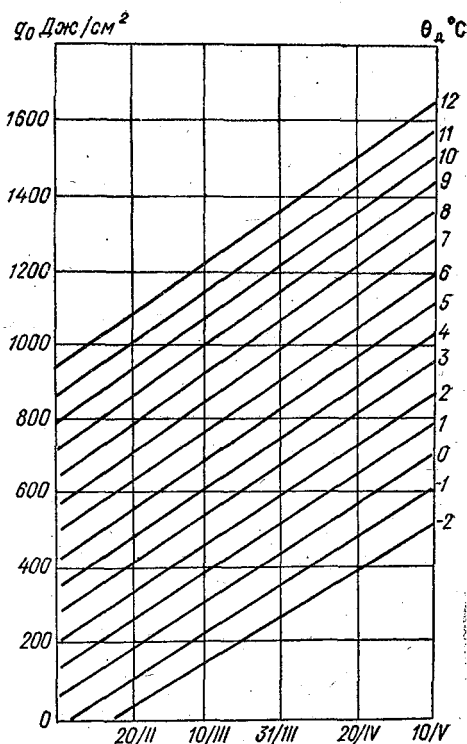


Рис. 6.6. Номограмма для определения удельного теплообмена по дате и средней дневной температуре воздуха для юга европейской части СССР (48° с. ш.).

ледостава $\sum \Theta_-$, может быть приведена зависимость для вскрытия р. Дон у Казанской. Зависимость имеет вид

$$\sum q_0 = 4,35 \sum \Theta_- + 5,83, \quad (6.22)$$

q_0 подсчитывается по номограмме (рис. 6.6).

Для рек, на которых велика изменчивость и весеннего подъема, и толщины льда, и стаяния ледяного покрова, причем эти факторы слабо связаны между собой, как это имеет место на многих реках центральных районов европейской части СССР, они должны учитываться раздельно. Для р. Оки у Калуги, например, можно составить прогноз вскрытия по зависимости, выраженной графиком на рис. 6.7.

Вскрытие большинства рек, текущих с юга на север, зависит, главным образом, от действия волны половодья на сравнительно

мало разрушенный ледяной покров. Так, например, р. Северная Двина у Березников вскрывается при воздействии волны половодья, формирующейся в верховьях реки, а также на р. Ваге. При этом необходимое для вскрытия реки количество тепла зави-

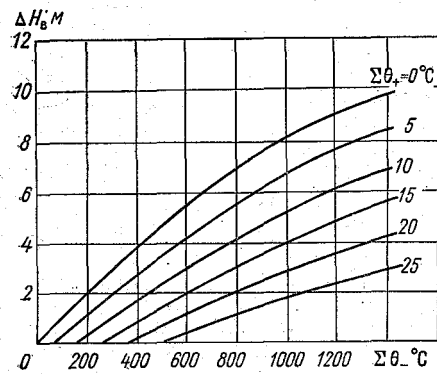


Рис. 6.7. Зависимость для прогноза вскрытия р. Оки у Калуги с учетом суммы отрицательных средних суточных значений температуры воздуха от начала ледостава $\Sigma\theta_-$ и суммы положительных средних суточных температур до вскрытия $\Sigma\theta_+$.

сит от степени подготовленности ледяного покрова и снега к таянию и водоотдаче.

Состояние снежного и ледяного покрова в значительной степени отражает средняя температура воздуха за 10 сут $\bar{\theta}_{10}$ до ее перехода через 0°C , а формирование подъема уровня воды —

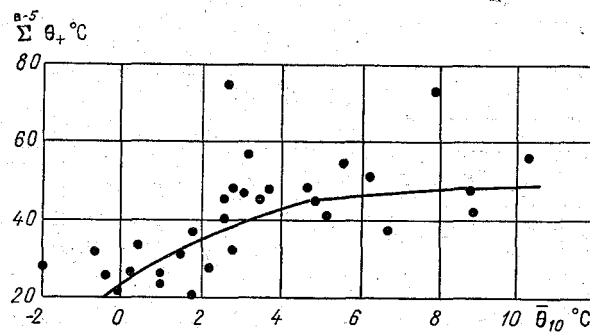


Рис. 6.8. Зависимость суммы средних суточных положительных значений температуры воздуха (без температуры за 5 сут до вскрытия), необходимой для вскрытия

Северной Двины у Березника ($\Sigma\theta_+$) от средней температуры воздуха за 10 сут до перехода ее к положительной ($\bar{\theta}_{10}$).

сумма положительных значений температуры воздуха за время от перехода температуры воздуха через 0°C до дня, предшествующего вскрытию реки на время добегания, т. е. на 5 сут ($\Sigma\theta_+$); оттепельные дни в марте и апреле включаются в эту сумму с коэффициентом 0,5. Прогноз вскрытия р. Северной Двины составляется по зависимости, изображенной на рис. 6.8.

Температура воздуха учитывается по репрезентативной для западной части бассейна Северной Двины метеостанции Шенкурск.

6.5. Точность и надежность прогнозов вскрытия рек, составляемых с использованием прогноза метеорологических элементов

Составление прогнозов вскрытия рек по описанным выше методам предполагает использование прогнозов температуры воздуха на период заблаговременности или значительную его часть. Применение метода, включающего расчет прочности льда, требует дополнительно прогноза облачности. Прогнозы по общей модели вскрытия требуют использования прогноза расхода воды.

Общие основы и порядок составления прогнозов метеорологических элементов специально для целей гидрологических прогнозов изложены раньше в п. 1.2.6. Отметим, что в весенний период они используются как для прогнозов вскрытия рек, так и для прогнозов расходов воды в период половодья (см. вып. 2 настоящего Руководства, гл. 5 и 6).

Оценка точности прогнозов температуры воздуха на 5 сут, составляемых в Гидрометцентре СССР, показала, что весной точность прогнозов на первые сутки та же, что и осенью. Однако с увеличением заблаговременности точность падает значительно медленнее, чем для осенних прогнозов.

Причиной такого преимущества является большая устойчивость весенних атмосферных процессов, подкрепляемая в отношении температуры воздуха влиянием более инертной, чем осенью, подстилающей поверхности снега и льда.

Прогнозы вскрытия рек, составляемые с использованием пятисуточных прогнозов метеорологических элементов, оправдываются в целом хорошо. Так, в Гидрометцентре СССР общая оправдываемость этих прогнозов по важнейшим судоходным рекам страны за 1964—1975 гг. составила 93 %, за 1976—1987 гг. — 95 %. В отдельные годы она изменялась в пределах от 90 % (1967 г.) до 99 % (1976 г.). Средняя заблаговременность прогнозов 5—6 сут. Она превышает заблаговременность используемого прогноза погоды¹.

Некоторое повышение оправдываемости в последние годы связано с внедрением в практику прогнозов по модели вскрытия рек, разработанных Булатовым, а также с переработкой и усовершенствованием физико-статистических зависимостей для рек ряда бассейнов. Этот факт убедительно показывает, что точность краткосрочных прогнозов вскрытия рек зависит прежде всего от физической обоснованности и точности применяемой методики расчета. Эти факторы влияют на качество прогнозов независимо от того, насколько точны используемые прогнозы метеорологических элементов. Однако с влиянием гидрологических факторов,

¹ За счет учета инерции развития весенних процессов.

в частности весенней прибыли воды, связана и необходимость использования в наиболее совершенном расчетном методе промежуточного прогноза расхода или уровня воды.

Проведенные в 1985—1986 гг. в гидрометцентрах десяти управлений по гидрометеорологии испытания методики краткосрочных прогнозов по обобщенной зависимости в оперативном режиме показали, что учет при их составлении промежуточных прогнозов метеорологических элементов и расхода воды на 5 сут приводит к снижению оправдываемости по сравнению с обеспеченностью метода на 3 % и к увеличению средней квадратической погрешности на 6 %.

Особенно существенная погрешность возникает в результате непредвиденных прогнозом погоды похолоданий и вызванных ими перерывов в таянии снега и льда. Отсюда следует важность сочетания при выпуске прогноза стремления получить наибольшую возможную заблаговременность с учетом степени вероятности возникновения перерыва в развитии весенних процессов.

Наиболее полную возможность следить за ходом процесса ослабления ледяного покрова в сочетании с ходом подъема половодья дают методы, основанные на модели вскрытия рек, поэтому главная перспектива повышения качества краткосрочных прогнозов вскрытия рек и обслуживания ими народного хозяйства состоит в наиболее широком применении этих методов в оперативной работе.

6.6. Прогноз заторов и уровней воды при заторах

Образование заторов льда при вскрытии рек является одной из важнейших причин возникновения опасных явлений в период весеннего половодья. Оно вызывает очень резкое повышение уровня воды, часто приводящее к наводнениям. В то же время на реках, вскрывающихся сверху вниз по течению, на которых процесс вскрытия всегда сопровождается образованием заторов, связанные с заторами разливы воды по пойме являются необходимой частью экологического равновесия. Опасны здесь лишь особенно мощные заторы.

Поэтому предсказание вероятности образования заторов на реках, где они бывают не ежегодно, и прогноз максимальных заторных уровней воды является весьма важной частью оперативного гидрологического обеспечения народного хозяйства.

6.6.1. Условия образования заторов.

Факторы, определяющие заторные уровни воды

Местами образования заторов являются участки существенного уменьшения продольного уклона реки, в том числе в зонах выклинивания подпора на водохранилищах, места расположения островов, крутые повороты, сужения русла.

При замерзании рек в таких местах обычно образуются первые ледоставные перемычки и возникающие в связи с этим скопления шуги, а иногда и нагромождения льда (осенние зажоры и заторы). Скопления льда и шуги обычно тем больше, чем больше скорость движения льда при подходе к перемычке и чем больше в этот период колебания температуры воздуха. Толщина льда в таких местах и к весне остается большей, чем на соседних участках.

Это способствует тому, что весенние заторы чаще всего повторяются в местах общего уменьшения уклона реки. Под общим уменьшением уклона реки понимается уменьшение уклона на значительном протяжении реки, обусловленное рельефом и геологическими особенностями бассейна, в отличие от местных уменьшений уклонов на плесах.

Следует иметь в виду, что особенно благоприятные условия для заторообразования при весеннем вскрытии создаются в тех случаях, когда ему предшествовало вскрытие или подвижки льда при зимнем паводке, остановившиеся на рассматриваемом участке реки.

Из всего многообразия факторов заторообразования главными являются:

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

— высокая интенсивность подъема половодья;

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

Географическое распространение и повторяемость заторов на реках СССР рассмотрены в работе [7]. Систематизации сведений о заторах и анализу условий их возникновения способствует также типизация заторов [19, 21].

Образование заторов характерно для рек, вскрытие которых происходит сверху вниз по течению, что имеет место, если половодье начинается в верхней части бассейна.

Мощность затора характеризуется массой скопления льда, косвенной характеристикой ее может служить превышение максимального заторного уровня над уровнем, который имел бы место при свободной ото льда реке $\Delta H_{зтр}$.

Заторный подъем уровня растет с увеличением расхода воды у кромки ледяного покрова $Q_{кр}$. Для участков уменьшения продольного уклона реки в три раза и больше имеет место связь

$$\Delta H_{зтр} = f(Q_{кр}). \quad (6.23)$$

Вместе с тем, $\Delta H_{зтр}$ зависит от толщины $h_{л}$ и относительной прочности φ ледяного покрова. Чем больше толщина и прочность льда перед вскрытием, тем больше расход воды $Q_{кр}$ и тем выше заторный подъем уровня.

Наиболее мощные заторы образуются после холодной зимы при дружном формировании весеннего половодья, когда $Q_{кр}$ может быть близким к максимальному расходу за половодье. Особенно

высокие заторные уровни возникают при этом в случаях, когда в период заторообразования происходит резкое понижение температуры воздуха, вызывающее увеличение прочности льда.

В заключение этого раздела упомянем о возможности использования типизации заторов для вероятностной оценки мощности затора и заторного подъема уровня воды. Такая типизация заторов льда была проведена для р. Лены. В основу ее положены морфологические признаки заторов, выявленные во время ледовых авиаразведок. Высота заторных подъемов при каждом типе заторов характеризуется по их обеспеченности в многолетнем ряду максимальных подъемов уровней весеннего половодья [20].

6.6.2. Прогноз максимальных заторных уровней

Предварительным этапом разработки методики прогноза максимальных заторных уровней является оценка возможности формирования заторов льда на интересующем нас участке. Для этого производится анализ характера вскрытия реки, учитывая перечисленные выше условия образования заторов.

В итоге анализа условий формирования заторов выбирается наиболее подходящая для данного участка реки схема прогноза. При этом для участков рек, где заторы бывают лишь эпизодически, возможна только качественная оценка вероятности их образования в данном году. Для участков же, где заторы образуются ежегодно или во всяком случае достаточно часто, возможно получение методики количественного прогноза максимального заторного уровня воды.

Максимальный заторный уровень может быть рассчитан по методу, изложенному в гл. 2, с помощью формул (2.9) и (2.10). Для заторных уровней коэффициент в формуле (2.9) принимает значение $k = 17,31 \pm 2,66$. Формула (2.10) в этом случае приобретает вид

$$h_{зтр} = A_{зтр} h_Q, \quad (6.24)$$

где $h_{зтр}$ — средняя глубина потока у верхней кромки затора; $A_{зтр}$ — коэффициент заторности, который можно определить в зависимости от уклона по табл. 6.5.

Таблица 6.5

Значения коэффициента заторности $A_{зтр}$ в зависимости от уклона участка реки

Уклон $i \cdot 10^3$	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50
Коэффициент $A_{зтр}$	1,08	1,34	1,53	1,65	1,77

Применение этих расчетных формул для прогноза $h_{зтр}$ и связанного с ним максимального заторного уровня требует знания уклонов на участке реки и прогноза максимального расхода воды при вскрытии, что далеко не всегда возможно.

Поэтому, как правило, в оперативной практике прогноз максимальных заторных уровней воды составляется только для рек, где заторы льда образуются ежегодно или достаточно часто в одних и тех же местах или пределах коротких участков. Основные факторы, определяющие максимальную высоту подъема уровня воды над предподъемным ΔH в данном пункте выше затора, следующие:

- 1) толщина ледяного покрова на некотором протяжении реки, с которого лед приходит к данному заторному участку ($h_{л}$);
- 2) высота снежного покрова на льду (и в бассейне) ($h_{с}$);
- 3) расход воды (Q). Здесь можно учитывать интенсивность нарастания паводочного расхода на дату вскрытия или максимальный расход половодья на вышележащих участках реки;
- 4) интенсивность подъема уровня воды до начала подвижек или до возникновения затора (ΔH);
- 5) прочность ледяного покрова на дату выпуска прогноза (ϕh);
- 6) высота уровней воды в день ледостава и накануне паводка в пунктах, для которых составляется прогноз ($H_{лс}$);
- 7) разница между временем вскрытия основной реки и ее крупных притоков, впадающих на рассматриваемом участке (Δt).

Не всегда можно заранее сказать, какие из перечисленных факторов являются для данного участка определяющими и должны быть введены в метод прогноза. Это выясняется путем последовательных приближений.

