

Я. Л. Готлиб
В. М. Жидких
Н. М. Сокольников

**ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ
ВОДОХРАНИЛИЩ
ГИДРОЭЛЕКТРОСТАНЦИЙ**

28720У

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

Гидрометеиздат • Ленинград • 1976



УДК 556.555.4

Обобщается накопленный материал натуральных гидротермических исследований и опыт его применения при решении различных задач, связанных с комплексным использованием водных ресурсов. Излагается в систематизированном виде методика теплового расчета водохранилищ. Даются краткие сведения по теории теплообмена, необходимые для успешного пользования излагаемой методикой. Приемы расчета иллюстрированы примерами.

Рассчитана на гидрологов, гидротехников и специалистов других областей народного хозяйства, связанных с изучением и использованием водных ресурсов.

Г $\frac{20806-077}{069(02)-76}$ 50-76

© Гидрометеонздат, 1976 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Рациональное использование и охрана водных ресурсов невозможны без всестороннего изучения гидрологического режима водохранилищ — важнейшего элемента водохозяйственных комплексов. Среди разнообразных проблем гидрологии водохранилищ видное место занимают вопросы термического режима. В настоящее время достигнуты значительные успехи в изучении теплового режима отдельных водохранилищ, разработке методики расчетов и применении результатов исследований при решении практических задач. Большой вклад в изучение теплового режима водохранилищ внесли Б. В. Проскураков, А. Г. Колесников, А. И. Пехович, А. А. Пивоваров, К. И. Россинский, Л. Г. Шуляковский и др.

Книга посвящена анализу и расчету теплового режима водохранилищ любого назначения, за исключением водохранилищ-охладителей ТЭС и АЭС. В ней обобщены материалы натурных исследований теплового режима водохранилищ, расположенных в различных зонах СССР, в том числе в районах с суровым климатом, и рассмотрены вопросы, связанные с расчетом температуры воды (постановка конкретных гидротермических задач, практические приемы расчета, назначение исходных данных).

Необходимо отметить, что большое число инженерных задач, их разнообразность, а следовательно, и различная степень требуемой точности решения и, что особенно важно, различные условия формирования теплового режима

водохранилищ приводят к тому, что дать решения всех возникающих задач невозможно; можно лишь привести методические основы расчета, с помощью которых такие решения могут быть относительно просто получены. С целью облегчения практического применения методики решения гидротермических задач даются примеры расчетов теплового режима конкретных водохранилищ (Красноярского, Братского, Камского и др.).

Авторы благодарны Б. В. Проскуракову, С. Л. Вендрову, З. А. Викулиной и А. Н. Чижову, замечания и советы которых нашли отражение в содержании и структуре книги. Особую признательность авторы выражают А. И. Пеховичу — научному руководителю и участнику методических исследований, использованных в книге, а также М. В. Алхимовой, Л. С. Булко, М. В. Гориной, Т. Е. Кожевниковой и С. Н. Назаренко за помощь в подготовке материалов.

ОСНОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

-
- x, y, z — пространственные координаты, м
 τ — время, часы (ч)
 h — глубина водохранилища, м
 h' — толщина слоя с очень высокой теплопроводностью, м
 L — расстояние между расчетной и начальной вертикалями, м
 v_0 — объем водохранилища, м³
 F — площадь зеркала водохранилища, м²
 t — температура воды, °С
 \bar{t} — средняя по глубине температура воды, °С
 \bar{t}_v — средняя по объему температура воды, °С
 t_0 — начальная температура воды, °С
 t_n — температура на поверхности воды, °С
 Δt — разность между температурой на поверхности воды и на дне, °С
 ϑ — температура воздуха, °С
 S — плотность теплового потока на поверхности воды, Вт/м²
 $S_{\text{дн}}$ — плотность теплового потока на дне, Вт/м²
 S_0 — скорость изменения теплового потока, Вт/м²
 S_R — радиационный баланс на поверхности воды, Вт/м²
 $S_{\text{и}}$ — теплоотдача испарением, Вт/м²
 $S_{\text{к}}$ — конвективный теплообмен на поверхности воды, Вт/м²
 I_t — источник тепла заданной температуры
 I_S — источник тепла заданной интенсивности
 q_v — интенсивность внутренних источников тепла, Вт/м³
 λ — коэффициент теплопроводности воды, Вт/(м·°С)
 a — коэффициент температуропроводности воды, м²/ч
 A — коэффициент турбулентного обмена (вязкости), кг/(м·ч)
 c — теплоемкость воды, кДж/(кг·°С)
 ρ — плотность воды, кг/м³
 γ — удельный вес воды, кг/м³
 μ — коэффициент динамической вязкости, кг/(м·ч)
 ν — коэффициент кинематической вязкости, м²/ч
 V — скорость течения, м/ч; м/с
 q — расход воды, м³/ч; м³/с

$Q_{сб}$ — расход воды сброса, м³/ч; м³/с
 $Q_{пр}$ — расход воды притока, м³/ч; м³/с
 u, v, w — проекции скорости течения, м/ч
 W — скорость ветра, м/ч; м/с
 T_a — касательное напряжение ветра, кг/(м · ч²)
 α — коэффициент теплоотдачи, Вт/(м² · °С)
 C — коэффициент Шези, м^{0,5}/ч
 g — ускорение свободного падения, м/ч²
 Fr — число Фруда
 Fo — критерий Фурье
 Bi — критерий Био
 Nu — критерий Нуссельта
 Ra — критерий Релея
 Gr — критерий Грасгофа
 Pt — критерий Прандтля
 η — относительная координата (параметр глубины)
 Θ — параметр температуры
 n — коэффициент шероховатости
 I — уклон водной поверхности
 $L_{в\lambda н}$ — длина волны, м
 $H_{в\lambda н}$ — высота волны, м
 $T_{в\lambda н}$ — период волнения, часы
 $S_{ад}$ — адвекция тепла

1. НЕКОТОРЫЕ ИСКУССТВЕННЫЕ ВОДОЕМЫ СССР

1.1. Сведения о водохранилищах СССР

Основой комплексного использования водохранилищ является перераспределение речного стока во времени. С созданием водохранилищ решаются задачи, связанные с гидроэнергетикой, орошением и обводнением территорий, переброской стока, водным транспортом, рыбным хозяйством, промышленным и коммунальным водоснабжением, лесосплавом, борьбой с наводнениями, отдыхом населения и др. За послевоенный период превращены в каскады водохранилищ наиболее крупные реки Европейской части СССР — Волга, Кама, Днепр, введены в эксплуатацию водохранилища на Енисее, Ангаре, Иртыше, Оби, Дону, Сырдарье и других реках.

По данным А. Б. Авакяна и В. А. Шарапова [1], в 1968 г. площадь водохранилищ страны составляла примерно четвертую часть площади водного зеркала всех внутренних водоемов СССР (без Каспийского и Аральского морей). В настоящее время в стране эксплуатируется и готовится к вводу в эксплуатацию свыше ста крупных и средних водохранилищ ГЭС. Если учесть, что водохранилища являются основным звеном водохозяйственного комплекса, то становится понятным большое значение, которое придается изучению водохранилищ, а также различным аспектам влияния водохранилищ на природу и народное хозяйство прилегающих территорий. В этой связи изучение тепловых процессов в водохранилищах представляет особый интерес. Тепловой режим, например, существенно влияет на ледовые условия водохранилищ, которые в свою очередь определяют сроки навигации, зимние транспортные связи и т. д.

Температурные условия оказывают значительное влияние на развитие водной растительности водоема, распространение рыб, кормовую базу водоемов и др. Данные о температуре воды водохранилищ играют также важную роль и при решении многих инженерных задач, возникающих при проектировании гидроэлектростанций. К числу таких задач могут быть отнесены: определение размеров незамерзающей части в нижнем бьефе ГЭС, выбор варианта замерзающего или незамерзающего

канала, оценка возможных расходов шуги и льда, установление наиболее рациональной глубины заложения водоприемников в связи с необходимостью регулирования ледовых условий в нижнем бьефе, составление теплового баланса водоема, оценка необходимости противообледенительных устройств на ГЭС и выбор их типа, определение влияния температуры воды в глубоких водохранилищах на термонапряженное состояние бетонных и других сооружений.

Температура воды является одним из основных внешних факторов, влияющих на миграцию рыб, периоды их подхода к берегам, устьевым участкам рек и т. д. Е. К. Суворов [84] отмечает, что для каждого вида рыб необходима определенная температура воды, при которой обеспечивается наиболее полное отправление их жизненных функций. Так, например, форель прекращает питаться при 18°C и не переносит увеличения температуры воды свыше 23°C. Карп прекращает питаться при температуре ниже 8°C и выше 30°C, а его размножение не происходит при температуре воды ниже 18°C. Для оптимального питания такой распространенной в водохранилищах рыбы, как щука, наиболее благоприятны температуры воды 16—18°C. Тепловые условия играют весьма важную роль и для таких важных периодов развития организма, как продолжительность развития икры и время выклеывания мальков. Так, в [84] приводятся интересные данные Н. Д. Никифорова о длительности развития волжской севрюги от оплодотворения до вылупления в зависимости от температуры воды (табл. 1). Эти данные показывают, что отклонение от оптимальной температуры тормозит развитие и даже повышение ее ускоряет развитие только до определенного предела.

Таблица 1

Температура воды, °C	13	23	25	26
Длительность периода развития, часы	268	48	46	76

Е. К. Суворов, приводя много примеров влияния температурных условий на жизнь проходных рыб, указывает, что при составлении рыбохозяйственных прогнозов необходимо исходить не только из современного состояния гидрометеорологических (в том числе и температурных) условий, но и их динамики. В этой связи представляется, что термические расчеты, выполненные излагаемыми в последующих главах методами, позволят полнее учесть при рыбохозяйственном проектировании влияние тепловых условий как в действующих, так и во вновь создаваемых водохранилищах.

Как отмечают А. Б. Авакян и В. А. Шарапов, водохранилищам свойственны многие общие черты, позволяющие объединить этот вид искусственных водоемов: все водохранилища об-

разуются посредством подпора рек плотинами, большинство водохранилищ предназначено для регулирования естественного стока рек с целью обеспечения максимально возможной в условиях комплексного использования водных ресурсов выработки электроэнергии и покрытия пиковых нагрузок. Для всех водохранилищ характерно возрастание глубины по направлению к плотине, замедленное по сравнению с рекой течение воды, неустойчивость летней термической стратификации и др.

В работе [1] все водохранилища по площади зеркала разделяются на пять категорий: крупнейшие — с площадью водной поверхности более 5000 км², крупные — с площадью от 1000 до 5000 км², средние — с площадью от 100 до 1000 км², небольшие — от 10 до 100 км² и малые — с площадью водной поверхности менее 10 км².

В нашей стране пять водохранилищ могут быть отнесены к крупнейшим. Среди них наибольшей площадью обладают Иркутское (31 635 км²) и Верхне-Свирское (9700 км²). В размер площади Иркутского водохранилища входит площадь оз. Байкал, так как подпором от плотины Иркутской ГЭС средний многолетний уровень озера поднят на 1 м. В величину площади Верхне-Свирского водохранилища входит площадь Онежского озера, так как подпор от плотины Верхне-Свирской ГЭС повысил уровень озера на 0,5 м.

К крупнейшим озерам относятся также водохранилища Братской ГЭС, Бухтарминской ГЭС (включая площадь оз. Зайсан) и Волжской ГЭС им. В. И. Ленина. Следует отметить, что площадь пяти водохранилищ, отнесенных к крупнейшим, составляет свыше 50% площади зеркала всех водохранилищ. Полный объем этих крупнейших водохранилищ равен 23 538 км³, что составляет 97,2% объема всех водохранилищ гидроэлектростанций СССР. Полезный объем этих же водохранилищ — 176,7 км³, или 39,3% суммарного полезного объема водохранилищ гидроэлектростанций.

К крупным (с площадью зеркала 5000—1000 км²) отнесено 21 водохранилище с суммарной площадью водной поверхности 45 605 км² (38,6% площади зеркала водохранилищ ГЭС) и общим полным объемом 486,4 км³ (2,0% суммарного полного объема водохранилищ ГЭС) и полезным объемом 186,7 км³ (41,5% полезного объема водохранилищ гидроэлектростанций СССР).

В числе крупных водохранилищ следует назвать Рыбинское и Волгоградское на р. Волге, Цимлянское на р. Доне, Кременчугское и Каховское на р. Днепре, Красноярское на р. Енисее. К ним относятся и водохранилище Ондской ГЭС, площадь которого включает оз. Выг, а также Кумское водохранилище, включающее Топозеро и Пяозеро.

К средним водохранилищам гидроэлектростанций относятся 25 водохранилищ с суммарной площадью 11 286 км² (9,5%

общей площади водохранилищ) и полезным объемом 71,8 км³ (16,0%).

Таким образом, пять крупнейших, 21 крупное и 25 средних водохранилищ имеют площадь водной поверхности, равную 98,9% общей площади зеркала 113 водохранилищ ГЭС. Полный объем крупнейших, крупных и средних водохранилищ составляет 96,8%, а полезный объем 99,9% суммарного объема водохранилищ гидроэлектростанций СССР. Очевидно, что большой удельный вес крупнейших, крупных и средних водохранилищ в водохозяйственном и энергетическом комплексе объясняет тот интерес, который проявляется к изучению гидрологических процессов в этих водоемах.

Приведенная классификация водохранилищ по площади водной поверхности, естественно, не является единственной.

В работе [1] по форме водохранилищ в плане выделены два основных типа: речной и озерно-речной.

Для водохранилищ речного типа характерно весьма значительное (в десятки раз) преобладание длины над шириной. Кроме того, увеличение ширины водохранилища по сравнению с речными условиями невелико, а береговая линия близка к береговой линии реки. К числу водохранилищ речного типа относятся Волгоградское и Угличское на р. Волге, Усть-Каменогорское на р. Иртыше, Дубоссарское на р. Днестре, Кегумское и Плявиньское на р. Даугаве, Павловское на р. Уфе, Нижне-Свирское на р. Свири и др.

В тех случаях, когда подпор от гидроузла распространяется на озера, широкие речные долины, котловины и междуречья, образуются водохранилища озерно-речного типа. А. Б. Авакян и В. А. Шарапов в водохранилищах этого типа выделяют собственно озерно-речные и озерные, отмечая при этом трудности проведения границы между ними.

К озерным водохранилищам относятся Выгозерское, Сегозерское, Князегубское (с Ковдозером), Верхнесвирское, Нарвское, Иркутское, Храмское (с Цалкинским озером), Кайрак-Кумское, Мингечаурское, Кумское, Чарвакское, Иовское, Рыбинское и др.

К озерно-речным водохранилищам можно отнести ряд волжских водохранилищ: Ивановское, Горьковское, Куйбышевское, Волгоградское, Камское, Нижне-Камское, Каховское, Цимлянское, Бухтарминское, Братское и др. Заметим, что многие из перечисленных водохранилищ озерно-речного типа состоят из весьма различных частей. Так, водохранилище Братской ГЭС ниже впадения притоков (реки Ока, Ия и др.) имеет типично озерный характер, тогда как его верхняя часть близка к речному типу. Другим примером может служить Ивановское водохранилище, которое состоит из двух озеровидных плесов (приплотинного и Шошинского) и речного участка.

Выше было показано многообразие водохранилищ как по их характеристикам, так и по форме в плане и очертаниям береговой линии. Вместе с тем площадь водной поверхности, длина, ширина, глубина и объем водохранилищ меняются в течение года при регулировании стока. По виду регулирования стока выделяют водохранилища суточного регулирования, недельного, сезонного или годового и многолетнего. Как будет показано в последующих разделах, вид регулирования оказывает значительное влияние на гидрологические условия верхних и нижних бьефов гидроузлов. Поэтому, рассматривая термический режим водохранилищ, авторы сделали попытку выявить некоторые черты годового термического цикла в зависимости от регулирования (раздел 2). Здесь же заметим, что глубина сработки верхних бьефов для низконапорных и средненапорных приплотинных ГЭС, как правило, не превышает 8 м, а для высоконапорных гидроузлов глубина сработки изменяется в больших пределах — от 10 до 80 м.