В последнее десятилетие был разработан ряд методик прогноза максимальных заторных уровней, учитывающих наиболее существенные факторы, обуславливающие это явление. При этом часть из этих факторов характеризует зимние условия ($h_{л}$, $h_{с}$, $H_{лс}$), с их учетом можно составлять долгосрочные прогнозы.

Так, одним из основных факторов, обуславливающих максимальный заторный уровень для ряда рек, является $H_{лс}$ — уровень в период установления ледостава осенью, который является численной характеристикой зимней водности реки и мощности зазора льда, у верхней границы которого весной формируется затор. Связи между $H_{зтр}$ и $H_{лс}$ бывают настолько тесными, что могут быть использованы для долгосрочного прогноза заторного максимума [8, 9]. В частности, для р. Ангары у Каменки кроме $H_{лс}$ была учтена продолжительность осеннего ледохода и шугохода T , как характеристика степени забитости русла. Это повысило коэффициент корреляции с 0,81 до 0,90. Уравнение для долгосрочного прогноза получено в следующем виде:

$$H_{зтр} = 1,53H_{лс} + 13,77T - 143. \quad (6.25)$$

Другим важнейшим фактором является расход воды в период вскрытия. Чтобы оценить его с большой заблаговременностью, например, в методике прогноза максимального заторного уровня воды для р. Баксы у Пихтовки [10] были использованы данные о максимальной высоте снежного покрова по снегосъемкам в бассейне.

С учетом $H_{лс}$ и характеристики максимального снегонакопления $h_{сн}$ получено уравнение

$$H_{зтр} = 2,6H_{лс} + 7,5h_{сн} - 205. \quad (6.26)$$

Заблаговременность прогнозов по данному уравнению составляет 35—40 сут, коэффициент корреляции 0,77. Долгосрочные прогнозы могут уточняться весной.

Основой методики краткосрочных прогнозов заторных уровней воды [18, 2] является зависимость высоты максимального уровня $H_{зтр}$ от расхода воды в период вскрытия $Q_{кр}$

$$H_{зтр} = f(Q_{кр}). \quad (6.27)$$

Чтобы определить с достаточной заблаговременностью, какой расход поступает в момент вскрытия к пункту, для которого составляется прогноз, надо учитывать расход воды у вышележащих пунктов. Зависимости такого вида получены для крупных рек Сибири и Дальнего Востока, а также для Северной Двины.

Так, для прогноза максимальных заторных уровней воды на Средней Лене у гидрологических постов Крестовское и Ленск в качестве основного фактора заторообразования рассматривался средний расход воды у кромки ледяного покрова по пути ее перемещения в пределах ледосборного участка. Практически выпуск прогнозов для постов Крестовского и Ленска приурочивается к первым суткам ледохода у д. Ичеры. Средний расход воды у кромки в период ледохода приравнивается к полусумме расходов в этот день по вышележащим пунктам:

$$Q_{ср} = \frac{Q_{Зм} + Q_{Ич}}{2},$$

где $Q_{Зм}$ — расход воды р. Лены у Змеиново, $Q_{Ич}$ — то же у Ичеры. Средняя заблаговременность прогнозов составляет соответственно для поста Крестовского 3 сут и для Ленска 6 сут.

При отсутствии сведений о стоке максимальные заторные уровни прогнозируются с помощью линейной зависимости, аргументом которой вместо расхода $Q_{кр}$ служит уровень $H_{Q_{кр}}$, определяемый путем графической срезки.

Расход воды $Q_{кр}$ (или уровень $H_{Q_{кр}}$) предвычисляется [18] по методу соответственных по ледовым фазам расходов (уровней) воды, согласно которому

$$Q_{кр. н} = f(Q_{кр. в}, Q_{пр}, q, z), \quad (6.28)$$

где $Q_{кр. в}$ — расход воды при вскрытии реки у расположенного выше по течению гидрологического поста; $Q_{пр}$ — расход воды крупного притока, вскрывающегося раньше основной реки, на дату выпуска прогноза; q — рассредоточенный приток с частного бассейна между створами верхнего и нижнего постов; z — отметка уровня воды в центральной части водохранилища или у плотины.

В зависимости от условий формирования стока учитывается только часть предикторов $Q_{кр. в.}$. Так, если нижний створ не является створом водохранилища, то из числа предикторов выпадает 2.

Исходный гидрологический пост выбирается с учетом необходимой точности и достаточной заблаговременности прогнозов (обычно на расстоянии от 70 до 500 км от нижнего поста).

Расход $Q_{кр. в.}$ определяется по одной из кривых $Q=f(H)$, соответствующих различным условиям стока воды весной (рис. 6.9).

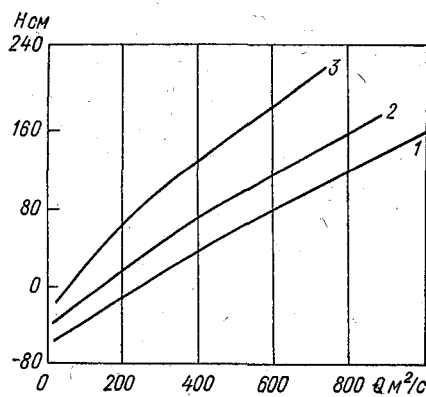


Рис. 6.9. Кривые расходов воды р. Днестра у Галича.

1 — при редком ледоходе, 2 — при густом ледоходе, 3 — при заторе льда.

Выбор кривой при прогнозе осуществляется по информации о ледовой обстановке или об интенсивности подъема уровня воды на день вскрытия реки у верхнего гидрологического поста. В условиях затора интенсивность подъема уровня больше, чем при беззаторном ледоходе.

Для мест, где заторообразование происходит на волне половодья, сформированной в бассейне раньше вскрывающегося крупного притока, прогноз $H_{зтр}$ составляется в день вскрытия притока в одном из его верхних створов.

Рассмотрим случай расчета расхода воды $Q_{кр}$ для р. Енисей у г. Игарка [17]. Этот расход является единственным аргументом зависимости для прогноза заторных максимумов в нижнем течении Енисея. Он вычисляется по формуле

$$Q_{кр} = Q_{Вер} + Q_{Тура} + q, \quad (6.29)$$

где $Q_{Вер}$ — расход воды р. Енисей у с. Верещагино на день выпуска прогноза; $Q_{Тура}$ — то же для раньше вскрывающегося притока р. Нижней Тунгуски у пос. Тура; q — расход бокового притока с частного бассейна, ограниченного створами Верещагино—Тура—Игарка. За день выпуска прогноза приняты 5-е сутки ледохода на р. Енисее у Сухой Тунгуски, расположенной в 368 км выше по течению от г. Игарка. Этот день найден путем многократных проб при условии, что необходимая точность и достаточная заблаговременность прогнозов гарантированы. Расход воды

$Q_{\text{Вер}}$ находится по летней кривой $Q=f(H)$, поскольку на 5-е сутки ледохода у д. Сухая Тунгуска, Енисей у с. Верещагино, расположенного в 474 км выше Игарки, уже свободен ото льда. Для определения расхода $Q_{\text{Тура}}$ установлена серия кривых $Q=f(H)$ отдельно для 2,4 и 6-ых сут ледохода. Во все последующие дни независимо от ледовой обстановки расходы находятся по летней кривой $Q=f(H)$. Боковой приток воды на день составления прогноза рассчитывается по формуле

$$q = M_{\text{ср. лев}} F_{\text{лев}} + M_{\text{ср. прав}} F_{\text{прав}},$$

где $M_{\text{ср. лев}}$ и $M_{\text{ср. прав}}$ — средние по ряду небольших рек модули стока лево- и правобережной части частного бассейна, $F_{\text{лев}}$ и $F_{\text{прав}}$ — площади водосбора лево- и правобережной части частного бассейна.

Кроме расходов $Q_{\text{кр}}$ (и уровней $H_{Q_{\text{кр}}}$) в качестве показателей водности реки в период вскрытия используется также интенсивность подъема воды в верхнем створе. При разработке методики краткосрочного прогноза заторного уровня для участков рек, на которых существенное влияние на его высоту оказывают условия замерзания реки, характеристики последних должны учитываться совместно с показателями водности реки в период вскрытия. Такие условия, как показано выше, существуют, например, на Северной Двине. Поэтому в зависимость для прогноза максимального заторного уровня на Северной Двине [8] включены такие факторы, как уровень воды при ледоставе $H_{\text{лс}}$, максимальная толщина льда за зиму $h_{\text{л}}$ и максимальная интенсивность подъема уровня воды по вышележащему гидрологическому посту Нижняя Тойма.

В качестве примера приведем уравнение для Усть-Пинеги:

$$H_{\text{зтр}} = 1,63H_{\text{лс}} + 2,13h_{\text{л}} + 0,92I_{\text{п}} + 272. \quad (6.30)$$

В прогностических зависимостях для Амура в районе Покровки учтены уровень воды в начале ледостава (характеристика зажорности); расход воды весеннего половодья $Q_{\text{кр}}$ и характеристика прочности ледяного покрова $\phi h_{\text{л}}$ перед вскрытием. Эту зависимость можно представить в общем виде:

$$H_{\text{зтр}} = f(Q_{\text{кр}}, \phi h_{\text{л}}, H_{\text{лс}}). \quad (6.31)$$

Методика прогноза максимального заторного уровня на Верхнем Амуре разработана в 1977 г. и применяется в оперативной практике Гидрометцентра Гидромета Дальнего Востока. Она включает для Амура у Покровки уравнение для долгосрочного прогноза, имеющее вид

$$H_{\text{зтр}} = 180 + 2,18H_{\text{лс}}. \quad (6.32)$$

По этому уравнению прогноз может быть составлен с заблаговременностью до шести месяцев.

Уточнение его, краткосрочный прогноз, составляется по уравнениям:

$$H_{зтр} = 55 + 0,56H_{Q_{кр}} + 1,81H_{лс} \quad (6.33)$$

и

$$H_{зтр} = 108 + 5,20\phi h_{л} + 2,01H_{лс} \quad (6.34)$$

Рассмотрим, как была применена эта методика в 1985 г., когда на Верхнем Амуре образовались мощные заторы, обусловившие высокий уровень и разлив воды.

Осенью 1984 г. у с. Покровка уровень $H_{лс}$ был равен 256 см. Подставляя это значение в формулу (6.32), получаем ожидаемое значение максимального уровня при вскрытии р. Амура у Покровки весной 1985 г. $H_{зтр} = 738$ см.

Поскольку волна половодья на Верхнем Амуре формируется за счет выноса масс воды из Аргуни и Шилки, то для прогноза водности Амура используется информация об уровне воды этих рек. Дата выпуска прогноза назначается на день вскрытия р. Шилки у Сретенска (395 км от устья). Далее используется зависимость

$$H_{Q_{кр}} = 43 + 1,52H_{Срет} - 1,29\Delta H_{Срет} + 0,425H_{Олоча}, \quad (6.35)$$

где $H_{Срет}$ и $\Delta H_{Срет}$ — уровень и интенсивность подъема уровня воды р. Шилки в первый день ледохода у г. Сретенска, $H_{Олоча}$ — уровень р. Аргуни в этот же день у с. Олоча.

Дата составления прогноза уровня $H_{зтр}$ р. Амура у Покровки — 15 апреля 1985 г. Исходные данные для формулы (6.35) следующие: $H_{Срет} = 284$ см, $\Delta H_{Срет} = 46$ см, $H_{Олоча} = 275$ см. Определяем уровень воды на кромке ледостава $H_{Q_{кр}} = 532$ см. При этом значении $H_{Q_{кр}}$ по формуле (6.33) получаем, что $H_{зтр} = 818$ см. По формуле (6.34) с учетом $\phi h_{л}$ на 15 апреля, когда она была равна 0,65, получаем $H_{зтр} = 984$ см. Отсюда наиболее вероятный $H_{зтр}$ должен быть около 900 см. Фактически максимальный уровень Амура у Покровки отмечен 19 апреля 1985 г. и составил 876 см, т. е. на 3 м превысил средний многолетний годовой максимум.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борщ С. В. Территориально-общие прогнозы летне-осеннего стока рек зоны избыточного увлажнения.— В кн.: Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов ГГИ. Л., 1985, с. 99—102.
2. Бузин В. А. Временные методические рекомендации по прогнозу максимальных заторных уровней воды.— Л.: Гидрометеиздат, 1983, с. 4—22.
3. Булатов С. Н. К расчету таяния ледяного покрова рек и водохранилищ.— Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 49, с. 14—29.
4. Булатов С. Н. О возможности создания универсального метода расчета времени вскрытия рек.— Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 112, с. 100—107.
5. Гинзбург Б. М. О расчете сроков замерзания и вскрытия рек севера Сибири.— Труды Гидрометцентра СССР, 1988, вып. 295, с. 149—173.

6. Гинзбург Б. М. Вероятностные характеристики сроков замерзания и вскрытия рек и водохранилищ Советского Союза.— Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 118.— 110 с.
7. Донченко Р. В., Щеглова Е. В., Коробко А. С. Закономерности формирования и распространения заторов на реках СССР.— Труды ГГИ, 1982, вып. 287, с. 3—15.
8. Карнович В. Н., Кулешова Т. В. Долгосрочный прогноз максимальных уровней воды при заторах льда на р. Ангаре у Каменка.— Метеорология и гидрология, 1981, № 12, с. 105—107.
9. Карнович В. Н., Кулешова Т. В. Прогноз максимальных уровней воды при заторах льда на Северной Двине.— Метеорология и гидрология, 1984, № 4, с. 89—94.
10. Лисер И. Я. Методика прогноза максимального уровня при вскрытии р. Баксы у пункта Пихтовка (бассейн Средней Оби).— Труды ЗапСибНИИ, вып. 65, 1984, с. 25—36.
11. Лисер И. Я. О путях совершенствования метода среднесрочного прогноза сроков вскрытия рек.— Труды ЗапСибНИИ, 1986, вып. 76, с. 42—60.
12. Марголин Л. М. Общая схема расчета и прогноза вскрытия рек.— Метеорология и гидрология, 1980, № 10, с. 93—99.
13. Марголин Л. М., Силантьева Т. П. О методике прогноза вскрытия рек со средней заблаговременностью.— Труды Гидрометцентра СССР, 1984, вып. 258, с. 50—57.
14. Марголин Л. М., Смирнов В. М. Метод предвычисления расходов воды для целей прогноза сроков вскрытия рек.— Труды Гидрометцентра СССР, 1977, вып. 184, с. 33—47.
15. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3, часть I.— Л.: Гидрометеиздат, 1962.— 190 с.
16. Нежиховский Р. А. Пособие по краткосрочным прогнозам паводочного стока рек.— Л.: Гидрометеиздат, 1973.— 148 с.
17. Нежиховский Р. А., Ардашева Г. В. и др. Прогнозы заторов льда на крупных реках Сибири и Дальнего Востока. Труды ГГИ, 1978, вып. 248, с. 98—124.
18. Нежиховский Р. А., Бузин В. А. Условия образования и прогнозы заторов льда на реках.— Метеорология и гидрология, 1977, № 5, с. 70—75.
19. Попов Е. Г. Затопы льда и проблема борьбы с ними.— Метеорология и гидрология, 1968, № 8, с. 52—60.
20. Руднев А. С. Использование типизации заторов льда по данным авианаблюдений при прогнозе максимальных уровней воды на р. Лене.— Труды Гидрометцентра СССР, 1977, вып. 186, с. 134—139.
21. Чижов А. Н. О механизме формирования заторов льда и их типизация.— Труды ГГИ, 1975, вып. 227, с. 3—17.
22. Шуляковский Л. Г. К модели процесса вскрытия.— Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 49, с. 3—10.

Глава 7. Прогноз сроков разрушения ледяного покрова и очищения ото льда озер и водохранилищ

7.1. Процесс разрушения ледяного покрова озер и водохранилищ и освобождения их ото льда

Разрушение ледяного покрова озер и водохранилищ весной отличается от разрушения ледяного покрова рек. До начала дрейфа льда (вскрытия) на озерах и водохранилищах ледяной покров длительное время подвергается таянию на месте под воздействием увеличивающегося весеннего притока тепла. Начало периода таяния на большинстве водохранилищ совпадает со временем наибольшей их сработки. Низкий уровень воды способствует интенсивному поступлению относительно теплых подземных вод. Проникшее в воду через ледяной покров тепло солнечной радиации также распределяется в меньшей массе воды, что способствует повышению ее температуры. В результате весной приток тепла к ледяному покрову снизу быстро увеличивается и становится к концу таяния всего на порядок меньше притока тепла к верхней его поверхности. Сначала появляются закраины, а также промоины над бывшими руслами рек, в местах сосредоточенного выхода подземных вод. Время начала повышения уровня водохранилищ в значительной степени зависит от регулирования сбросов через соответствующие гидроузлы. Дальнейший подъем уровня воды увеличивает зеркало озера или водохранилища и площади свободной водной поверхности, увеличивается роль ветра и волнения. Под влиянием ветра возникают подвижки льда, появляются разводья, т. е. начинается вскрытие озера или водохранилища. Лед водохранилищ обычно не сбрасывается в нижний бьеф, а задерживается выше сооружений и тает на месте.

Поэтому на озерах и озеровидных водохранилищах происходит только ветровой дрейф льда. Ледоход на водохранилищах может наблюдаться лишь в речных зонах, где имеется достаточная скорость течения [4]. Дрейф льда способствует таянию и дальнейшему разрушению льда. Исчезновение льда на озерах и озеровидных участках водохранилищ завершается распадением его на отдельные иглы и их быстрым таянием в поверхностных слоях воды. Разрушение ледяного покрова озер и водохранилищ и очищение их ото льда определяется в основном следующими факторами: 1) приток тепла к верхней и нижней поверхностям ледяного покрова; 2) проникновение солнечной радиации в толщу льда; 3) воздействие ветра на ледяной покров; 4) изменение расходов и уровней воды.

Эти факторы наиболее полно учитывает расчетный метод С. Н. Булатова [1], подробно изложенный в гл. 5. По этому методу могут быть рассчитаны все фазы разрушения льда, в том числе сроки начала дрейфа льда и сроки его исчезновения.

7.2. Прогнозы сроков начала дрейфа льда и очищения от него водохранилищ с использованием прогноза погоды

7.2.1. Прогноз на основе расчета уменьшения прочности льда

Начало дрейфа льда на озере или водохранилище определяется как дата, когда нарушается целостность ледяного покрова и образуются разводья. Надежную информацию о начале дрейфа льда на крупных озерах и водохранилищах, как и об их очищении от льда, могут дать только авиационные и спутниковые наблюдения. В весенний период условия погоды часто бывают благоприятными для таких наблюдений, и в современных условиях использование получаемых материалов совместно с данными наблюдений водомерных постов позволяет достаточно надежно, с погрешностью не более 1—2 сут определять даты начала дрейфа льда и очищения от него озер и водохранилищ [3, 5]. При недостатке или отсутствии авиационных и спутниковых наблюдений за дату начала дрейфа льда принимается наиболее ранняя из дат, отмеченных на гидрологических постах в пределах рассматриваемой части озера или водохранилища.

Основной активной силой, взламывающей ледяной покров, является ветер. Давление ветра на подстилающую поверхность P пропорционально квадрату его скорости w .

$$P = c\rho w^2, \quad (7.1)$$

где ρ — плотность воздуха, c — коэффициент сопротивления.

Рассмотрев уравнение (7.1) совместно с уравнениями, определяющими силы сопротивления ледяного покрова, Булатов [1] вывел условие взлома ледяного покрова ветром в виде неравенства

$$\varphi h_{\text{л}}^{1/2} \leq a w^2, \quad (7.2)$$

в котором φ — относительное разрушающее усилие на изгиб; $h_{\text{л}}$ — толщина ледяного покрова, см; w — скорость ветра, наибольшая из наблюдаемых в течение суток, м/с; a — коэффициент, численное значение которого для каждого участка акватории может быть различным. По данным экспериментальных наблюдений, на некоторых сибирских и волжских водохранилищах получено $a=0,018$, на Зейском водохранилище, согласно работе [5], $a=0,05$. Поэтому при разработке методики прогноза начала дрейфа льда для каждого конкретного водохранилища значение этого коэффициента должно быть уточнено.

При наличии на водохранилище хотя бы небольшого ряда наблюдений фактических дат начала дрейфа льда следует использовать их для указанной цели. Прежде всего выполняем расчет ряда дат по формуле (7.2), принимая коэффициент a равным 0,018. Затем, уменьшая или увеличивая в соответствии с погрешностями расчета значение коэффициента a , путем нескольких проб добиваемся наименьших отклонений рассчитанных дат от фактических.

Составление прогноза начала дрейфа льда заключается в последовательном расчете прочностных характеристик тающего ледяного покрова (φ и $h_{л}$) с использованием прогноза метеорологических элементов на 5 сут. По рассчитанным значениям φ и $h_{л}$ и ожидаемому значению ω на каждые сутки проверяется соотношение $\varphi h_{л}^{1/2}$ и $a\omega^2$. День, когда впервые соблюдается неравенство (7.2), принимается за ожидаемую дату начала дрейфа льда на озере или водохранилище. Заблаговременность прогноза при этом определяется пятидневной заблаговременностью прогноза метеорологических элементов. В ряде случаев из-за ненадежности прогноза скорости ветра прогнозы начала дрейфа льда составляются по этому методу с заблаговременностью не более 3 сут.

Рассмотрим пример составления прогнозов для Куйбышевского водохранилища в 1982 г. Установлено, что здесь $a=0,018$. По расчету на 19 апреля (гл. 5, табл. 5.7) $\varphi=0,11$, $h_{л}=40$ см, максимальная скорость ветра 2,8 м/с. При этих значениях метеорологических элементов $\varphi h_{л}^{1/2}=0,70$; $0,018\omega^2=0,14$, т. е. левая часть значительно больше правой, дрейф льда не должен начаться. 20 апреля по расчету $\varphi=0,12$; $h_{л}=33$ см, $\varphi h_{л}^{1/2}=0,68$, максимальная скорость ветра $\omega=7,8$ м/с. При этом левая часть неравенства (7.2) уже меньше правой ($0,68 < 1,09$). Следовательно, в этот день неравенство соблюдено, и эта дата принимается за дату начала дрейфа льда. Фактически явление отмечено гидрологическими постами утром 21 апреля. Погрешность расчета составила одни сутки. Краткосрочный прогноз очищения водохранилища от льда составляется в том же порядке, причем за дату очищения принимается день, когда $\varphi=0$, а $h_{л}>0$, т. е. лед полностью потерял прочность, хотя и не весь еще растаял. Такой лед быстро в течение суток полностью исчезает.

7.2.2. Прогнозы начала дрейфа льда и очищения водохранилищ с помощью физико-статистических (эмпирических) зависимостей

Составление краткосрочных прогнозов на основе расчета прочностных характеристик ледяного покрова довольно трудоемкая работа, выполнение которой целесообразно на ЭВМ, но пока не во всех территориальных Гидрометцентрах это возможно. Поэтому в практике остается целесообразным использование для такого рода прогнозов простых эмпирических зависимостей.

В основу таких зависимостей положено [2] наличие достаточно тесной корреляции дат начала дрейфа льда и его исчезновения с датами накопления того количества тепла, которое теоретически необходимо для полного (или частичного) стаивания. Для полного стаивания ледяного покрова $\sum q$ определяется приближенно по формуле

$$\sum q = \rho_{\text{л}} h_{\text{л}} L, \quad (7.3)$$

где $h_{\text{л}}$ — средняя толщина льда на участке водохранилища к началу таяния, см; $\rho_{\text{л}}$ — плотность льда, г/см³, L — теплота плавления льда, Дж/см³.

Накопление необходимого $\sum q$ выполняется упрощенным расчетом ежедневного теплообмена ледяного покрова по данным о средней суточной температуре воздуха с учетом даты, на которую производится расчет с помощью номограммы, построение которой описано в гл. 6 (п. 6.4, рис. 6.6). Суммирование поступления тепла начинается со дня, после которого возврат отрицательной температуры воздуха наблюдался не более 3 сут подряд.

С помощью описанного расчета даты накопления необходимого $\sum q$ определяются за все прошлые годы наблюдений, после чего можно построить графическую связь этих дат с наблюдаемыми датами очищения водохранилища от льда. За дату очищения («массового очищения») водохранилища принимается дата, когда большинство гидрологических постов (не менее трех четвертей их количества) отметили фазу «чисто». Такая графическая зависимость может строиться как для одного водохранилища или озера (при наличии достаточного ряда наблюдений), так и обобщенная для нескольких водных объектов со сходными условиями формирования весеннего ледового режима. На рис. 7.1 показан пример обобщенной зависимости для прогнозов очищения ото льда открытых зон волжских водохранилищ, полученной по данным наблюдений на Рыбинском, Цимлянском, Горьковском, Куйбышевском и Волгоградском водохранилищах. Как видно на графике, даты накопления рассчитанного количества тепла в самые ранние весны совпадают с фактическими сроками очищения, а в поздние — в среднем на 5 сут раньше их. Это связано с тем, что при расчетах $\sum q$ не учитывалось наличие снега на льду. В то же время такой прием позволяет в большинстве случаев увеличить заблаговременность прогнозов. Используя для расчета накопления $\sum q$ за последние 5 сут прогноз температуры воздуха, можно составлять по графику (рис. 7.1) и прогноз очищения водохранилищ со средней заблаговременностью 7—8 сут.

Значительная однородность процесса на завершающей стадии таяния льда, связанная с преобладанием теплоприхода за счет солнечной радиации, сравнительно мало варьирующего в это время под влиянием изменений погоды, позволяет ограничить расчет стаиванием льда, имеющего толщину на 10 см меньше, чем наблюдаемая ($h_{\text{л}} - 10$).

Как видно на рис. 7.1, такая обобщенная зависимость позволяет выпуск прогнозов очищения водохранилищ от льда без использования прогноза метеорологических элементов со средней заблаговременностью до 6 сут, а с использованием такого прогноза на 5 сут — с заблаговременностью до 10—11 сут.

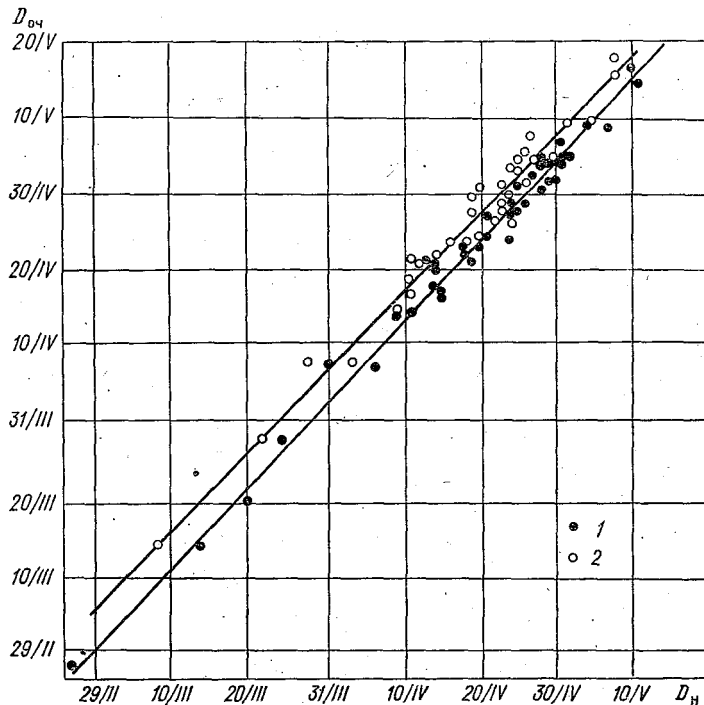


Рис. 7.1. Обобщенная связь даты освобождения ото льда Волжских водохранилищ и Цимлянского водохранилища с датой накопления суммы тепла, необходимой для таяния льда толщиной.

1 — $h_{\text{макс}}$, 2 — $(h_{\text{макс}} - 10 \text{ см})$.

Анализ хода таяния ледяного покрова волжских водохранилищ показал, что чаще всего дрейф льда начинается при накоплении $\sum q$, соответствующей стаиванию льда толщиной на 15 см меньше наблюдаемой ($h_{\text{л}} - 15$). Связь дат накопления такого суммарного теплоприхода и дат начала дрейфа льда показана на рис. 7.2. На графике выделены сроки начала дрейфа льда на открытых частях водохранилищ и в закрытых заливах. Для первой группы даты накопления необходимого $\sum q$ и начала дрейфа льда в среднем совпадают, для второй — дрейф запаздывает в среднем на трое суток. Это следствие неблагоприятных условий для возникновения движения льда в заливах. При этом и точность зависимости для второй группы ниже.

Таким образом, с помощью зависимости на рис. 7.2 прогнозы начала дрейфа льда могут при использовании прогноза метеорологических элементов на 5 сут иметь эту же заблаговременность для открытых зон и до 8 сут — для закрытых заливов.

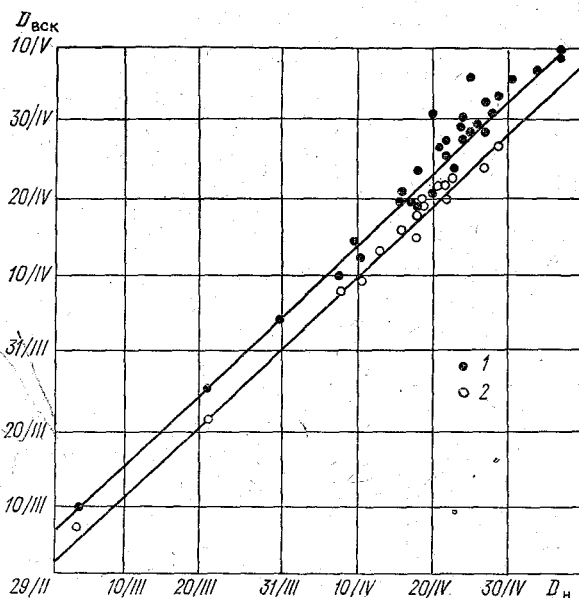


Рис. 7.2. Обобщенная связь даты начала дрейфа льда (вскрытия) с датой накопления суммы тепла, необходимой для таяния льда толщиной (h_{\max} — 15 см).
1 — открытые районы, 2 — закрытые заливы водохранилищ.