Приведенные классификационные схемы дают возможность при минимальном объеме имеющихся сведений составить правильное суждение об основных чертах режима водохранилища и, таким образом, более обоснованно наметить состав и объем намечаемых исследований, что особенно важно на начальных стадиях проектирования.

Что касается термических условий водохранилищ, то по отношению намечаемого эксплуатационного расхода воды на ГЭС и проектного объема будущего водохранилища можно предварительно определить его будущую проточность и с учетом проектируемых глубин получить представление о чертах ожидаемого термического режима. Для этих целей обычно используются материалы по водохранилищам-аналогам.

При выборе аналога следует, однако, иметь в виду, что, помимо близких характеристик по проточности и глубине, водохранилище-аналог должно находиться в той же физико-географической зоне с близкими метеорологическими условиями.

Подробный анализ термических классификаций водохранилищ, предложенных рядом авторов, дан в разделе 5. Заметим лишь, что температурный режим зависит от размеров водохранилищ (объем, глубина, площадь), его конфигурации в плане, проточности, скоростей течения, режима стока, метеорологических условий, вида регулирования и др.

Прежде чем перейти к рассмотрению теплового режима водохранилищ, остановимся на понятии «водная масса».

Под водной массой понимается сравнительно большой объем воды, обладающий в течение отдельных гидрологических периодов стабильными гидрофизическими, гидрохимическими и гидробиологическими характеристиками.

Н. В. Буторин отмечает, что из всех показателей для выделения водных масс в водохранилищах наиболее часто

используется температура воды [16]. В Рыбинском водохранилище он выделяет четыре типа водных масс: волжскую, моложскую, шекснинскую и водную массу центральной части водохранилища (табл. 2). Следует, однако, заметить, что выделение водных масс для отдельных периодов года является несколько условным. Так, температуры воды во всех водных массах водохранилища летом весьма близки друг к другу — в пределах 16,8—23,6°C, характерном для шекснинской водной массы. В этот же предел изменений температуры воды летом входят и температуры воды волжской водной массы (17,1—23,2°C), моложской водной массы (17,8—23,6°C), а также центральной части водохранилища (17,3—23,6°C). На эту близость значений температуры воды справедливо указывал и Буторин, отмечая в то же время, что весной воды центральной части значительно

Таблица 2

Предельные значения температуры воды и электропроводности водных масс в Рыбинском водохранилище за 1960—1964 гг. (по Н. В. Буторину)

Водная масса	Весна		Лето	
	температура, °С	электропроводность, мксим/см на км	температура, °С	электропроводность, мксим/см на км
Волжская	7,2—9,2	105—137	17,1—23,2	150—206
Моложская	8,1—12,4	86—120	17,8—23,6	147—206
Шекснинская	3,1—10,8	68—124	16,8—23,5	130—167
Центральной части	2,1—6,4	192—292	17,3—23,6	143—188

Водная масса	Осень		Зима	
	температура, °С	электропроводность, мксим/см на км	температура, °С	электропроводность, мксим/см на км
Волжская	1,0—6,6	172—272	0,0—0,5	212—440
Моложская	0,8—5,2	166—270	0,2—2,5	208—326
Шекснинская	0,0—5,0	148—222	0,4—1,7	202—311
Центральной части	0,0—5,2	142—174	0,2—1,7	146—222

холоднее вод других водных масс водохранилища, а наиболее теплой является моложская водная масса. В осенний период наибольшее выхолаживание имеет место в шекснинской и моложской водных массах. Зимой температура воды различных водных масс Рыбинского водохранилища также отличается друг от друга. Исключение в этот период составляют водные массы шекснинской и центральной частей водохранилища, температура воды в которых изменяется соответственно в весьма близких пределах — 0,4—1,7 и 0,2—1,7°C.

Представляют интерес и характеристики водных масс р. Волги и Куйбышевского водохранилища по данным на 26—27 июня 1960 г. (табл. 3).

Таблица 3

Характеристика водных масс некоторых волжских водохранилищ
(по Н. В. Буторину)

Водная масса	Занимаемый участок	Температура, °С	Электропроводность, мксим/см на км
Горьковского водохранилища	Горьковская ГЭС — устье Оки	15—17	100—110
Волжская	Устье Оки — устье Камы	12—23	240—415
Куйбышевского водохранилища	Устье Камы — ГЭС им. В. И. Ленина	15,4—19	204—280

Как видно из таблицы, температура воды водных масс р. Волги и Куйбышевского водохранилища отличается прежде всего пределом изменений (и амплитудой температуры этого предела) внутри каждой водной массы. Этот предел наиболее ограничен в горьковской водной массе (15—17°С) и наиболее широк в волжской массе (12—23°С). Однако, так же как и в Рыбинском водохранилище, температура воды водных масс двух частей водохранилища Куйбышевской ГЭС находится в пределах изменения температуры воды третьей части — волжской водной массы.

Приведенные выше примеры различных водных масс (по Буторину) относятся к водохранилищам волжского каскада средненапорных гидроэлектростанций.

Материалы по температурному режиму крупных глубоководных и проточных водохранилищ высоконапорных гидроэлектростанций показывают, что в них обычно выделяются две водные массы с различными характеристиками. Первая — водная масса верхнего активного слоя, обладающего наибольшей изменчивостью температурных характеристик, и вторая — водная масса глубокой зоны с весьма незначительными изменениями температуры и плотности воды в течение годового цикла.

Водная масса первого — верхнего слоя — неоднородна. В водохранилище поступают водные массы речного потока, обладающие характеристиками, свойственными рекам. При движении этой массы по водохранилищу она трансформируется под воздействием орографических, гидравлических и метеорологических факторов и ее температурные характеристики непрерывно меняются.

1.2. Изученность теплового режима водохранилищ

Температурный режим водохранилищ в связи с особенностями морфометрического строения ложа, массообменом и гидравлическим режимом значительно меняется по сравнению с речными условиями. Причем отдельные районы водохранилища имеют специфическое распределение и самостоятельный годовой ход температуры. В связи с этим обычно после создания водохранилища начинаются исследования его температурного режима, носящие как экспедиционный, так и стационарный характер.

На водохранилищах, создаваемых для нужд гидроэнергетики в комплексе с другими народнохозяйственными потребителями, температурные наблюдения выполняются преимущественно в приплотинной части обычно в первые годы эксплуатации проектной организацией (Гидропроект) [22]. В дальнейшем комплексные стационарные наблюдения по всей акватории водохранилища проводятся станциями и обсерваториями Гидрометслужбы СССР. При разработке проекта гидроэнергетического объекта обязательно предусматривается организация комплексных гидрологических наблюдений, в том числе и температурных на водохранилище.

Материалы стационарных наблюдений, проводимых обсерваториями и станциями Гидрометслужбы, периодически публикуются в «Материалах наблюдений на озерах и водохранилищах» (дополнения к гидрологическому ежегоднику). Так, в опубликованных в последние годы Дополнениях приводятся материалы температурных наблюдений, проводимых обсерваториями и станциями Гидрометслужбы, расположенными на большинстве используемых водохранилищ.

Кроме того, экспедиционные температурные наблюдения проводятся большим количеством научно-исследовательских, учебных, проектных и производственных организаций с целью установления температуры воды в отдельных районах водохранилищ либо в отдельные сезоны и сроки, а также при комплексных исследованиях. Примером значительного объема экспедиционных термических наблюдений, входящих в большой комплекс исследований, являются работы Института биологии внутренних вод АН СССР на водохранилищах волжского каскада ГЭС [15].

Большое количество исследований выполнено и ранее на волжских водохранилищах. Еще в 1938—1939 гг. Гидропроект проводил исследования термического и ледового режима Волги в верхнем и нижнем бьефах Ивановской ГЭС. В тот же период Государственным гидрологическим институтом получены некоторые данные по зимнему термическому режиму того же водохранилища. Собранные материалы позволили Б. М. Себен-

цеву, Д. И. Биску и Е. В. Мейснеру описать зимние условия Ивановского водохранилища [79].

Накопленные материалы по тепловому режиму водохранилищ в зимний период дали возможность С. Н. Крицкому, М. Ф. Менкелю и К. И. Россинскому [47] установить закономерности и динамику термического режима и разработать методику расчета ледотермического режима во вновь создаваемых средненапорных водохранилищах.

В послевоенный период особенно подробно освещался термический режим Рыбинского водохранилища. Следует указать на работы следующих исследователей: К. К. Эдельштейна, Т. Н. Курдиной, Н. В. Буторина, С. Н. Тачалова, В. И. Рутковского, С. С. Бакастова, Т. А. Горшуновой и др. [15].

В 1962 г. Г. А. Ясонов [96] обобщил результаты температурных наблюдений на Куйбышевском водохранилище, а Б. С. Бородкин и Б. К. Павлов рассмотрели зимний термический режим Горьковского водохранилища [7].

В первые годы эксплуатации Цимлянского, Куйбышевского и Волгоградского водохранилищ их зимний термический режим исследован К. И. Россинским, А. А. Кондрацкой и Г. Н. Нисар-Мухамедовой [73]. Создание водохранилищ в Сибири также сопровождалось исследованием их термического режима (работы В. М. Самочкина [77—78], Б. С. Бородкина, М. И. Жидких, В. В. Баланина [8, 3]).

Работы, посвященные исследованиям температурного режима Иркутского водохранилища от начала его наполнения до нормальной эксплуатации станции, опубликованы Я. Л. Готлибом, Е. Е. Займиным и Н. И. Смолиным [23, 24]. После начала наполнения глубокого Братского водохранилища в приплотинной части проводились обширные наблюдения, давшие ценные материалы о влиянии глубины, проточности водохранилища, а также расположения водоприемников (донные и глубинные отверстия, постоянные водоприемники) на характер температурного режима; результаты исследований обобщены Я. Л. Готлибом, Ф. Ф. Разореновым и М. В. Гориной [21, 25]. Следует отметить, ими же исследованы коэффициенты турбулентного перемешивания, имевшие место в приплотинной части Братского водохранилища. В 1965 г. С. Н. Булатов исследовал температурный и скоростной режим Братского водохранилища и установил процесс образования и величину температурного скачка под ледяным покровом, определив значение коэффициента теплообмена, и установил, что глубина слоя скачка зависит от расходов воды, плотности воды различных слоев и морфометрических характеристик ложа [14].

Особенности термического режима в первоначальный период наполнения глубокого Красноярского водохранилища в его приплотинной части освещены в работе Ю. А. Григорьева и Н. М. Сокольниковой [26]. Следует отметить установление

в водохранилище двух зон по глубине (двух водных масс): одной — глубинной, малоактивной, с однообразными температурами в течение года и второй в верхнем слое водоема, в котором активно протекают тепловые процессы. Режим в верхнем слое оказывает существенное влияние на температуру воды, поступающей в нижний бьеф.

Н. М. Сокольниковым [31] в Усть-Каменогорском водохранилище в зимний период обнаружено наличие двух зон по глубине (активной поверхностной и малоактивной глубинной). В этом водохранилище наличие двух температурных зон прослеживалось при сравнительно небольших расходах воды в период самостоятельной работы ГЭС. После того станция начала работать в каскаде с Бухтарминской ГЭС, что повлекло за собой увеличение почти в полтора раза расходов воды и как следствие увеличение перемешивания в водохранилище, активный слой распространился до дна и второй слой не был обнаружен. Зимний термический режим в приплотинной части ряда водохранилищ и в истоке рек, вытекающих из озер (превращенных в водохранилища), исследован Н. М. Сокольниковым [81—83].

Обобщение материалов температурных наблюдений на ряде преимущественно сибирских водохранилищ, в том числе и расположенных в районах развития многолетней мерзлоты (Вилюйское, Мамаканское), выполненное Я. Л. Готлибом и Н. М. Сокольниковым, приводится в работе [22].

В связи с началом строительства гидроэлектростанций и созданием водохранилищ в районах развития многолетней мерзлоты большой интерес представляют исследования термического режима в водохранилище Вилюйской ГЭС и вечномерзлых грунтах его ложа. Проведенные наблюдения дали возможность прийти к выводу о слабой интенсивности процессов теплообмена водохранилища с подстилающими вечномерзлыми породами (даже скальными), что в значительной степени обуславливается термическим режимом водохранилища и низкими температурами пород. Результаты исследований опубликованы Р. М. Каменским и И. П. Константиновым [38]. В первые годы эксплуатации Вилюйского водохранилища температурные исследования в верхнем и нижнем бьефах ГЭС близ плотины проводились Ленгидропроектом. Результаты этих исследований обобщены С. Н. Назаренко [53].

Следует особо подчеркнуть важность капитальных работ, выполненных в Гидрометцентре СССР в связи с разработкой методов ледовых прогнозов.

В. В. Пиотрович в своей монографии [63] посвятил раздел температурному режиму большого числа озер и водохранилищ Европейской части СССР. Большое внимание им уделено установлению температуры воды в день ледостава. Расчет охлаждения воды на поверхности до 0° выполняется путем определения

элементов, составляющих теплообмен через открытую водную поверхность. В дальнейшем Пиотрович разработал метод расчета, который в настоящее время широко применяется в прогностической практике.

Л. Г. Шуляковский [95] предложил метод для расчета средней температуры воды, при которой в рассматриваемых гидрометеорологических условиях начинается замерзание водоема. Методика расчета исходит из уравнения теплового баланса поверхности воды в момент начала ледообразования.

Наконец, можно отметить одну из последних работ К. И. Росинского, посвященную обобщению материалов по ледовому и термическому режиму рек, озер и водохранилищ [70].

487204

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

2. ГОДОВОЙ ТЕРМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ В ВОДОХРАНИЛИЩАХ

2.1. Периоды годового термического цикла

Тепловой режим водохранилищ формируется под влиянием разнообразных факторов, которые можно подразделить на две основные группы.

Первая группа включает в себя различные виды поступлений и потерь тепла водой. Сюда относится теплообмен водной массы с окружающей средой (атмосферой и грунтом дна), а также тепло внутренних источников (теплообразования и таяния льда, внутреннего трения, биологических процессов и т. п.). Количественно эти процессы выражаются уравнением теплового баланса (см. раздел 3).

Ко второй группе относятся факторы, благодаря которым поступившее тепло перераспределяется внутри водной толщи: турбулентное ветровое и динамическое перемешивание и свободно-конвективное перемешивание (см. раздел 4).

Указанные процессы протекают одновременно и находятся во взаимодействии. Часто один процесс усиливает или ослабляет другой. Так, например, радиационный приход тепла повышает температуру поверхности воды, что в свою очередь усиливает испарение и приводит к увеличению потерь тепла.

Большое влияние на тепловой режим оказывают морфометрические характеристики водохранилища и в первую очередь глубина водоема и площадь водной поверхности. Очевидно, что при одинаковом удельном поступлении тепла на поверхность воды значение температуры и ее изменчивость по вертикали зависят от глубины воды. Что касается размеров водной поверхности, то они в значительной степени определяют интенсивность ветрового воздействия на температурный режим.

Даже краткое перечисление основных факторов показывает, что термические условия в водохранилищах СССР весьма разнообразны. Кроме того, водохранилищам, расположенным в одной климатической зоне, присущи различные морфометрические характеристики, степень проточности, способ регулирования стока и т. п., что придает тепловому режиму каждого из них сугубо индивидуальные черты. Поэтому важное значение имеет вопрос о подразделении годового термического цикла в водохранилищах на характерные периоды.

Б. Д. Зайков [36], основываясь на анализе материалов наблюдений на озерах, подразделил годовой термический цикл на пять периодов: 1) весеннее нагревание, 2) летнее нагревание, 3) осеннее охлаждение, 4) зимнее охлаждение и 5) зимний нагрев; последний период в глубоких водохранилищах может отсутствовать.