Прогнозы по описанной методике составляются для волжских и Цимлянского водохранилищ в течение 25 лет и имеют устойчивую оправдываемость не ниже 90 %. Приведенные обобщенные зависимости не учитывают особенностей каждого участка водохранилища, поэтому при наличии достаточных данных наблюдений рекомендуется строить аналогичные локальные зависимости, которые имеют более высокую точность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булатов С. Н. Расчет прочности тающего ледяного покрова и начало ветрового дрейфа льда.— Труды Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 74.— 120 с.
2. Гинзбург Б. М., Балашова И. В. Методика расчетов и прогнозов разрушения льда на водохранилищах.— Труды ЦИП, 1960, вып. 100, с. 3—64.
3. Методические рекомендации по использованию спутниковой информации для оценки ледовой обстановки на реках, водохранилищах и озерах.— Л.: Гидрометеоздат, 1987.— 94 с.
4. Пиотрович В. В. Образование и стайвание льда на озерах, водохранилищах и расчет сроков ледостава и очищения.— Л.: Гидрометеоздат, 1958.
5. Семенов Г. В. Некоторые особенности таяния ледяного покрова на Зейском водохранилище.— Труды ДВНИИ, 1987, вып. 130, с. 104—106.

Глава 8. Долгосрочные прогнозы с учетом характеристик атмосферных процессов

Образование и разрушение ледяного покрова на реках, озерах и водохранилищах — это процессы, связанные главным образом с метеорологическими условиями сезона, которые зависят от особенностей развития атмосферных процессов в этом сезоне. Гидрологические факторы в ходе охлаждения водной массы и ледообразования (такие как ее теплозапас и приток тепла от ложа, грунтовых вод и т. п.) играют второстепенную роль. Значительно больше роль гидрологических факторов в процессах таяния и разрушения ледяного покрова. Толщина льда, высота снежного покрова на льду и в бассейне могут существенно влиять на сроки весенних ледовых явлений на реках и водохранилищах.

Исследование полей аномалии сроков ледовых явлений на реках, в частности, с помощью разложения их по естественным ортогональным функциям [34, 6], показало, что характер пространственного распределения этих аномалий на больших территориях вполне закономерен, а одинаковый знак аномалии в каждом сезоне наблюдается в пределах больших регионов.

С учетом конкретных географических условий на территории нашей страны выделены [5] 62 района, в каждом из которых сроки ледовых явлений из года в год однородны. Они показаны на рис. 8.1. В каждом районе определяется за данный год территориальная характеристика.

Территориальные характеристики сроков ледовых явлений на реках соседних районов обычно связаны между собою, причем существенные коэффициенты корреляции ($r \geq 0,6$) сохраняются на расстоянии между центрами районов примерно до 1000 км. Следовательно, сроки ледовых явлений зависят от крупных процессов в атмосфере, развивающихся на больших пространствах и в течение длительного времени. Поэтому методы прогнозов могут быть основаны на использовании характеристик атмосферных процессов, преобладающих в течение определенных, важных для формирования ледовых явлений периодов времени, и на самых общих закономерностях развития этих процессов, выявленных исследованиями по общей циркуляции атмосферы и сезонным прогнозам погоды.

Отсутствие способов, позволяющих предвидеть с большой заблаговременностью отдельные волны тепла и холода, накладывает существенные ограничения на реально достижимую точность и надежность долгосрочных прогнозов.

Разработка метода долгосрочного прогноза сроков появления льда или начала весеннего ледохода на реках должна включать:

1) исследование условий ледообразования или разрушения ледяного покрова на данном водном объекте (или реках данного бассейна), выявление основных элементов гидрологического режима, слагающих эти условия; отнесение данного объекта к тому или иному гидрологическому району и зоне по срокам ледовых явлений; анализ локальных особенностей, если прогноз должен даваться для одного конкретного участка реки, и возможностей их учета при долгосрочном прогнозе; выявление возможности учета влияния гидрологических факторов, особенно для прогноза вскрытия рек;

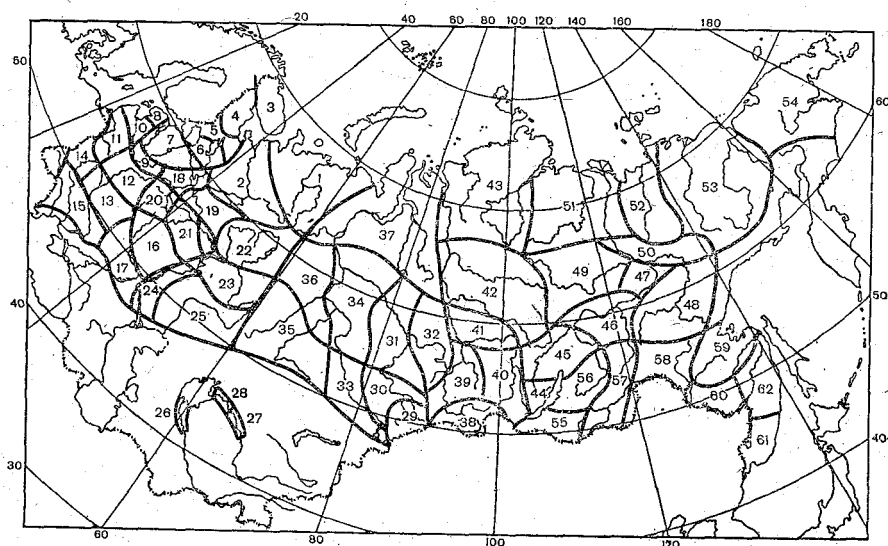


Рис. 8.1. Районы однородного вскрытия и замерзания рек.

2) анализ атмосферных процессов, обуславливающих приток холодного (теплого) воздуха в интересующий район (зону) в течение значимого для сроков появления льда на реках (сроков вскрытия рек) периода. Такой период начинается примерно за 5—10 сут до самого раннего появления льда на реке и заканчивается немного позже средней многолетней его даты;

3) выявление закономерностей развития атмосферных процессов во времени, с помощью которых можно с достаточно большой заблаговременностью оценить интенсивность похолоданий осенью (или потеплений весной) в интересующем районе за значимый период времени.

Это наиболее трудная часть работы, требующая от выполняющего ее гидролога знания основных закономерностей развития атмосферных процессов. Ниже на конкретных примерах покажем подходы к использованию таких закономерностей в ледовых прогнозах.

Важной особенностью применения характеристик атмосферной циркуляции в гидрологических прогнозах является обязательное их выражение в количественной форме.

8.1. Методы прогнозов, основанные на учете закономерностей процессов синоптических сезонов

Одним из важнейших положений при анализе и прогнозе атмосферных процессов на длительные сроки является их однородность во времени и пространстве. Принято расчленять атмосферные процессы на естественные синоптические (е. с.) периоды и сезоны.

Расчленение на е. с. периоды производится по принципу сохранения в течение нескольких дней на пространстве значительной части северного полушария определенного характера барического поля в тропосфере (по картам H_{500}). Атмосферные процессы расчленяются на е. с. сезоны по преобладанию (70—80 % е. с. периодов) в течение длительного промежутка времени процессов одного типа (однородных).

Исследование основных черт циркуляции атмосферы в течение е. с. сезонов [20] позволило установить, что в большинстве случаев в начале е. с. сезона наблюдаются синоптические процессы, являющиеся преобладающими в течение всего е. с. сезона. Продолжительность синоптического сезона обычно составляет полтора-два месяца, поэтому, если оценить «тенденцию» сезона по процессам хотя бы первых двух естественных синоптических периодов сезона, можно получить представление о преобладающих процессах на один—полтора месяца вперед.

8.1.1. Прогноз появления льда на реках

Синоптический сезон осени для е. с. района, включающего Северную Атлантику, Европу и Западную Сибирь, в среднем начинается 24 августа и заканчивается 16 октября.

Используя однородность процессов сезона осени, можно давать прогнозы замерзания тех рек, где раннее появление льда бывает уже в первой половине октября, т. е. в конце сезона осени. К числу таких рек относятся реки северо-восточных районов европейской части СССР и большинство рек Сибири.

Рассмотрим пример разработки на этой основе методики долгосрочного прогноза появления льда на реках северо-восточных районов европейской части СССР. В качестве основной характеристики атмосферных процессов принимается направление переноса воздушных масс. Массы холодного арктического воздуха осенью обычно приближаются к этому району. Поэтому вхождение этих масс с севера или с северо-востока приводит к интенсивным похолоданиям и к раннему замерзанию рек. Устойчивый западный

перенос и тем более выносы с юго-запада обуславливают теплую погоду и позднее замерзание рек.

Характеристики направления переноса воздуха в тропосфере можно получить, анализируя карты барической топографии H_{500} . Для количественного определения степени меридиональности циркуляции на картах H_{500} выделяют [25] два района, имеющих по меридиану общую сторону (рис. 8.2). Первый из них расположен западнее бассейна, для которого учитывается перенос воздушных масс, второй включает этот бассейн.

В каждом районе рассчитывается средняя высота изобарической поверхности \bar{H}_{500} . Из средней высоты для западного района

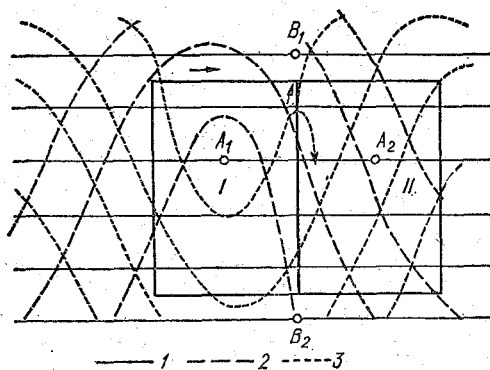


Рис. 8.2. Схема определения индексов циркуляции.

Начертание изогипс на картах AT_{500} : 1 — при западном переносе, 2 — при направлении ведущего потока на прямоугольник II с северо-запада, 3 — при направлении ведущего потока на прямоугольник II с юго-запада.

\bar{H}_3 вычитается средняя высота \bar{H}_B . Эта разность и принимается в качестве индекса меридиональности $I = \bar{H}_3 - \bar{H}_B$.

Для прогноза, например, появления льда на реках северо-востока европейской части СССР (Печоре, Мезени, Вычегде) подсчет индекса производится по районам, общая сторона которых проходит по 40° в. д., западная граница первого района по 30° з. д., восточная граница второго района по 100° в. д. Северная граница обоих районов 75° с. ш. и южная 35° с. ш. Индекс подсчитывался за отрезок времени от начала синоптического сезона осени до 15 сентября. Метод прогноза включает (в случаях значительных отклонений индекса меридиональности от среднего многолетнего значения) учет также индекса I_0 , рассчитанного по картам относительной барической топографии H_{1000}^{500} в том же порядке, как и индекс I . Карты относительной барической топографии отражают среднюю температуру воздуха в 5-километровом слое тропосферы.

В связи с этим для прогноза при значениях индекса меридиональности дам $5 < I \leq 9$ дам, т. е. близких к среднему многолетнему (7 дам), следует использовать уравнение

$$\Delta D = 9,5 - 1,45I, \quad (8.1)$$

во всех остальных случаях — уравнение

$$\Delta D = 0,35I - 1,8I_0. \quad (8.2)$$

В таком виде методика применяется в течение 20 лет, она имеет удовлетворительные показатели эффективности ($S/\sigma = 0,74$, обеспеченность допустимой погрешности 80 %).

Описанный выше способ определения индекса меридиональности получил наиболее широкое применение в долгосрочных ледовых прогнозах. Однако необходимо иметь в виду возможность использования в них и других подобных характеристик, из которых прежде всего упомянем индекс Е. Н. Блиновой [2], который характеризует интенсивность зонального переноса на полушарии.

Широкое применение в прогнозах погоды получили также индексы А. Л. Каца [16]. Вычисление их практически ведется постоянно, они публикуются ежемесячно специальным изданием Гидрометцентра СССР¹.

Начало и развитие осенних атмосферных процессов в Сибири и на Дальнем Востоке, а следовательно, и начало ледообразования на реках азиатской части СССР связаны главным образом с формированием сибирского антициклона и его основных гребней. Центр сибирского антициклона обычно расположен в районе оз. Байкал. Формирование сибирского антициклона начинается, как правило, в августе, в поздних случаях — в сентябре [15]. За дату начала формирования сибирского антициклона принята [33] дата устойчивого возникновения антициклонического поля между 90 и 140° в. д. (с севера район ограничен 60° с. ш.).

В годы с ранними сроками появления льда на Лене в июле в течение двух, а иногда и трех декад, сохраняется антициклоническое поле над районом оз. Байкал, средним течением Лены, над Карским и Баренцевым морями.

В годы, когда появление льда на Лене происходит позже средних многолетних сроков, в июле циклоническая циркуляция наблюдается над верхним течением Лены, верхним и средним течением Амура.

Приведенный качественный анализ позволил выявить в качестве аргументов (предикторов) для прогноза сроков появления льда на Лене две количественные характеристики атмосферной циркуляции. Первая — дата начала формирования сибирского антициклона D_a или ее отклонение от средней многолетней ΔD_a . Вторая — индекс меридиональности, подсчитанный по данным об аномалии давления $I_{\Delta p}$ в августе. Подсчет его производится следующим образом: в районах, ограниченных 80—100° и 120—150° в. д. и 75—40° с. ш., снимаются с карты аномалии давления значения Δp в точках пересечения меридианов и параллелей через 10° по долготе и 5° по широте. Из средних значений $\Delta \bar{p}_a$ в западном районе вычитают среднее значение $\Delta \bar{p}_a$ в восточном районе.

¹ Индексы атмосферной циркуляции./Под ред. О. М. Кастина.— М.: Изд-во Гидрометцентра СССР, 1977—1987 гг.

Корреляционное уравнение для прогноза сроков появления льда имеет вид

$$\Delta D = C_1 \Delta D_a + C_2 I \Delta p + C, \quad (8.3)$$

где ΔD — сроки появления льда в отклонениях от среднего многолетнего, C — свободный член уравнения.

Значения коэффициентов уравнений для четырех участков Лены, входящих в районы 45, 46, 47 и 50 (рис. 8.1) очень близки между собой. Так, $C_1=0,3$ для района Верхней Лены (район 45), для остальных районов $C_1=0,2$; $C_2=0,1$ для всех районов. Качество зависимостей характеризуют значения отношения $S/\sigma = 0,71 \dots 0,75$.

Прогноз по этому методу можно составлять в начале сентября со средней заблаговременностью около полутора месяцев. Оправданность прогнозов, составлявшихся на его основе с 1964 до 1977 г., составила 77 %.

8.1.2. Прогноз вскрытия рек

Вскрытие большинства рек Сибири и северной половины европейской части СССР происходит обычно во второй половине апреля и в мае. Поэтому сроки их вскрытия зависят от частоты и интенсивности потеплений за синоптический сезон весны, который начинается в среднем 10 марта и заканчивается 7 мая.

Так, например, для вскрытия рек Западной Сибири основным условием являются интенсивные потепления, охватывающие как горные районы Алтая, где формируется половодье, так и равнинную часть бассейна. Рассмотрение сведений об интенсивных потеплениях у поверхности Земли и на высоте 1 км показало, что потепления обусловлены выносом тепла с юго-запада, происходящим при выходе циклонов на Западную Сибирь с Черного и Каспийского морей или из Средней Азии (процессы юго-западного типа).