По Зайкову, первый период начинается не с момента вскрытия водохранилища ото льда, а несколько ранее, когда под влиянием солнечной радиации, проникшей через лед, начинается нагрев поверхностных слоев воды. Следовательно, в течение этого периода происходит изменение условий теплового взаимодействия воды и атмосферы: вначале температура поверхности воды равна 0°C и действуют внутренние источники тепла (проникающая радиация), а затем (второй и третий период) имеет место положительный и отрицательный тепловой поток на поверхности воды. В четвертом периоде изменяется род теплового условия на поверхности воды: после замерзания водохранилища на поверхности устанавливается температура воды, равная 0°C , и тепловой поток от атмосферы компенсируется нарастанием ледяного покрова. В пятом периоде происходит зимний нагрев за счет теплового потока от дна.

А. И. Пехович [54], решая задачу расчета температуры воды, также выделил пять периодов в годовом термическом цикле водохранилищ. Рассмотрим основные черты каждого из этих периодов.

Первый период наступает вслед за вскрытием водохранилища ото льда. Вскоре после вскрытия водохранилища устойчивая плотностная стратификация, имевшая место в зимний период, нарушается и возникает свободноконвективное перемешивание. Толщина слоя воды, охваченного конвекцией, постепенно увеличивается и может достигнуть дна. Конец первого периода совпадает с моментом нагрева воды до 4°C (температура наибольшей плотности пресной воды), при которой свободная конвекция прекращается. Интенсивность свободноконвективного перемешивания обычно столь велика, что в охваченном им слое распределение температуры близко к изотермическому. Так как температура воды в первом периоде ниже 4°C , то свободноконвективное перемешивание (плотностная неустойчивость) происходит в условиях прямой температурной стратификации (температура увеличивается снизу вверх, рис. 1 а).

Во втором периоде происходит интенсивное прогревание воды и возникает устойчивая стратификация. Перенос тепла внутри водной толщи осуществляется главным образом за счет турбулентного перемешивания. Так как его интенсивность меньше интенсивности весенней свободной конвекции, то второй период характеризуется наличием значительных вертикальных градиентов температуры. Особенно большие градиенты температуры наблюдаются в слое скачка. При усилении ветра слой

скачка может нарушаться и температура по глубине выравнивается. Наиболее заметно влияние ветрового перемешивания в мелководных водохранилищах. После прекращения действия ветра вертикальное расслоение водной толщи быстро восстанавливается.

В третьем периоде, так же как и в первом, наблюдается интенсивное свободноконвективное перемешивание, а турбулентное перемешивание играет по сравнению с ним подчиненную роль. Так как температура воды в это время выше 4°C , то неустойчивой плотностной стратификации соответствует обратная

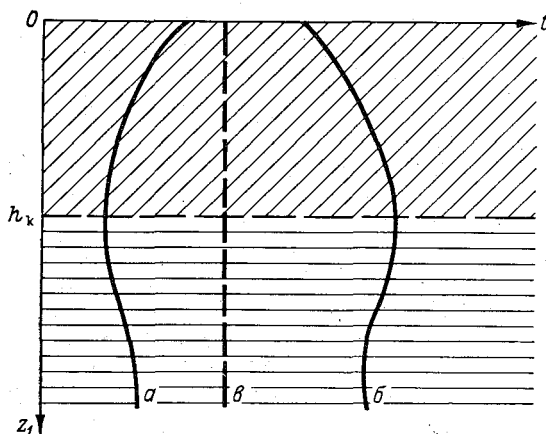


Рис. 1. Схематическое распределение температуры, при которой происходит свободноконвективное перемешивание.

a — прямая температурная стратификация, *б* — обратная температурная стратификация, *с* — гомотермия;
 h_k — толщина слоя, охваченного свободной конвекцией.

температурная стратификация (температура уменьшается снизу вверх, рис. 1 б).

В начале третьего периода свободной конвекцией охвачен лишь поверхностный слой воды, а в более глубоких слоях наблюдается прямая температурная стратификация. По мере сглаживания слоя температурного скачка конвекция распространяется на все большие глубины, а в охваченном ею слое температура практически одинакова. Во второй половине третьего периода даже в очень глубоких водохранилищах конвекция достигает дна и дальнейшее охлаждение происходит в условиях гомотермии по всей глубине. В относительно неглубоких водохранилищах, подверженных вдобавок воздействию ветра, гомотермия может наблюдаться с самого начала этого периода.

В четвертом периоде вновь возникает устойчивая стратификация и основную роль играет турбулентное перемешивание. Длительность этого периода обычно невелика.

В мелких водохранилищах охлаждение может распространяться до дна. В более глубоких водохранилищах охлаждению подвержены лишь поверхностные слои, а в глубинных слоях наблюдаются значительные вертикальные градиенты температуры. Наличие или отсутствие ветрового перемешивания имеет важное значение, так как этим определяется возможность переохлаждения воды и образования шуги, сроки установления ледостава, температура воды зимой.

Начало пятого периода совпадает с началом образования сплошного ледяного покрова на водохранилище. Температурный режим этого периода отличается гораздо большей стабильностью по сравнению с режимом других периодов. Так как температура с глубиной возрастает, но не превышает 4°C , то свободная конвекция не наблюдается, а наличие ледяного покрова не только изолирует в термическом отношении водную толщу от атмосферы, но и исключает возникновение ветрового перемешивания.

В относительно неглубоких водохранилищах в течение первой половины зимы наблюдается медленный рост температуры придонного слоя, вызванный теплообменом с грунтом дна. В более глубоких водохранилищах температура глубинных и придонных слоев воды практически почти не меняется. В конце зимы, после таяния снежного покрова на льду, происходит повышение температуры поверхностных слоев воды, вызванное непосредственным поглощением солнечной радиации, проникающей через лед, и притоком талых вод.

Сразу же после вскрытия водохранилища начинается весенняя свободная конвекция (первый период годового термического цикла).

На наш взгляд, периодизация гидротермических процессов, предложенная Пеховичем, заслуживает предпочтения, так как она отражает не только характерные этапы в развитии тепловых явлений в водохранилищах, но и учитывает чисто методические потребности расчета температуры воды (в каждый период на поверхности воды задано граничное условие одного и того же рода).

2.2. Основные черты годового термического цикла

2.2.1. Годовой термический цикл водохранилища Братской ГЭС по материалам наблюдений за температурой воды можно описать следующим образом.

С начала года до конца мая в водохранилище наблюдается устойчивая обратная стратификация. В этот период близкая к нулю температура наблюдается у нижней поверхности

Т а б л и ц а 4
Продолжительность периодов годового термического цикла и температуры воды (°С) в водохранилище Братской ГЭС
(приплотинная часть)

Год	Характеристика					низкие температуры под ледяным покровом
	весеннее нагревание	летнее прогревание	летне-осеннее охлаждение	осенне-зимнее охлаждение		
1965	С 1-й дек. мая по 2-ю дек. июня	С середины 2-й дек. июня до 1-й дек. августа	С 1-й дек. августа до 1-й дек. ноября	Со 2-й дек. ноября до середины 1-й дек. декабря	С середины 1-й дек. декабря	
1966	1,0—4,0 С 1-й дек. мая по 3-ю дек. июня	4,0—21,0 С середины 3-й дек. июня до середины 1-й дек. августа	21,0—4,0 С середины 1-й дек. августа до середины 2-й дек. ноября	4,0—0,5 С середины 2-й дек. ноября до конца 3-й дек. ноября	0,5—3,0 С 1-й дек. декабря	
1967	0,5—4,0 С 3-й дек. апреля до 1-й дек. июня	4,0—18,0 С середины 1-й дек. июня до 1-й дек. августа	18,0—4,0 С середины 1-й дек. августа до конца 1-й дек. ноября	4,0—0,2 Со 2-й дек. ноября до начала 3-й дек. ноября	0,2—3,0 С 3-й дек. ноября	
1968	0,5—4,5 Со 2-й дек. апреля по 1-ю дек. июня	4,5—17,0 С середины 1-й дек. июня по 1-ю дек. августа	17,0—4,5 С середины 1-й дек. августа по 1-ю дек. ноября	4,5—0,5 2-я дек. ноября по 30 ноября	0,5—3,5 С 1 декабря	
1969	0,5—4,0 С 3-й дек. апреля по 3-ю дек. июня	4,0—17,0 Нет данных	17,0—4,0 Нет данных	Нет данных	Нет данных	
1971	1,0—4,0 2-я дек. апреля по 1-ю дек. июня	То же 2-я дек. июня по 3-ю дек. августа	То же Конец 3-й дек. августа по 3-ю дек. ноября	4,0—0,5 Середина 3-й дек. ноября по 1-ю дек. декабря	0,5—3,0 Со 2-й дек. декабря	
1972	1,0—4,0 С 3-й дек. апреля до середины 1-й дек. июня	4,0—16,0 С середины 1-й дек. июня до середины 1-й дек. августа	16,0—4,0 С середины 1-й дек. августа до середины 1-й дек. ноября	4,0—1,0 С середины 1-й дек. ноября до начала 2-й дек. ноября	1,0—3,0 Со 2-й дек. ноября	
	1,5—4,0	4,0—17,0	17,0—4,0	4,0—0,8	0,8—3,5	

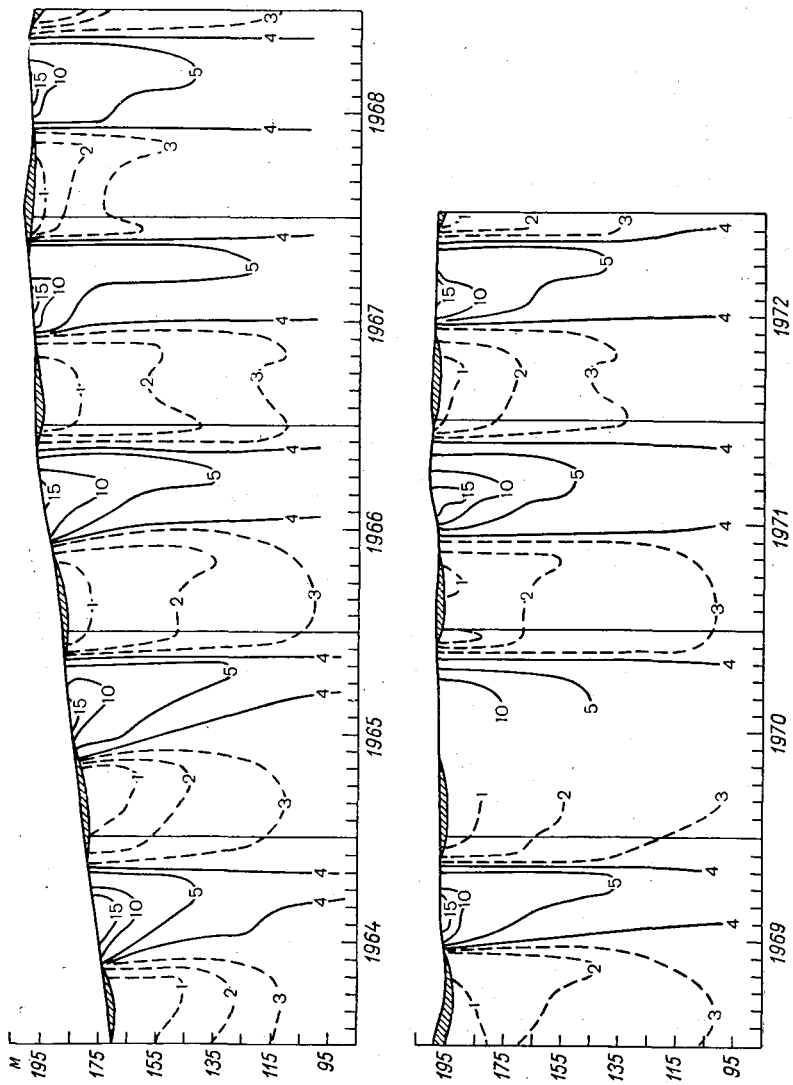


Рис. 2. Термозоплеты Братского водохранилища за 1964—1972 гг.

ледяного покрова, а наибольшие значения температуры ($\approx 3,5^{\circ}\text{C}$) — у дна.

Охлаждение продолжается обычно до второй декады апреля, когда средняя суточная температура воздуха переходит через 0°C . После перехода температуры через 0°C начинается повышение температуры воды в слоях, находящихся под ледяным покровом. Повышение температуры обуславливает увеличение плотности воды поверхностного слоя, в связи с чем возникает конвективное перемешивание, постепенно затрагивающее все более глубокие слои. В конце мая — начале июня, когда водохранилище очищается ото льда, температура воды по всей глубине выравнивается, становясь равной температуре наиболее плотных придонных слоев — наступает весенняя гомотермия.

В июле с увеличением температуры поверхностных слоев устанавливается прямая стратификация и увеличиваются температурные градиенты.

Повышение температуры поверхностных слоев до $20\text{--}22^{\circ}\text{C}$ продолжается до середины августа, после чего начинается быстрое охлаждение поверхностных слоев и медленное — более глубоких. Одновременно уменьшаются и температурные градиенты. В сентябре—октябре начинается свободноконвективное перемешивание, распространяющееся постепенно на всю глубину. В ноябре наступает осенняя гомотермия, после которой устанавливается обратная температурная стратификация. Приведенное весьма общее описание годового теплового цикла в водохранилище Братской ГЭС подтверждается рис. 2, на котором показаны термоизоплеты в приплотинной части водохранилища за ряд лет, и данными табл. 4.

Средняя годовая температура воды в приплотинной части водохранилища, как видно из табл. 5, была относительно стабильной, составляя соответственно по годам (1964—1967 гг.) $3,76$; $3,84$; $3,63$; $3,56^{\circ}\text{C}$. Заметим, что средняя годовая темпера-

Таблица 5

Средние месячные температуры воды в приплотинной части водохранилища Братской ГЭС

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Средняя за год
1964	1,37	1,22	1,14	1,11	1,71	3,85	6,13	8,56	7,87	6,24	3,34	2,60	3,76
1965	1,82	1,66	1,49	1,34	1,93	4,46	6,26	7,34	7,70	7,20	3,33	1,50	3,84
1966	2,11	2,09	2,12	2,04	2,04	2,94	5,01	5,92	6,99	6,35	3,90	2,02	3,63
1967	2,25	2,28	2,27	2,26	2,32	3,90	4,95	5,70	5,90	5,65	2,77	2,90	3,56
1972	2,36	2,42	2,48	2,52	2,66	3,63	5,42	5,62	6,75	5,73	3,26		

тура воды в слое толщиной 90 м примерно на 5°C превышает среднюю годовую температуру воздуха.

Данные табл. 6 показывают, что средние годовые температуры воды меняются с увеличением глубины незначительно (рис. 3). Так, средняя годовая температура воды на глубине 0,5 м составляла за эти годы 4,72—5,72°C, на глубине 40 м она равнялась 3,10—3,52°C и у дна 3,57—3,77°C. Разность средних годовых температур у поверхности и у дна составляла по годам соответственно 1,06; 1,90; 1,39; 1,16 и 0,99°C.

Таблица 6.

Средние годовые температуры воды на разных глубинах в приплотинной части водохранилища Братской ГЭС

Глубина, м	1964 г.	1965 г.	1966 г.	1967 г.	1972 г.
0,5	5,72	5,47	5,02	4,93	4,72
10	4,36	4,27	4,37	3,79	3,82
20	3,37	3,61	3,78	3,64	3,40
30	2,97	3,42	3,34	3,46	3,47
40	3,10	3,41	3,28	3,37	3,52
50	3,39	3,47	3,21	3,46	3,59
60	3,52	—	—	—	3,53
70	3,64	3,55	3,35	3,60	3,63
Дно	3,66	3,57	3,63	3,77	3,73

Наибольшие изменения температуры воды наблюдаются в поверхностном слое, а наименьшие в придонном. До глубины 40—50 м находится активный слой, ниже него годовые изменения температуры воды становятся уже весьма незначительными.

В табл. 7 приведены годовые амплитуды температуры воды, полученные из средних месячных значений на различных глубинах.

Наибольшее значение годовой амплитуды колебаний температуры воды отмечается на поверхности, постепенно она уменьшается с глубиной по экспоненциальному закону. В поверхностном слое максимальная температура воды наблюдается в конце июля — начале сентября, хотя наиболее часто максимум имеет место в первой декаде августа. По мере увеличения глубины время наступления максимума значительно сдвигается. В придонных слоях наибольшие значения температуры воды наблюдаются в конце октября — начале ноября и сдвиг фазы максимума достигает в отдельные годы 98 суток (рис. 4).