Для процессов юго-западного типа характерно образование глубокой высотной барической ложбины над европейской частью СССР и гребня высокого давления над Сибирью. При этом по восточной периферии ложбины происходит адвекция тепла, а по западной — вторжение холодных воздушных масс на северо-западные и центральные районы европейской части СССР. Следовательно, сопоставляя колебания температуры воздуха в Западной Сибири и в указанных районах европейской части СССР, можно объективно определить дни с процессами юго-западного типа. Для этого применяется следующий прием: за каждый день марта подсчитывается среднее значение из средних суточных температур воздуха по трем метеорологическим станциям в Западной Сибири (Барнаул, Тайга, Сургут), а также среднее значение по двум метеостанциям на европейской части СССР (Москва и Ленинград). Дни, когда повышение средней температуры воздуха в Западной Сибири сопровождалось понижением

средней температуры воздуха на северо-западе и в центре европейской части СССР, и принимаются за дни с процессами юго-западного типа. Далее, за каждый такой день вычисляется превышение осредненной по трем западно-сибирским метеостанциям температуры воздуха над -15°C ($\Delta\theta = \theta + 15^{\circ}\text{C}$), а затем значения $\Delta\theta$ суммируются за все такие дни в марте ($\sum \Delta\theta_{III}$).

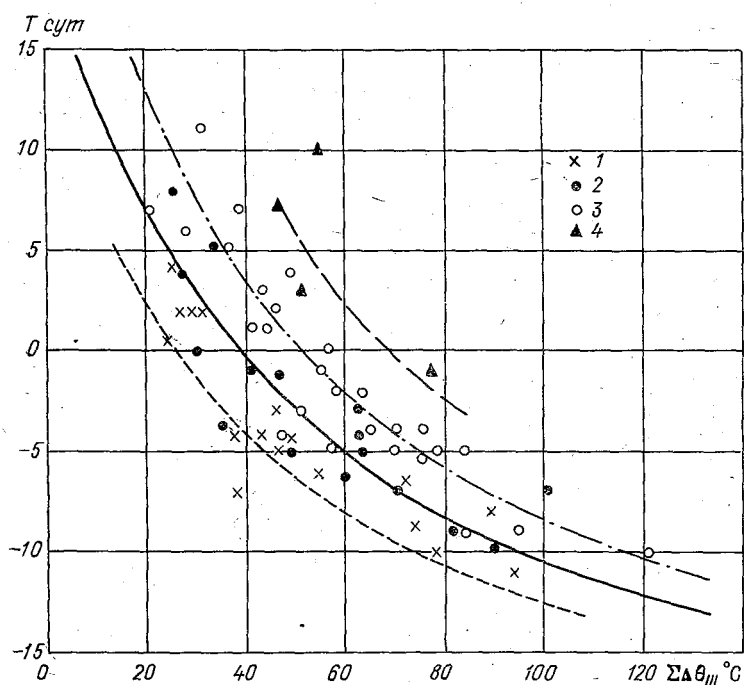


Рис. 8.3. Зависимость отклонения от нормы сроков вскрытия рек бассейна Верхней Оби T от суммы потеплений в марте $\sum \Delta\theta_{III}$ с учетом высоты снежного покрова в Северном Казахстане и на Алтае и аномалии давления в марте.

Средняя высота снежного покрова: 1 — ниже климатической нормы на 10 см и более, 2 — ниже нормы на 3–9 см, 3 — близка к норме или выше нее; 4 — отрицательная аномалия давления при направлении воздушного потока с севера.

Вычисленные таким образом характеристики суммы потеплений достаточно тесно связаны со сроками вскрытия рек бассейнов Оби и Иртыша. Несмотря на наличие в отдельных случаях большой погрешности, метод имеет удовлетворительную точность ($S/\sigma = 0,67$).

При применении этого метода для прогноза вскрытия рек юга Западной Сибири учитывается, что интенсивность потеплений в этом районе при одних и тех же атмосферных процессах в апреле заметно возрастает по сравнению с мартом, если на пути теплых воздушных масс в степях Северного Казахстана и

предгорьях Алтая нет снега или снежный покров имеет малую высоту.

На рис. 8.3 показан график зависимости отклонений от климатической нормы сроков вскрытия рек бассейна Верхней Оби от суммы потеплений в марте, высоты снежного покрова и характеристик атмосферного давления в Северном Казахстане и на Алтае в марте. Точность зависимости характеризуется отношением $S/\sigma=0,56$.

Отметим, что оперативные прогнозы по этому методу за 20 лет (1965—1984 гг.) имеют общую оправдываемость 90 %, что вполне соответствует приведенным значениям S/σ .

Кроме перечисленных характеристик атмосферной циркуляции, следует упомянуть о показателях положения оси планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ). Главным из них является широта, на которой расположены те или иные участки ПВФЗ. Она отражает степень отклонения центра планетарного воздушного вихря от географического полюса и локализацию основных волновых возмущений. Эти особенности циркуляции зимой оказывают определенное влияние на формирование процессов в последующий сезон весны, и, следовательно, на сроки вскрытия рек.

Такая закономерность выявлена для рек Дальнего Востока [18].

8.2. Прогнозы на основе синоптико-статистического метода

Одним из путей решения задач долгосрочных прогнозов погоды и долгосрочных прогнозов сроков ледовых явлений на реках является применение синоптико-статистического метода. На этом пути, с использованием всех теоретических и накопленных эмпирических знаний об атмосфере и ее циркуляции, выявляются прогностические зависимости посредством статистического анализа материалов наблюдений. Важное условие получения устойчивых зависимостей такого рода — использование только физически значимых параметров состояния атмосферы.

Первой важной особенностью современных статистических методов прогноза является использование небольшого числа параметров, которые характеризуют метеорологические поля на больших пространствах. Способы получения таких параметров очень разнообразны. К их числу относятся разновидности компонентного анализа — разложение метеорологических полей в ряд по ортогональным полиномам Чебышева, по естественным ортогональным функциям, по рядам Фурье и по сферическим функциям.

Разложение барических и температурных полей в виде рядов по полиномам Чебышева является простым и удобным способом аналитического представления этих полей [14]. Для его применения поле метеорологического элемента P задается в точках

Функция $X_n(x)$ имеет постоянное во времени распределение своих значений в пространстве (на плоскости) и определяется по данным совокупности полей (8.6), свойства и особенности которых определяют ее индивидуальные черты. Поэтому функции $X_n(x)$ называют собственными функциями данной совокупности полей или их естественными составляющими. С их помощью можно представить разложение в ряд, например, поля аномалии давления P_x в виде

$$P(x) = B_0 + B_1 X_1(x) + B_2 X_2(x) + \dots, \quad (8.8)$$

где $X_n(x)$ — естественные составляющие, B_i — коэффициенты разложения. Коэффициенты разложения находятся по формуле

$$B_i = \frac{\sum_1^n P X_n(x)}{\sum X_n^2}, \quad (8.9)$$

где i — индекс, соответствующий данному году; n — число точек поля, по которому ведется разложение.

В разложении число слагаемых равно числу точек поля, в которых снимаются исходные данные. Однако практически сумма членов разложения быстро сходится, и для описания поля можно ограничиться немногими первыми естественными составляющими. Отсюда ясна главная выгода применения таких разложений, при которых основная информация о состоянии поля во многих точках сосредоточивается в небольшом числе слагаемых, наилучшим образом отвечающих природе этого поля. Для разложения полей по естественным ортогональным составляющим на ЭВМ ЕС в практике разработки методов долгосрочных ледовых прогнозов в Гидрометцентре СССР применяется программа [39].

При разложении по естественным ортогональным функциям полей аномалии давления ΔP или среднего давления P у поверхности Земли, а также на уровне H_{500} и выше, в среднем 80 % информации о поле содержится в первых пяти-шести слагаемых разложения поля.

Необходимо отметить, что для каждого рассматриваемого метеорологического элемента выявляются свои особенности структуры полей собственных векторов X_n , выражающиеся в разном местоположении и количестве основных очагов положительных и отрицательных значений естественных составляющих над рассматриваемой территорией. Эти особенности позволяют судить об особенностях циркуляции, отражаемых каждой из составляющих поля.

До сих пор в практике ледовых прогнозов применялось разложение полей в рамках районов значительно менее полусферы, для которых удобно применять разложение по полиномам Чебышева или по естественным ортогональным функциям. Если для будущих исследований понадобится рассматривать поля метеорологических элементов на всей полусфере, то для этого лучше использовать разложение полей в ряды Фурье или в ряды по сферическим функциям [19].

Второй важной особенностью современных методов синоптико-статистических прогнозов является широкое применение для выявления прогностических зависимостей множественной линейной корреляции с пошаговым регрессионным анализом (см. вып. 1, гл. 11). Здесь напомним лишь, что если переменная \hat{Y} зависит от нескольких независимых переменных X_1, X_2, \dots, X_n , то для каждой из ее реализаций \hat{Y} справедливо уравнение вида

$$\hat{Y} - \bar{Y} = C_1(X_1 - \bar{X}_1) + C_2(X_2 - \bar{X}_2) + \dots + C_n(X_n - \bar{X}_n). \quad (8.10)$$

Если коэффициенты C_1, C_2, \dots, C_n определяются методом наименьших квадратов, то уравнение (8.10) обычно называется уравнением линейной регрессии переменного Y на переменные X_1, X_2, \dots, X_n , а коэффициенты C_1, C_2, \dots, C_n называются коэффициентами регрессии.

Качество прогнозов по уравнению регрессии во многом определяется выборкой, в первую очередь ее объемом или численностью. В то же время объем выборки тесно связан с числом предикторов (независимых переменных).

Оценка соотношения объема выборки, числа предикторов и значений коэффициента множественной корреляции обычно выполняется с использованием табл. 8.1, заимствованной из работы [3].

Таблица 8.1

Минимальные значения коэффициента множественной корреляции R для 5 %-ного уровня значимости

Число случаев в выборке	Число предикторов						
	1	2	3	4	5	6	8
20	0,444	0,545	0,615	0,670	0,717	0,757	0,826
22	0,423	0,520	0,587	0,641	0,686	0,726	0,794
24	0,404	0,498	0,563	0,615	0,660	0,699	0,765
26	0,388	0,479	0,542	0,592	0,636	0,674	0,739
28	0,373	0,461	0,523	0,572	0,614	0,651	0,715
30	0,361	0,466	0,506	0,553	0,595	0,631	0,693
35	0,334	0,414	0,469	0,514	0,552	0,586	0,645
40	0,312	0,387	0,439	0,482	0,518	0,550	0,607
47	0,294	0,365	0,414	0,455	0,490	0,520	0,574
50	0,279	0,346	0,394	0,432	0,465	0,495	0,545
55	0,266	0,330	0,375	0,412	0,444	0,473	0,522

Отбор наиболее значимых для предсказываемого явления предсказателей (предикторов) из числа возможных (например, из коэффициентов разложения по естественным составляющим поля аномалии давления у поверхности Земли) выполняется с помощью линейной пошаговой множественной регрессии. Суть этой процедуры состоит в последовательном отборе и включении

в уравнение регрессии тех из предикторов, учет которых в наибольшей степени уменьшает сумму квадратов погрешностей проверочных прогнозов. Процедура отбора производится до тех пор, пока либо прекратится возрастание коэффициента множественной корреляции¹, т. е. дальнейшее улучшение прогнозов становится невозможным, либо число членов уравнения регрессии достигнет предельного значения, допустимого при данном объеме выборки.

Полученное уравнение регрессии соответствует максимальному возможному коэффициенту множественной корреляции и минимальному возможному отношению S/σ , являющемуся критерием применимости метода.

Описанная процедура реализуется при трех и большем числе предикторов с помощью ЭВМ по специальной программе, приведенной в работе [32].

В практике синоптико-статистических прогнозов нашел применение также метод дискриминантного анализа, наиболее полно описанный применительно к задачам ледовых прогнозов, в работе [40]. Основная суть его состоит в том, что в поле значений метеорологических элементов выявляются непосредственно составляющие, связанные так или иначе с прогнозируемым явлением. Для этого все случаи, например, появления льда на данном участке реки или в данном районе разделяются на классы. При реально используемых рядах гидрологических и метеорологических наблюдений за 30—50 лет деление возможно только на два или, в лучшем случае, на три класса соответственно раньше и позже нормы (два класса) или около нормы, раньше и позже нее (три класса).

Затем во всех точках поля метеорологического элемента определяется расстояние (разность средних значений) между классами. Поскольку устойчивое решение задачи может быть получено только если число случаев в выборке превышает число станций (точек) поля, а значения данного элемента на соседних станциях не должны быть связаны между собою, сеть выбирается достаточно редкая. При этом выделяются наиболее информативные станции, т. е. такие, где указанное расстояние наибольшее. Оно обычно характеризуется $\delta = d_i^2 / \sigma_i^2$, т. е. отношением среднего квадрата расстояния между классами к общей дисперсии по всей совокупности в i -й точке.

Решение задачи дискриминантного анализа состоит в решении уравнения

$$(R^* - \lambda_s R) C_s = 0, \quad (8.11)$$

¹ Коэффициент множественной корреляции обязательно учитывает возрастание числа степеней свободы с включением новых переменных, а возрастание его следует считать прекратившимся, когда оно будет не превышать вероятную погрешность вычисления R .

где R^* — матрица средних квадратических расстояний между классами, R — матрица средних квадратических расстояний по всей совокупности исходных данных.

В результате решения уравнения (8.11) получаем собственные значения λ_s и собственные векторы C_s . Если прогнозируемое явление разделено на два класса, используется только первый член разложения, соответствующий максимальному значению λ , если деление велось на три класса, в расчет включаются первые два члена разложения.

Таким образом, характеристикой целого поля метеорологического элемента на полушарии с точки зрения его влияния на изучаемое явление может служить значение одного предиктора, точнее, многолетний ряд этих значений. Такой подход позволяет учитывать влияние полей средних месячных значений метеорологических элементов за несколько предшествующих месяцев, применяя к выявленным предикторам процедуру пошаговой множественной регрессии.

При разработке методов прогнозов с использованием статистических способов сжатия информации и отбора наиболее информативных предикторов всегда существует опасность потери представления о физической сущности выявленной зависимости и взаимодействия учитываемых ею многочисленных факторов.

Выявленные связи могут иметь отчасти случайный характер и быть свойственными только данной ограниченной выборке. Поэтому важное значение при оценке статистических зависимостей имеет проверка их надежности на независимом ряде. Такая проверка при ограниченности рядов исходных данных весьма затруднительна. Практикующаяся обычно проверка на трех—пяти годах, не входящих в ряд, использованный для разработки метода, показательна только если в эти годы наблюдались крупные аномалии сроков ледовых явлений.

Некоторую дополнительную уверенность в устойчивости выявленной зависимости может дать оценка ее с помощью коэффициента прогностической информативности (КПИ). Для его определения [31] коэффициенты уравнения регрессии вычисляются для ряда, из которого исключен один член (год), который рассматривается как независимый, и по полученному уравнению для него составляется проверочный прогноз. Повторяя этот расчет для каждого члена ряда, получаем ряд прогнозируемых значений. Они коррелируются с фактическими за те же годы, а коэффициент корреляции и является КПИ для данного уравнения.

Применение этого приема все же не может заменить проверку на независимом ряде наблюдений. Поэтому в настоящем Руководстве ниже приводятся только примеры методов, прошедших более или менее длительную проверку в оперативной практике и показавших устойчивые положительные результаты прогнозов на независимом материале.

С учетом возможностей современных статистических методов и опыта исследования атмосферных процессов для целей ледовых

прогнозов в Гидрометцентре СССР разработана методика долгосрочного прогноза сроков ледовых явлений на единой основе, которую составляют:

— синоптический анализ процессов, обуславливающих замерзание рек, позволяющий выделить в северном полушарии характерные (значимые) районы, т. е. районы, в которых развиваются процессы, приводящие к раннему или позднему возникновению ледовых явлений;

— определение количественных характеристик атмосферных процессов в этих районах с помощью разложения соответствующих метеорологических полей по е. о. с. или полиномам Чебышева;

— множественная корреляция и регрессионный анализ для выявления зависимости сроков ледовых явлений от коэффициентов разложения метеорологических полей.

При разработке методов долгосрочного прогноза сроков ледовых явлений на реках СССР основными предикторами являются характеристики атмосферных процессов над северным полушарием в месяцах, предшествующих этим явлениям. Чтобы по возможности охватить все разнообразие таких процессов, необходимо анализ проводить на большом пространстве, на нескольких уровнях, включая стратосферу, и за достаточно значительные периоды времени.

Ниже будут рассмотрены конкретные методики, разработанные на этой основе для прогноза сроков появления льда и начала весеннего ледохода на реках, образования и разрушения ледяного покрова водохранилищ.

8.2.1. Долгосрочный прогноз появления льда на реках

Сроки появления льда на реках Сибири и севера европейской части СССР зависят от атмосферных процессов, развивающихся в октябре. При анализе условий появления льда на больших реках Сибири установлено [36, 38], что для получения прогностических указаний на октябрь лучше всего использовать характеристики атмосферной циркуляции за июль и август. Связь синоптических процессов июля и октября выявлена не случайно, ее выявили исследования связи между аномалиями температуры отдельных месяцев [4].

На формирование температурных условий октября и сроки начала ледообразования на реках Сибири несомненно в известной степени влияет термическое состояние и характер атмосферной циркуляции всего северного полушария в июле.

Однако степень влияния их в различных районах неодинакова. Поэтому имеет смысл включать в прогностическую схему в качестве аргументов (предикторов) только информацию из районов, влияние которых наиболее сильно. Такие районы можно назвать характерными или динамически значимыми. Для их выявления выделяются годы с ранним и годы с поздним появлением льда на

реках рассматриваемого бассейна, т. е. те годы, когда на большинстве рек отклонение сроков появления льда от нормы превышало вероятное его значение ($0,674\sigma$).

Для каждой группы лет рассматриваются поля аномалии давления и температуры воздуха у поверхности Земли, поля H_{500} и H_{100} . Сравнение двух групп карт позволяет выявить районы, где эти поля имеют противоположные знаки в годы с ранним и поздним появлением льда. Эти районы и принимаются в качестве значимых, в них определяются в дальнейшем характеристики поля.

В качестве примера приведем порядок разработки методики долгосрочного прогноза появления льда на Оби и Иртыше [36]. Характерный район по полям аномалий давления выявлен в границах 50° з. д. — 10° в. д. и 75 — 50° с. ш., т. е. над Северной Атлантикой.

За характеристику атмосферной циркуляции принимались коэффициенты разложения полей аномалии давления в июле по естественным составляющим в указанном районе. Для получения коэффициентов разложения снимались значения аномалии давления за каждый год в 20 точках на пересечении меридианов с параллелями сначала по 75° с. ш. на пересечении с $50, 30, 10^\circ$ з. д. и $0, 10^\circ$ в. д., а затем аналогично по $70, 60$ и 50° с. ш., после чего применялась программа [39].

Для определения прогнозируемой даты появления льда ΔD (в отклонениях от средних многолетних) получены уравнения регрессии, куда в качестве независимых переменных (предикторов) включены полученные коэффициенты разложения поля аномалии давления за июль.

Уравнение для прогноза сроков появления льда на реках Обь и Иртыш имеет общий вид:

$$\Delta D = C + C_1 B_1 + C_2 B_2 + \dots + C_{10} B_{10}, \quad (8.12)$$

где C_1, \dots, C_{10} — коэффициенты уравнения, B_1, \dots, B_{10} — коэффициенты разложения поля аномалии давления над Атлантическим океаном в июле. Значения коэффициентов уравнения (8.12) приведены в табл. 8.2.

Значения S/σ соответствуют коэффициентам корреляции, значительно превышающим указанные в табл. 8.1 предельные для случайной связи при данном объеме выборки (49 членов) и шести предикторах.

Показательно, что для Оби у пунктов Молчаново, Колпашево, Александровское, находящиеся в одном и том же районе 31 (рис. 8.1), эти коэффициенты имеют близкие значения. Также сходные значения коэффициентов для Оби у Сургута и Иртыша у Усть-Ишима, Тобольска, Ханты-Мансийска, находящиеся в районе 34. Заметно отличаются уравнения для Октябрьского на Оби, где оказалось достаточным использование четырех коэффициентов разложения (район 37), Павлодара и Тары на Иртыше (район 33), где вместо B_8 оказался значимым B_{10} .

Таблица 8.2

Коэффициенты уравнений для прогноза появления льда на Оби и Иртыше

Река	Пункт	C_1	C_2	C_3	C_4	C_5	C_6	C_{10}	S/σ
Обь	Молчаново	-0,13	0,41	1,19	0,93	1,13	-0,20		0,64
	Колпашево	-0,81	0,52	0,99	1,09	1,09	-0,73		0,73
	Александровское	-0,06	0,52	0,94	0,72	0,85	-0,79		0,70
	Сургут	0,27	0,40	0,97	1,19	1,16	0,01		0,67
Иртыш	Октябрьское	1,71	0,42	0,89	1,34	0,22			0,75
	Павлодар	0,61	0,34	1,46	-0,22	-0,30		-3,69	0,69
	Тара	-0,98	-0,11	1,04	0,28	1,07		-2,53	0,69
	Усть-Ишим	-1,64	0,37	1,30	0,87	1,38	0,36		0,75
	Тобольск	-1,49	0,29	1,09	0,72	0,17	0,84		0,70
	Ханты-Мансийск	2,36	0,38	1,15	1,65	0,57	0,21		0,75

Общий характер уравнений, полученных для всего бассейна, и близкие значения коэффициентов прогностических уравнений для пунктов внутри каждого района подтверждают неслучайность выявленной зависимости. Применение метода в оперативной практике в течение восьми лет показало, что он позволяет составлять прогнозы на полтора месяца раньше, чем по применявшемуся ранее методу, при примерно той же точности и надежности. Оправдываемость прогнозов, выпущенных по этой методике за 1979—1988 гг., составила 84 %.

Анализ полей аномалии давления и температуры воздуха в июле, проведенный применительно к срокам появления льда на Северной Двине, показал, что характерный (значимый) район располагается в пределах от 30 до 110° в. д. и от 40 до 75° с. ш., т. е. охватывает большую часть европейской части СССР и Сибири, а также моря западного сектора Арктики [13].

Дальнейшее рассмотрение коэффициентов разложения этих полей показало, что процессы, которые отражают первые четыре коэффициента поля аномалии давления (B_1, B_2, B_3, B_4) оказывают существенное влияние на сроки появления льда, а из коэффициентов поля аномалии температуры воздуха существенно влияют только второй и шестой (B_2 и B_6).

Поскольку известно, что поля давления и температуры воздуха взаимосвязаны, прежде чем включать коэффициенты разложения поля температуры в уравнение регрессии, были вычислены коэффициенты парной корреляции B_2 и B_6 с каждым из четырех коэффициентов разложения поля аномалии давления. Коэффициенты корреляции оказались незначительными и все шесть предикторов были включены в уравнения регрессии¹, которые имеют общий вид:

$$\Delta D = C + C_1 B_1 + C_2 B_2 + C_3 B_3 + C_4 B_4 + C_5 B_2 + C_6 B_6. \quad (8.13)$$

¹ Разработка метода выполнена на материалах за 1938—1977 гг., что позволяет учесть такое число предсказателей (табл. 8.2).

Здесь ΔD определялись для отдельных пунктов на Северной Двине, значения коэффициентов уравнения C_1, C_2, \dots, C_6 приведены в табл. 8.3.

Таблица 8.3

Коэффициенты уравнений для прогноза появления льда на Северной Двине

Река	Пункт	C	C_1	C_2	C_3	C_4	C_5	C_6	S/σ
Северная Двина	Котлас	-3,5	1,3	1,7	-1,1	1,4	-0,2	-1,3	0,65
	Усть-Курье	-1,5	1,4	-1,5	-1,3	1,4	-0,2	-1,4	0,59
	Абрамково	-4,2	1,3	1,3	-1,4	1,1	-0,3	-2,2	0,61
	Нижняя Тойма	-4,6	1,3	1,2	-1,4	1,1	-0,3	-2,1	0,56
	Сидоров- ская	-2,4	1,3	1,3	-1,4	1,2	-0,2	-2,1	0,62
	Двинский Березник	-4,0	1,3	1,1	-1,5	1,1	-0,3	-2,3	0,62
	Усть-Пинега	-2,6	1,0	1,0	-1,7	0,4	-0,4	-2,8	0,69

Из данных таблицы видно, что коэффициенты уравнений для всех пунктов близки, поскольку все они входят в один район (район 2 на рис. 8.1).

Оперативные прогнозы, составленные по этой методике в 1973—1988 гг. оправдались на 80 %, что соответствует приведенной в таблице характеристике S/σ .

8.2.2. Долгосрочный прогноз вскрытия рек

Основные положения синоптико-статистического метода, изложенные выше, полностью относятся к его использованию при разработке методики прогноза вскрытия рек. Особенности последних методик связаны с условиями возникновения весенних атмосферных процессов в различных регионах. Так, например, при разработке метода прогноза вскрытия р. Лены, исходили [11] из того, что сроки вскрытия зависят от времени и интенсивности начала разрушения зимнего восточно-сибирского антициклона [15, 33], т. е. от степени развития западного переноса в марте.

Характеристики последней удобно получить с помощью разложения поля средних значений приземного давления в марте по полиномам Чебышева [14].

Характерный район для разложения поля давления P по полиномам Чебышева для прогноза вскрытия р. Лены включает точки с географическими координатами 90—100—110—120° в. д. и 70—65—60—55—50° с. ш.

Полученные коэффициенты разложения за многолетний ряд использованы для получения прогностических уравнений с помощью регрессионного анализа. В нашем примере была выявлена

наиболее существенная зависимость сроков вскрытия Лены от двух коэффициентов разложения поля давления в марте — A_{01} и A_{21} . Первый из них отражает интенсивность зональной циркуляции, второй — степень развития северо-западных воздействий.

Для учета локальных условий периода, предшествующего вскрытию, в прогностические уравнения введена аномалия температуры воздуха в марте по ближайшей опорной метеостанции $\Delta\Theta$.

В результате прогностическое уравнение, например, для р. Лены у п. Усть-Кут имеет вид

$$\Delta D = 2,4 - 0,5A_{01} + 12,3A_{21} - 1,1\Delta\Theta, \quad (8.14)$$

где $\Delta\Theta$ введена по данным метеостанции в г. Киренске.

Аналогичные уравнения получены для всех пунктов наблюдений на Верхней Лене. Их качество характеризуется отношением S/σ от 0,56 до 0,63.

Применение метода в оперативной практике в течение 19 лет (с 1968 г.) показало устойчивую оправдываемость прогнозов, составившую в среднем 82 %, что вполне соответствует качеству зависимостей.

Широкое применение в разработке методов долгосрочных прогнозов вскрытия рек получило и разложение полей метеорологических элементов по естественным ортогональным функциям (естественным составляющим). Порядок разработки методики прогнозов с его помощью вполне аналогичен описанному в п. 8.2.1 для методики долгосрочных прогнозов появления льда. Отличие состоит лишь в том, что характерные поля метеорологических элементов рассматриваются за период, предшествующий вскрытию рек, т. е. за зимние месяцы.

Анализ, проведенный для разработки методики прогноза вскрытия рек европейской части СССР [35], показал, что значимым районом для прогноза вскрытия рек юга и запада европейской части СССР (бассейны Дона и Днепра) и рек севера этой территории (Северная Двина и Печора) является зона от 130 до 50° з. д. и от 45 до 75° с. ш., т. е. район Канады.

При этом выявлено, что наиболее показательна здесь структура поля аномалии давления в ближайшие предшествующие вскрытию рек месяцы: для Дона и Днепра — в январе и феврале, для Северной Двины и Печоры — в феврале и марте.

Так, для прогноза сроков вскрытия рек бассейна Дона выше Цимлянского водохранилища (район 16 на рис. 8.1), корреляционное уравнение имеет вид

$$\Delta D = 0,73B_2 - 0,9B_7 + 0,21B_9 - 0,35B_{10} - 0,85. \quad (8.15)$$

Его эффективность характеризует $S/\sigma = 0,48$.

Еще меньше переменных входит в удовлетворительное ($S/\sigma = 0,56$) прогностическое уравнение для прогноза сроков вскрытия рек бассейна Днепра выше Киевского водохранилища (район 12 на рис. 8.1)

$$\Delta D = -1,28B_4 - 1,33B_5 + 0,97B_7 - 1,00. \quad (8.16)$$

Сложнее решение задачи для рек севера европейской части СССР. Прогностическое уравнение для рек бассейна Северной Двины имеет вид

$$\Delta D = -0,26B_{2_2} + 0,22B_{3_2} + 1,29B_{7_2} - 1,31B_{8_2} + \\ + 0,56B_{3_3} - 1,7B_{10_3} - 1,25. \quad (8.17)$$

Здесь первые индексы при B обозначают порядковый номер коэффициента разложения, вторые индексы — номер месяца (2 — февраль, 3 — март). Для этого уравнения показатель $S/\sigma = 0,62$.

Описанная методика разработана в 1982 г. Составленные по ней прогнозы вскрытия рек бассейнов Днепра и Дона, Северной Двины и Печоры за последующие пять лет оправдались на 93 %.

8.3. Долгосрочные прогнозы основных элементов ледового режима водохранилищ

Общей особенностью разработки методов ледовых прогнозов для водохранилищ является необходимость преодоления затруднений, связанных с отсутствием для подавляющего большинства водохранилищ данных многолетних наблюдений¹.

Прежде чем приступить к разработке такой методики, необходимо, как показал В. В. Пиотрович [22], «воссоздать» многолетний ряд сроков ледовых явлений расчетом с использованием наблюдаемых значений метеорологических элементов за прошлые годы и проектных характеристик морфометрии и гидравлических условий на различных участках водохранилищ.

Методика расчета сроков ледовых явлений по метеорологическим данным с учетом морфометрии и гидравлики участка водохранилища изложена в гл. 3, 5 и 7.

8.3.1. Прогноз замерзания водохранилищ

Ледяной покров на лимитирующих навигацию участках водохранилищ, находящихся в зоне выклинивания подпора, при отсутствии ГЭС выше по реке образуется приблизительно в те же сроки, в которые появлялся плавучий лед на соответствующих участках рек. Поэтому существует возможность применения к прогнозу начала ледостава на таких участках водохранилищ основ методики, разработанной для прогнозов появления льда на реках.