Изменение максимальных и минимальных температур воды на различных глубинах Братского водохранилища показано на рис. 5.

2.2.2. В водохранилище Красноярской ГЭС систематические исследования термического режима были начаты

Гидропроект в декабре 1967 г. в приплотинной части и продолжают Красноярской гидрометеорологической обсервато-

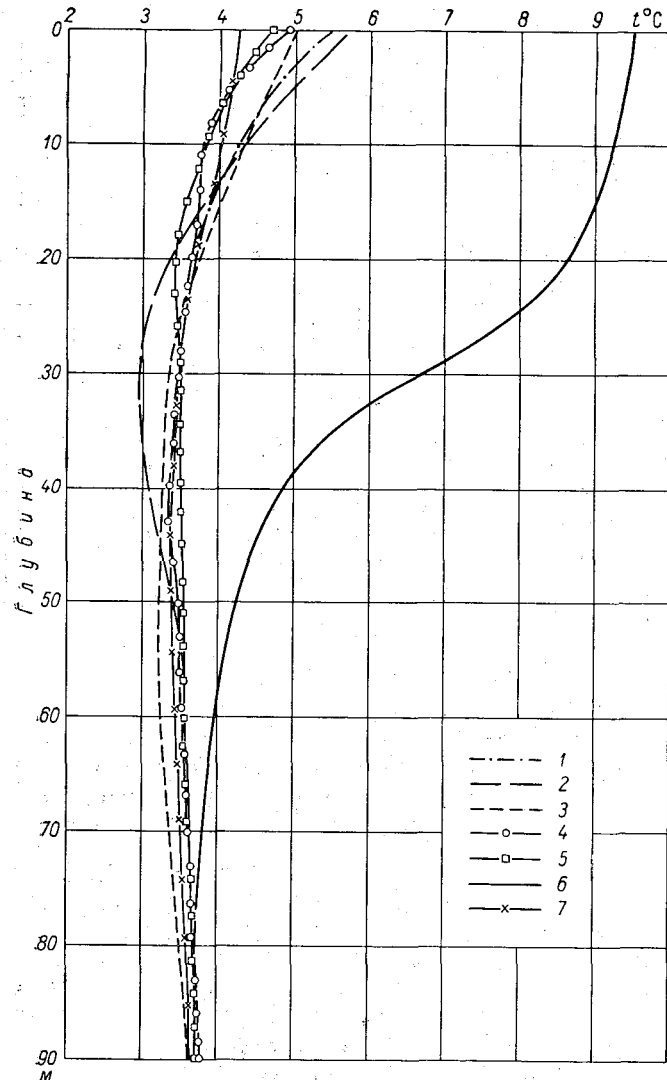


Рис. 3. Средние годовые температуры воды на различных глубинах водохранилища. Братское водохранилище.
1 — 1965 г., 2 — 1964 г., 3 — 1966 г., 4 — 1967 г., 5 — 1972 г., 6 — оз. Севан, 7 — оз. Байкал.

рий по 11 створам, расположенным по всей акватории до настоящего времени.

Таблица 7

**Годовые амплитуды температуры воды на различных глубинах
в приплотинной части водохранилища Братской ГЭС**

Глубина, м	Годовая амплитуда, °С				Сдвиг фаз максимума в сутках (от даты максимума на глубине 0,5 м)			
	1964 г.	1965 г.	1966 г.	1967 г.	1964 г.	1965 г.	1967 г.	1968 г.
0,5	19,01	17,26	15,92	14,93	0	0	0	0
10	14,15	10,16	12,55	8,69	13	29	21	15
20	7,56	7,44	8,97	5,73	35	49	35	
30	4,92	5,62	5,90	5,26	56	65	49	53
40	3,08	3,88	4,09	4,32	73	76	60	
50	—	3,13	3,26	3,14	80	83	68	68
60	1,45	—	—	—	80	88	75	
70	1,21	2,04	2,17	2,25	80	92	80	
Дно	1,91	1,25	1,45	1,41	80	98	86	94

Для приплотинной части водохранилища Красноярской ГЭС, так же как и для Братского, свойственна стратифицированная структура водной массы. Лишь в периоды, которые примыкают к периоду с гомотермическим распределением температуры воды, происходит значительное выравнивание температуры по глубине.

Наполнение водохранилища началось весной 1967 г. К 1970 г. уровень воды верхнего бьефа достиг проектной отметки и сезонная сработка водохранилища составила 26,2 м. Расходы воды через гидроузел достигли проектных. Водохранилище многолетнего регулирования является глубоководным, слабопроточным, при НПУ имеет полный объем 73,29 км³, протяженность около 350 км, ширину от 1 до 10 км при наибольшей 15 км, среднюю глубину 37 м, максимальную у плотины 105 м. Бытовые и зарегулированные расходы воды в створе Красноярской ГЭС приводятся в табл. 8.

Водохранилище, по Шниттеру [99], относится к малопроточным — коэффициент проточности, определенный по соотношению объема годового стока и объема водохранилища, составляет 1,2. По классификации А. И. Пеховича и В. М. Жидких [58], нижний участок водохранилища также является малопроточным.

Замерзание водохранилища происходит сверху вниз по акватории. Сроки замерзания и вскрытия в приплотинной части водохранилища приводятся в табл. 9.

В приплотинной части водохранилища ясно выражен годовой цикл температурного режима с хорошо прослеживающимися периодами.

Таблица 8

Средние месячные расходы воды (м³/с) в створе Красноярской ГЭС

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Средний годовой
		591	510	480	1380	6010	8 620	5100	3900	3310	2180	868	626
Средние много- летние	784	665	600	3990	9720	16 200	9230	6090	5360	4230	1660	934	
Наибольшие	381	373	305	457	2640	3 670	2490	1720	1400	1030	472	408	
	Бытовые												
	581	459	473	1280	3070	3 250	5350	3850	3130	1830	1330	1090	2140
1967	1120	1110	1180	1860	3930	3 950	2630	2530	2580	1900	1290	1360	2120
1968	1340	1310	1430	1570	2530	4 460	2640	2680	2680	2610	2360	2420	2340
1969	2340	2430	2090	2950	3620	3 870	3580	5260	3470	3180	2110	2650	3130
1970	2870	2990	3110	2290	2670	2 660	2480	2770	2460	2230	1910	2330	2560
1971	2310	2580	2260	2120	2350	2 650	5130	4120	3280	2360	2770	2720	2890
1972	Зарегулированные												

Период весеннего нагревания начинается обычно с первой, реже со второй декады апреля, когда прогревается верхний 20—30-метровый слой, ограниченный термоизоплетой 2°C. Сле-