Значительно чаще необходима разработка самостоятельной методики для прогноза ледостава на водохранилище. До настоящего времени такая методика создана для лимитирующих участков водохранилищ на Волге, Каме, Днестре [9, 37, 12]. Наиболее

¹ Длинные ряды натуральных наблюдений имеются лишь на оз. им. Ленина на Днестре (с 1929 г.) и на Рыбинском водохранилище на Волге (с 1941 г.).

перспективным путем их разработки является использование синоптико-статистического метода в порядке, описанном в п. 8.2.1.

Исследования последних двух десятилетий показали [17, 24, 21, 30], что важную роль в формировании атмосферной циркуляции играют процессы, происходящие в стратосфере. Некоторые возможности учета этих процессов для прогноза замерзания рек и водохранилищ показаны в работах [7, 37].

Наиболее определенно влияние процессов в нижней стратосфере (на уровне H_{100}), отражающих интенсивность тропосферных возмущений при меридиональных преобразованиях, удалось учесть для прогноза сроков замерзания волжских водохранилищ.

Для этой цели был выполнен анализ поля геопотенциала H_{100} над северным полушарием в августе, когда происходит осенняя перестройка циркумполярного вихря в стратосфере. Прежде всего, с карт H_{100} за август снимались значения геопотенциала по 50° с. ш. и 70° с. ш. через 10° по долготе. Затем из значений геопотенциала на широте 50° с. ш. вычитались значения геопотенциала на широте 70° с. ш. для каждой долготы. По этим данным построены ежегодные графики разности геопотенциала и обобщены для групп лет с ранними и поздними сроками замерзания волжских водохранилищ.

Анализ полученных графиков показал, что в годы с ранними сроками замерзания имеет место резкое увеличение разности геопотенциала в районе $50-110^\circ$ в. д., в годы с поздними сроками замерзания оно значительно меньше. Поэтому район, ограниченный 50 и 110° в. д. и 80 и 50° с. ш., выбран как значимый район. В качестве характеристики поля геопотенциала H_{100} в этом районе взяты коэффициенты разложения его по естественным ортогональным функциям. В результате применения пошаговой регрессии наиболее значимыми для сроков замерзания волжских водохранилищ оказались коэффициенты B_2, B_3, B_4 и B_9 . Поэтому уравнения для прогноза сроков установления ледостава на волжских водохранилищах имеют общий вид

$$\Delta D = C_1 + C_2 B_2 + C_3 B_3 + C_4 B_4 + C_5 B_9. \quad (8.18)$$

Значения коэффициентов C_1-C_5 и отношения S/σ приведены в табл. 8.4.

Прогностические уравнения получены по 22-летнему ряду наблюдений с 1957 г., за который в Гидрометцентре СССР имелись карты H_{100} .

Таблица 8.4

Коэффициенты уравнения (8.18) и значения S/σ

Водохранилище	Пункт	C_1	C_2	C_3	C_4	C_5	S/σ
Горьковское Куйбышевское	Кострома	1,21	0,37	0,39	0,37	3,20	0,74
	Верхний Услон	1,48	0,44	0,67	0,85	4,20	0,62

Оправдываемость прогнозов начала ледостава на волжских водохранилищах, составленных с применением описанной методики с 1980 по 1988 г., равна 75 %. Проведенный анализ показал, что лучше оправдываются долгосрочные прогнозы замерзания водохранилищ для ранних сроков этого явления.

В последнее время в связи с осуществлением продленной навигации по волжским водохранилищам особое значение для ее планирования приобрели долгосрочные прогнозы сроков наступления характерной толщины льда (10, 20, 30, 40 см).

Анализ связи между сроками начала ледостава и датами нарастания льда до указанной толщины на Горьковском и Куйбышевском водохранилищах показал [27], что коэффициенты корреляции для толщины льда до 20 см довольно высоки (0,90—0,60), для большей же толщины они приобретают отрицательное значение (—0,40, —0,60). Такая закономерность объясняется различием в атмосферных процессах, формирующих эти явления.

Из результатов описанного анализа следует, что сроки нарастания толщины льда до 10, 15 см, т. е. в самый начальный период ледостава, можно предсказать, используя их тесную связь со сроками начала ледостава, пользуясь долгосрочным прогнозом последних в качестве исходного. Для сроков нарастания толщины льда до 20 см такой подход может обеспечить только «гарантийные» прогнозы ранних возможных пределов этих сроков. Подобные же результаты дает использование основ методов долгосрочного прогноза начала ледостава для прогноза сроков нарастания льда [10].

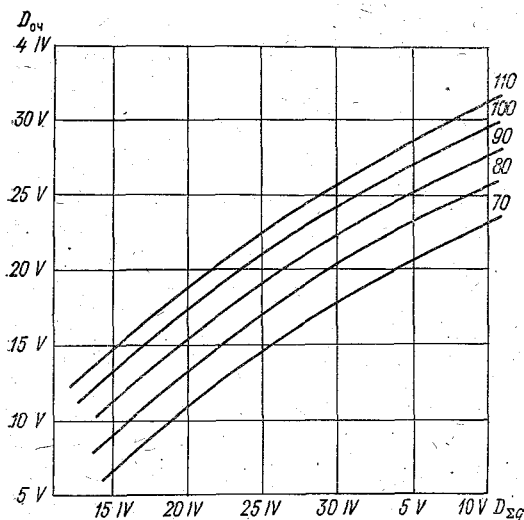
Для долгосрочного прогноза сроков нарастания ледяного покрова до 20—40 см разработана специальная методика на основе синоптико-статистического метода [27].

8.3.2. Прогнозы весеннего разрушения льда и очищения от него водохранилищ

Основной и наиболее важной для практики фазой весенних ледовых явлений на водохранилищах является очищение их ото льда, с которым связано начало массовой навигации и лесосплава. Поэтому «восстановление» рядов таких дат и разработка методов их долгосрочного прогноза ведется от начала создания крупных водохранилищ [22, 23].

В районах с устойчивым характером весенних процессов, например, в Восточной Сибири, сроки начала таяния и толщина льда позволяют достаточно определенно судить о сроках очищения водохранилищ от льда. В качестве примера приведем полученную Булатовым зависимость сроков очищения ото льда приплотинной части Братского водохранилища ($D_{оч}$) от максимальной толщины льда и даты накопления суммарного теплоприхода ко льду 8400 Дж/см² ($D_{\Sigma q}$). Указанный суммарный теплоприход был определен как минимальный в начале таяния, после накопления которого, как правило, длительных перерывов в таянии льда не

бывает. С помощью номограммы на рис. 8.4 можно составлять прогнозы очищения Братского водохранилища со средней заблаговременностью 23 сут. Качество методики отражает значение $S/\sigma = 0,60$. Точность прогнозов, естественно, убывает с увеличением заблаговременности.



Для волжских водохранилищ влияние как толщины ледяного покрова так и интенсивности таяния в начальный его период в значительной степени учитывается средней месячной темпера-

Рис. 8.4. Номограмма для составления прогноза очищения от льда Братского водохранилища (цифры у линий — толщина льда, см).

турой воздуха в марте. Зависимость сроков очищения этих водохранилищ от средней месячной температуры воздуха в марте были получены Пиотровичем [23]. Однако их применение не дает хороших результатов в случаях резкого изменения характера атмосферных процессов в апреле.

Заблаговременность и точность прогнозов могут быть значительно повышены, если учесть изменение аномалии температуры воздуха от сезона к сезону в зависимости от предшествующего изменения характеристики потока тепла с юго-запада. Таким путем [8] можно в начале марта оценить условия притока тепла в синоптическом сезоне весны, т. е. в марте—апреле.

Заблаговременность позволяет уточнить прогноз в середине апреля. Уточнение прогноза очищения Куйбышевского водохранилища производится с учетом наблюдаемой максимальной толщины льда h_n и суммы превышений температуры $\sum \Delta\theta$ (п. 8.1.2) за период с 16 марта по 15 апреля. Подсчет $\sum \Delta\theta$ выполняется по данным о средней суточной температуре воздуха по метеостанции Казань. Уравнение для прогноза имеет вид

$$\Delta D = 0,25h_n - 0,05 \sum \Delta\theta - 10,25. \quad (8.19)$$

Для этой зависимости S/σ равно 0,46, заблаговременность уточнения прогноза в среднем 15 сут.

Аналогичная методика долгосрочных прогнозов очищения разработана для других водохранилищ Волжского каскада, Цимлян-

ского и Каховского водохранилищ. Оправдываемость составленных с ее помощью долгосрочных прогнозов за 25 лет 87 %.

В последние годы в Гидрометцентре СССР для разработки методики долгосрочного прогноза сроков уменьшения прочности ледяного покрова до заданных характерных значений и очищения водохранилищ Волжского каскада применен синоптико-статистический метод.

С учетом сказанного в п. 5.4 метод долгосрочных прогнозов уменьшения прочности ледяного покрова на волжских водохранилищах в интересах обеспечения продленной навигации разработан для трех градаций относительного разрушающего напряжения тающего льда: $\varphi=0,7$, $\varphi=0,5$ и $\varphi=0,25$ ¹.

Для этого рассмотрены поля аномалии приземного давления и температуры воздуха (ΔP и ΔT) относительного геопотенциала (ΔH_{1000}^{500}). Последние, с учетом предшествующих исследований [28], оценены как по средним значениям ΔH_{1000}^{500} за зимние месяцы, так и по изменениям геопотенциала от месяца к месяцу. В результате выявлены следующие значимые районы: 12—60° в. д. 68—44° с. ш. (Европа) в полях ΔH_{1000}^{500} за декабрь и январь, 30—110° в. д. 75—50° с. ш. (Евразия) и 130—50° з. д. (Канада) в поле аномалии давления за февраль, 50° з. д. — 30° в. д., 75—50° с. ш. (Атлантика и Западная Европа) в поле аномалии температуры за февраль. Коэффициенты разложения этих полей по естественным ортогональным функциям использованы в качестве предикторов. При этом, естественно, для различных водохранилищ показательны и разные характеристики атмосферных процессов. Так, например, уравнения для центральной части Куйбышевского водохранилища имеют общий вид

$$\Delta D_{\varphi j} = C_1 B_{12} + C_2 B_{13} + C_3 B_{16} + C_4 B_{23} + C_5 B_{28} + C_6, \quad (8.20)$$

где B_{1i} — коэффициенты разложения поля ΔP в феврале над Евразией; B_{2i} — коэффициенты разложения поля ΔH_{1000}^{500} , среднего за декабрь и январь; C_1, C_2, \dots, C_i — коэффициенты уравнения, значения которых даны в табл. 8.5.

Для Шекснинского плеса Рыбинского водохранилища состав предикторов иной, общий вид уравнений следующий:

$$\Delta D_{\varphi j} = C_1 B_{36} + C_2 B_{37} + C_3 B_{39} + C_4 B_{48} + C_5 B_{49} + C_6, \quad (8.21)$$

где B_{3i} — коэффициенты разложения поля ΔP в феврале над Канадой; B_{4i} — коэффициенты разложения поля изменения ΔH_{1000}^{500} от декабря к январю.

Для других водохранилищ получены аналогичные прогностические уравнения, в которые входят коэффициенты разложения

¹ Если разработка методики ведется для других задач, то и прочностные характеристики и градации их уменьшения в ходе таяния ледяного покрова должны быть другими.

Таблица 8.5

Коэффициенты (8.20), (8.21) для прогноза сроков наступления заданных значений относительной прочности ледяного покрова

Водохранилище, градация прочности	Коэффициент уравнения						S/σ
	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅	C ₆	
Куйбышевское начало таяния (дата схода снега)	0,17	-0,45	-0,42	-0,34	-1,29	-2,54	0,69
φ=0,5	0,21	-0,43	-0,47	-0,26	-1,32	-2,26	0,66
φ=0,25	0,11	-0,28	-0,43	-0,15	-1,10	-1,63	0,80
Рыбинское начало таяния (дата схода снега)	0,59	0,79	-1,25	-0,53	1,44	-2,62	0,69
φ=0,5	-0,51	0,67	-1,15	-0,44	1,41	-1,96	0,71
φ=0,25	0,40	0,57	-1,02	-0,59	1,52	-2,76	0,74

тех же четырех полей метеорологических элементов в различных сочетаниях, соответствующих условиям таяния льда на каждом из водохранилищ.

В результате рассмотрения полей метеорологических элементов за зимние месяцы и за март, как предшествующие очищению волжских водохранилищ, был выявлен значимый район, ограниченный 130—50° з. д. и 75—50° с. ш. (Канада) в поле ΔP за март.

Как указано выше, толщина льда существенно влияет на срок очищения. Поэтому в прогностические уравнения, наряду с коэффициентами разложения этого поля, в качестве предиктора включена максимальная толщина ледяного покрова $h_{\text{макс}}$ осредненная по акватории участка водохранилища.

В качестве примера приведем уравнение для центральной части Куйбышевского водохранилища:

$$\Delta D_{\text{оч}} = 0,48B_3 - 0,45B_7 - 0,96B_8 - 0,11h_{\text{макс}} - 9,96. \quad (8.22)$$

Показатель эффективности этого уравнения $S/\sigma = 0,66$.

За пять лет применения описанной методики (1983—1987 гг.) прогнозы сроков уменьшения прочности ледяного покрова до заданных значений и очищения ото льда волжских водохранилищ оправдались на 84 %.

8.4. Точность и надежность долгосрочных ледовых прогнозов

При изложении методов долгосрочных прогнозов сроков заморозания и освобождения ото льда рек и водохранилищ мы приводили некоторые сведения, характеризующие степень надежности этих прогнозов. Следует иметь в виду, что изложены наиболее успешно применяемые методы, основанные, как правило, на достаточно физически ясных и статистически устойчивых закономерностях развития атмосферных процессов, обуславливающих ледовые явления.

Выявление таких закономерностей и количественных характеристик атмосферных процессов, которые можно успешно использовать в качестве предикторов, — дело очень трудное, требующее хорошего знания основ метеорологии, общей циркуляции атмосферы, методов долгосрочных прогнозов погоды. Однако и при выполнении этих требований далеко не всегда могут быть получены удовлетворительные результаты.

Множественность факторов, влияющих на сроки ледовых явлений и обуславливающие их атмосферные процессы, вызывает стремление к введению в прогностические уравнения возможно большего числа предикторов. В то же время ряды наблюдений невелики, и увеличение числа предикторов ведет к неустойчивости уравнений. Стремясь преодолеть эти трудности, иногда прибегают к повторному разложению всех выявленных предикторов по главным компонентам. Такой прием позволяет сжать информацию, но мешает возможности физической интерпретации выявленных прогностических зависимостей.

Следует предупредить также от распространенной ошибки, возникающей когда стремясь получить наиболее точные локальные зависимости, сроки ледовых явлений у соседних пунктов связывают с различными характеристиками атмосферных процессов, относя таким образом локальные особенности явления за счет макропроцессов в атмосфере.

Наконец, если удовлетворительная прогностическая зависимость получена, необходимо помнить, что точность и надежность ее, как правило, не высоки и не могут обеспечить ежегодно составление удовлетворительных долгосрочных прогнозов ледовых явлений. Аномальный характер развития атмосферных процессов в отдельные, пусть немногочисленные, годы приводит к качественным ошибкам прогнозов для рек целых крупных географических регионов.

Общая оправдываемость долгосрочных ледовых прогнозов для рек и водохранилищ Советского Союза за последние 25 лет составила 79 %, в том числе прогнозов осенних ледовых явлений 75 % и весенних 82 %, т. е. в среднем на 18 % выше оправдываемости климатических «прогнозов по норме», что подтверждает значительную эффективность долгосрочных прогнозов.

В то же время анализ показал, что лишь в 2/3 случаев ранних и 1/3 поздних замерзаний и вскрытий их сроки были предсказаны правильно. В отдельные сезоны оправдываемость основных прогнозов составляла 45—60 %, т. е. вся совокупность прогнозов была неудовлетворительной. Значительную часть неудачных прогнозов удавалось уточнять. За последние 10 лет оправдываемость с учетом уточнений ежегодно превышала 80 %.

Отсюда видна необходимость, наряду с усовершенствованием основных методов долгосрочных ледовых прогнозов, уделять особое внимание разработке методики их уточнения и широкому внедрению в практику методов краткосрочных прогнозов, применение

которых позволяет существенно сократить ущерб от неудачных долгосрочных прогнозов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных составляющих.— Труды ЦИП, 1959, вып. 74, с. 3—24.
2. Блинова Е. Н., Марчук Г. И. К теории годового хода чисто зональной циркуляции.— Труды ИФА АН СССР, 1958, № 2, с. 105—113.
3. Брукс К., Карузерс Н. Применение статистических методов в метеорологии.— Л.: Гидрометеониздат, 1963.— 415 с.
4. Бялыницкая В. Г. О климатических связях аномалий средней месячной температуры воздуха на Европейской территории СССР.— Труды ЦИП, 1963, вып. 124, с. 14—22.
5. Гинзбург Б. М. Вероятностные характеристики сроков замерзания и вскрытия рек и водохранилищ Советского Союза.— Л.: Гидрометеониздат, 1973.— 116 с.
6. Гинзбург Б. М. Естественные составляющие полей сроков замерзания и вскрытия рек.— Труды Гидрометцентра СССР, 1981, вып. 236, с. 72—82.
7. Гинзбург Б. М., Антипова Е. Г., Гудовская Е. Н. О влиянии стратосферной циркуляции, температуры воды в Северной Атлантике и облачности над нею на сроки появления льда на реках Европейской территории СССР.— Труды Гидрометцентра СССР, 1983, вып. 258, с. 30—47.
8. Гинзбург Б. М., Балашова И. В. Методика расчетов и прогнозов разрушения льда на водохранилищах.— Труды ЦИП, 1960, вып. 100, с. 3—64.
9. Гинзбург Б. М., Балашова И. В., Антипова Е. Г. Методика прогноза начала ледостава на водохранилищах волжского каскада.— Труды Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 47, с. 3—19.
10. Гинзбург Б. М., Балашова И. В., Пономарев М. Б. О расчетах и прогнозах нарастания льда на волжских водохранилищах в начале ледостава.— Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 140, с. 17—31.
11. Ефремова Н. Д. Опыт применения разложения метеорологических полей по полиномам Чебышева для прогноза вскрытия рек (на примере Верхней Лены).— Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 40, с. 40—46.
12. Ефремова Н. Д. Метод долгосрочного прогноза замерзания Днепровских водохранилищ на основе анализа полей давления атмосферы.— Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 112, с. 17—22.
13. Ефремова Н. Д., Полежаева Л. Д. Долгосрочный прогноз появления льда на Северной Двине.— Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 117, с. 91—95.
14. Зверев Н. И., Пурганская И. П. Практические приемы разложения полей метеорологических элементов по полиномам Чебышева.— Труды ЦИП, 1963, вып. 123, с. 78—86.
15. Калачикова В. С. Синоптические условия формирования и разрушения азиатского антициклона.— Труды ДВНИГМИ, 1968, вып. 26, с. 83—102.
16. Кац А. Л. Количественная характеристика горизонтальных составляющих общей циркуляции атмосферы в северном полушарии.— Метеорология и гидрология, 1955, № 2, с. 7—12.
17. Кац А. Л. Циркуляция в стратосфере и мезосфере.— Л.: Гидрометеониздат, 1968.— 204 с.
18. Лобовикова З. П. Анализ и долгосрочный прогноз сроков вскрытия рек бассейна Амура посредством естественных ортогональных функций.— Метеорология и гидрология, 1976, № 12, с. 67—72.
19. Морской Г. И., Свиридова С. Г. Сравнительный анализ разложения заданных на сфере полей в двойные ряды Фурье и в ряды по сферическим функциям.— Труды Гидрометцентра СССР, 1967, вып. 11, с. 56—64.
20. Пагава С. Т., Аристов Н. А., Блюмина Л. И. и др. Основы синоптического метода сезонных прогнозов погоды.— Л.: Гидрометеониздат, 1966.— 362 с.

21. Педь Д. А., Рудичева Л. М. Влияние продолжительности сохранения летнего стратосферного антициклона на погоду последующих месяцев.— Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 122, с. 66—73.
22. Пиотровиц В. В. Образование и стаяние льда на озерах, водохранилищах и расчет сроков ледостава и очищения.— Л.: Гидрометеиздат, 1958.— 192 с.
23. Пиотровиц В. В. Методика долгосрочного прогноза сроков очищения ото льда водохранилищ Волгоградской, Волжской и Цимлянкой ГЭС.— Труды ЦИП, 1959, вып. 84, с. 99—114.
24. Погосян Х. П., Павловская А. А. О цикличности аномалий атмосферных процессов.— Метеорология и гидрология, 1977, № 1, с. 26—35.
25. Погосян Х. П., Савченкова Е. И. О числовом выражении вида атмосферной циркуляции.— Метеорология и гидрология, 1950, № 3, с. 5—13.
26. Подсечина Т. В. Расчет и анализ режима нарастания ледяного покрова на водохранилищах Верхней и Средней Волги для целей продления навигации.— Труды Гидрометцентра СССР, 1986, вып. 283, с. 75—82.
27. Подсечина Т. В. Нарастание льда на волжских водохранилищах и его зависимость от атмосферных процессов.— Труды Гидрометцентра СССР, 1987, вып. 295, с. 130—137.
28. Полякова К. Н. Метод долгосрочного прогноза прочности тающего ледяного покрова весной на Горьковском и Куйбышевском водохранилищах.— Труды Гидрометцентра СССР, 1981, вып. 236, с. 83—90.
29. Полякова К. Н., Коновалова Г. М., Калядина Н. В. Расчет и краткосрочный прогноз нарастания и разрушения ледяного покрова на водохранилищах Волжско-Камского каскада для целей продления навигации.— Труды Гидрометцентра СССР, 1984, вып. 258, с. 57—73.
30. Рафаилова Х. Х. Использование характеристик стратосферы, тропосферы и подстилающей поверхности в долгосрочных прогнозах погоды.— Л.: Гидрометеиздат, 1973.— 317 с.
31. Румянцев В. А., Русин С. А. О выборе прогностических информативных предикторов.— Труды ГГИ, 1979, вып. 259, с. 39—47.
32. Сборник научных программ на Фортране. Руководство для программиста.— М.: Статистика, 1974, вып. 1.— 313 с.
33. Савченкова Е. И. Опыт применения методики долгосрочного прогноза сроков появления льда на р. Лене, основанной на качественной оценке синоптических процессов.— Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 112, с. 23—28.
34. Савченкова Е. И. Естественные функции полей дат появления льда на реках.— Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 117, с. 74—82.
35. Савченкова Е. И. Методика долгосрочного прогноза сроков вскрытия рек Днепра и Дона.— Труды Гидрометцентра СССР, 1987, вып. 295, с. 113—121.
36. Савченкова Е. И., Ефремова Н. Д., Каракаш Е. С. Метод долгосрочного прогноза сроков появления льда на Северной Двине, Печоре, Оби, Иртыше, Енисее и Ангаре.— Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 140, с. 3—16.
37. Савченкова Е. И., Ефремова Н. Д. Методика долгосрочного прогноза сроков замерзания водохранилищ волжского каскада.— Труды Гидрометцентра СССР, 1983, вып. 258, с. 3—27.
38. Савченкова Е. И., Каракаш Е. С. Применение метода разложения метеорологических полей по естественным составляющим при прогнозе появления льда на реках Лена и Амур.— Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 112, с. 3—16.
39. Семендяев К. А. Программа разложения данных наблюдений на естественные ортогональные составляющие.— Аннотированный перечень программ, поступивших в ОФАП Госкомгидромета, 1981, вып. 2, с. 7.
40. Шаночкин С. В. Долгосрочный прогноз начала ледообразования на реках севера Европейской территории СССР.— Труды ГГИ, 1980, вып. 270, с. 92—99.

Оглавление

Предисловие	3
Введение	4
Глава 1. Прогноз сроков появления плавучего льда на реках	6
1.1. Охлаждение водной массы и начало ледообразования	—
1.2. Краткосрочный прогноз сроков появления плавучего льда	7
1.2.1. Расчет появления плавучего льда на реках	—
1.2.2. Определение исходных данных для расчета начала ледообразования	10
1.2.3. Пример расчета и краткосрочного прогноза времени появления плавучего льда на реках (без использования ЭВМ)	25
1.2.4. Физико-статистические (эмпирические) зависимости для краткосрочного прогноза времени появления льда	30
1.2.5. Прогноз густоты ледохода (шугохода)	34
1.2.6. Точность и надежность краткосрочного прогноза появления льда на реках, составляемого с использованием прогноза метеорологических элементов	36
Список литературы	38
Глава 2. Прогноз начала ледостава на реках	39
2.1. Процесс образования ледяного покрова	—
2.2. Прогнозы с использованием прогноза погоды	—
2.2.1. Расчет начала ледостава на участке реки	—
2.2.2. Физико-статистические (эмпирические) зависимости для краткосрочных прогнозов начала ледостава на реках	41
2.2.3. Прогноз времени наступления ледостава в пункте, перемещения кромки льда и связанных с этим зазорных подъемов уровня воды	44
Список литературы	48
Глава 3. Прогноз начала ледообразования и ледостава на озерах и водохранилищах	49
3.1. Условия начала ледообразования и особенности процесса замерзания озер и водохранилищ	—
3.2. Краткосрочный прогноз с использованием прогноза погоды	50
3.2.1. Расчетные формулы и определение исходных данных для расчета	—
3.2.2. Методика расчета начальной температуры воды	52
3.2.3. Пример расчета начала ледостава на водохранилище	54
3.2.4. Физико-статистические (эмпирические) зависимости для краткосрочных прогнозов замерзания водохранилищ	57
3.2.5. Точность прогнозов замерзания водохранилищ с использованием прогнозов погоды	—
Список литературы	59
Глава 4. Прогноз толщины ледяного покрова	60
4.1. Факторы, определяющие толщину ледяного покрова	—
4.2. Прогнозы толщины ледяного покрова с использованием прогноза температуры воздуха	62
4.2.1. Основы методики расчета толщины ледяного покрова	—
4.2.2. Расчет толщины ледяного покрова водохранилищ в начальный период после установления ледостава	73

4.2.3. Применение расчетных методик для прогнозов толщины льда с использованием прогноза метеорологических элементов	74
Список литературы	75
Глава 5. Прогноз уменьшения толщины и прочности ледяного покрова	76
5.1. Процесс таяния и уменьшения прочности ледяного покрова	—
5.2. Расчет стаивания ледяного покрова и образования жидкой фазы в его толще	78
5.2.1. Подготовка исходных метеорологических данных	79
5.2.2. Расчет составляющих теплового баланса тающего снежного и ледяного покрова	81
5.2.3. Порядок и пример расчета прочностных характеристик тающего ледяного покрова	85
5.2.3.1. Расчет времени схода снега со льда	86
5.2.3.2. Расчет толщины и относительной прочности ледяного покрова	89
5.3. Краткосрочный прогноз прочностных характеристик ледяного покрова	97
5.4. Прогноз несущей способности ледяного покрова и проходимости его для судов ледового плавания	99
Список литературы	103
Приложение	104
Глава 6. Прогноз вскрытия рек	105
6.1. Условия вскрытия рек. Основные определяющие факторы	—
6.2. Краткосрочные прогнозы сроков вскрытия рек	106
6.2.1. Прогнозы с использованием модели вскрытия рек	—
6.2.2. Методика прогноза сроков вскрытия рек по обобщенной зависимости	110
6.2.3. Пример составления краткосрочного прогноза вскрытия рек на основе модели процесса вскрытия	114
6.3. Прогнозы вскрытия рек на средние сроки	115
6.4. Прогнозы вскрытия рек с помощью физико-статистических зависимостей	120
6.5. Точность и надежность прогнозов вскрытия рек, составляемых с использованием прогноза метеорологических элементов	123
6.6. Прогноз заторов и уровней воды при заторах	124
6.6.1. Условия образования заторов. Факторы, определяющие заторные уровни воды	—
6.6.2. Прогноз максимальных заторных уровней	126
Список литературы	131
Глава 7. Прогноз сроков разрушения ледяного покрова и очищения ото льда озер и водохранилищ	133
7.1. Процесс разрушения ледяного покрова озер и водохранилищ и освобождения их ото льда	—
7.2. Прогнозы сроков начала дрейфа льда и очищения от него водохранилищ с использованием прогноза погоды	134
7.2.1. Прогноз на основе расчета уменьшения прочности льда	—
7.2.2. Прогнозы начала дрейфа льда и очищения водохранилищ с помощью физико-статистических (эмпирических) зависимостей	135
Список литературы	138
Глава 8. Долгосрочные прогнозы с учетом характеристик атмосферных процессов	139
8.1. Методы прогнозов, основанные на учете закономерностей процессов синоптических сезонов	141
8.1.1. Прогноз появления льда на реках	—
8.1.2. Прогноз вскрытия рек	144
8.2. Прогнозы на основе синоптико-статистического метода	146
8.2.1. Долгосрочный прогноз появления льда на реках	152

8.2.2. Долгосрочный прогноз вскрытия рек	155
8.3. Долгосрочные прогнозы основных элементов ледового режима водохранилищ	157
8.3.1. Прогноз замерзания водохранилищ	—
8.3.2. Прогнозы весеннего разрушения льда и очищения от него водохранилищ	159
8.4. Точность и надежность долгосрочных ледовых прогнозов . .	162
Список литературы	164

Производственно-техническое издание

РУКОВОДСТВО ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ ПРОГНОЗАМ

Выпуск 3. Прогноз ледовых явлений на реках и водохранилищах

Редактор Н. В. Шаблиева. Художественный редактор В. В. Быков. Технический редактор Н. Ф. Грачева. Корректор Л. А. Сандлер.

Н/К. Сдано в набор 30.09.88. Подписано в печать 13.01.89. М-17511. Формат 60×90^{1/16}. Бум. тип. № 2. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 10,5. Кр.-отт. 10,5. Уч.-изд. л. 11,76. Тираж 1250 экз. Индекс ГЛ-108. Заказ № 584. Цена 1 р. 10 к. Заказное.

Ленинградская типография № 4 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 переулоч, 6.