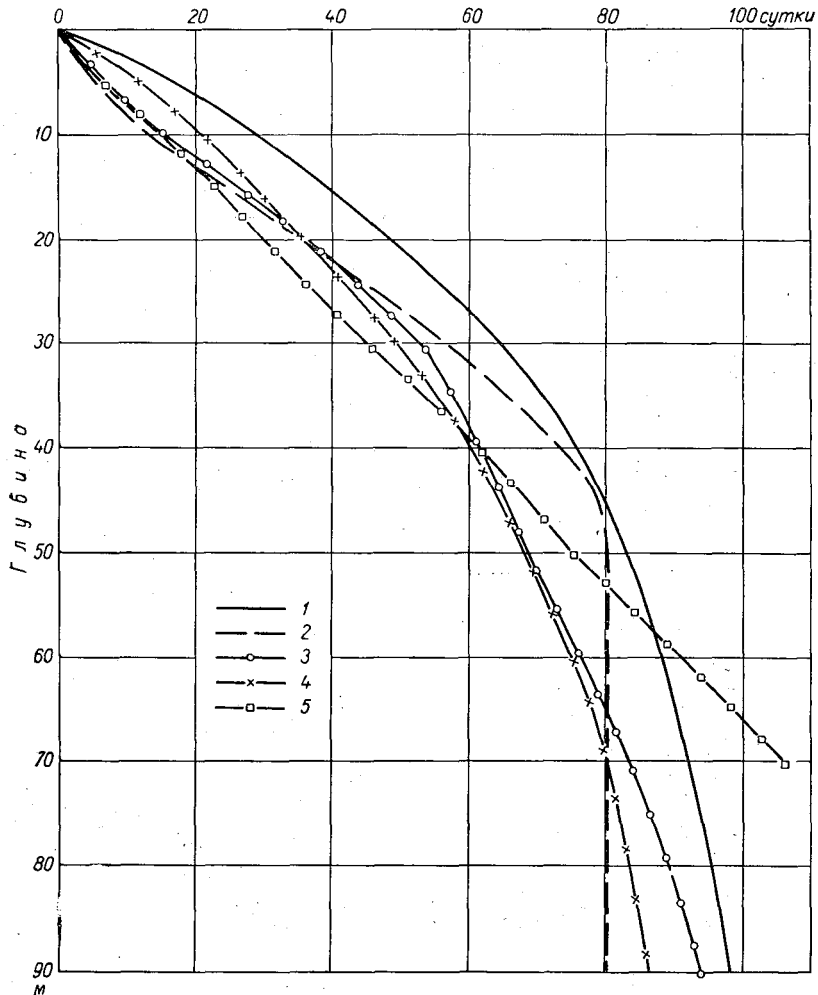


Рис. 4. Сдвиг фаз максимумов в Братском водохранилище (приплотинная часть).

1 — 1965 г., 2 — 1964 г., 3 — 1968 г., 4 — 1967 г., 5 — оз. Севан.

дует заметить, что в более глубоких слоях (от 40 м и более) водная масса еще продолжает охлаждаться и термоизоплета 3°C к началу мая обычно распространяется и на придонные

слои глубиной 70—80 м. После гомотермии, обычно с первой декады июня, начинается период прогревания водохранилища. Максимальная температура воды (19,0—23,0°C) наблюдается в первой—третьей декадах августа. Затем в третий период

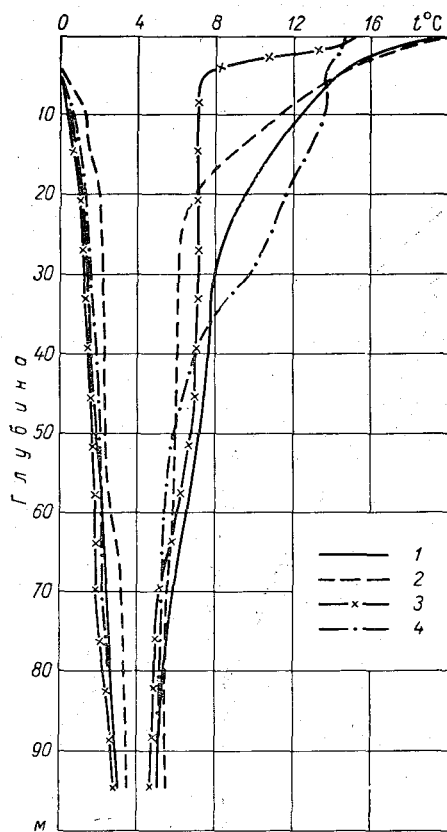


Рис. 5. Максимальные и минимальные температуры воды в Братском водохранилище.

1 — 1967 г., 2 — 1968 г., 3 — 1969 г., 4 — 1970 г.

все еще происходит повышение температуры. В этот период наблюдается интенсивное развитие свободноконвективного перемешивания, распространяющееся на значительную глубину. В конце ноября — начале декабря происходит осеннее выравнивание температуры воды по глубине. Обычно такое выравнивание происходит уже при 5°C. Однако осенью 1968 г. оно наступило при 9°C. Гомотермия при 4°C наступает в 1—3-й декадах декабря, а ледостав в приплотинной части водохранилища устанавливается в 1968—1972 гг. во 2-й декаде декабря — 2-й декаде января. Таким образом, четвертый период обычно бывает весьма кратковременным. Понижение температуры воды происходит в поверхностных слоях. Ниже находится более плотная вода с температурой 4°C. Наблюдается устойчивая обратная стратификация.

Пятый период низких температур под ледяным покровом отличается значительной устойчивостью. В течение всей зимы температура

воды сохраняется почти неизменной, происходит лишь незначительное понижение средней по вертикали температуры воды. Весной после схода со льда снежного покрова отмечается повышение температуры воды подо льдом.

В табл. 10 приводятся сведения о продолжительности периодов годового теплового цикла в приплотинной части водохранилища Красноярской ГЭС и пределах изменений температуры

Таблица 9

Сроки замерзания и вскрытия приплотинной части водохранилища
Красноярской ГЭС

	Зимний сезон					
	1967-68 г.	1968-69 г.	1969-70 г.	1970-71 г.	1971-72 г.	1972-73 г.
Дата наступления ледостава	25/XI	10/XII	24/XII	24/XII	15/I	18/XII
Дата очищения ото льда	29/IV	21/V	21/V	17/V	26/IV	10/V

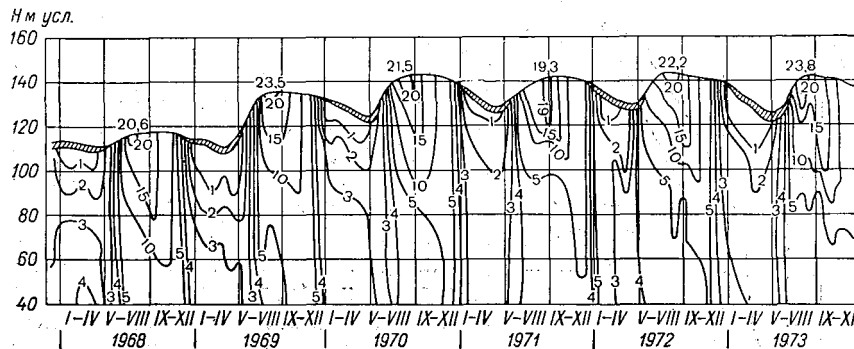


Рис. 6. Термоизоплеты Красноярского водохранилища за 1968—1973 гг.

воды в эти периоды. На рис. 6 показаны термоизоплеты в приплотинной части водохранилища, а на рис. 7 приведены эпюры распределения максимальной и минимальной температуры воды по вертикали для 1968 и 1969 гг.

По глубине в водохранилище резко выделяются две зоны — поверхностная толщиной 50—70 м и глубинная летом толщиной 40—70 м и зимой часто более 70—80 м. В поверхностном слое проходят активные тепловые процессы. Годовая амплитуда на поверхности в отдельные годы достигает 19—24°C. По мере углубления амплитуда уменьшается. В глубинном слое годовая амплитуда не превышает 1,8—2,4°C. При наполнении водохранилища в 1968 г. она составила здесь 6,5°C. Увеличение глубин, связанное с наполнением водохранилища до проектной отметки, а также стабилизация тепловых процессов на границе вода—дно обуславливает уменьшение амплитуды колебания придонной температуры воды. Градиенты температуры в верхнем слое при открытом русле во второй период составляли 0,35—0,38°C/м, а в зоне скачка достигали 1,20°C/м. В третий период в зоне, охваченной свободной конвекцией, температурные градиенты резко уменьшались, в слое толщиной 40—50 м сохранялась

по глубине. Например, если изотерма 1°C в начале зимы находится примерно в 15 м от нижней поверхности льда, а уровень воды за зимний период понизится на 16—18 м, то изотерма 1°C будет все также находиться на глубине примерно 15 м.

По сезонам температура воды по длине водохранилища значительно меняется, что хорошо видно на рис. 8. В водохранилище поступает вода, тепловые условия которой соответствуют речному потоку с хорошим перемешиванием в естественных условиях. В период нагревания (конец мая — начало июля) в нижней по течению части водохранилища еще сохраняется гомотермия с температурой около 4°C . В верхнюю же часть поступают большие массы воды с непрерывно повышающейся температурой, что обуславливает нагревание поверхностных слоев. Уменьшение перемешивания вдоль водохранилища усиливает интенсивность нагревания, и в средней его части наблюдается некоторая стратификация, тогда как в верхней отмечается равномерное распределение температуры воды по глубине.

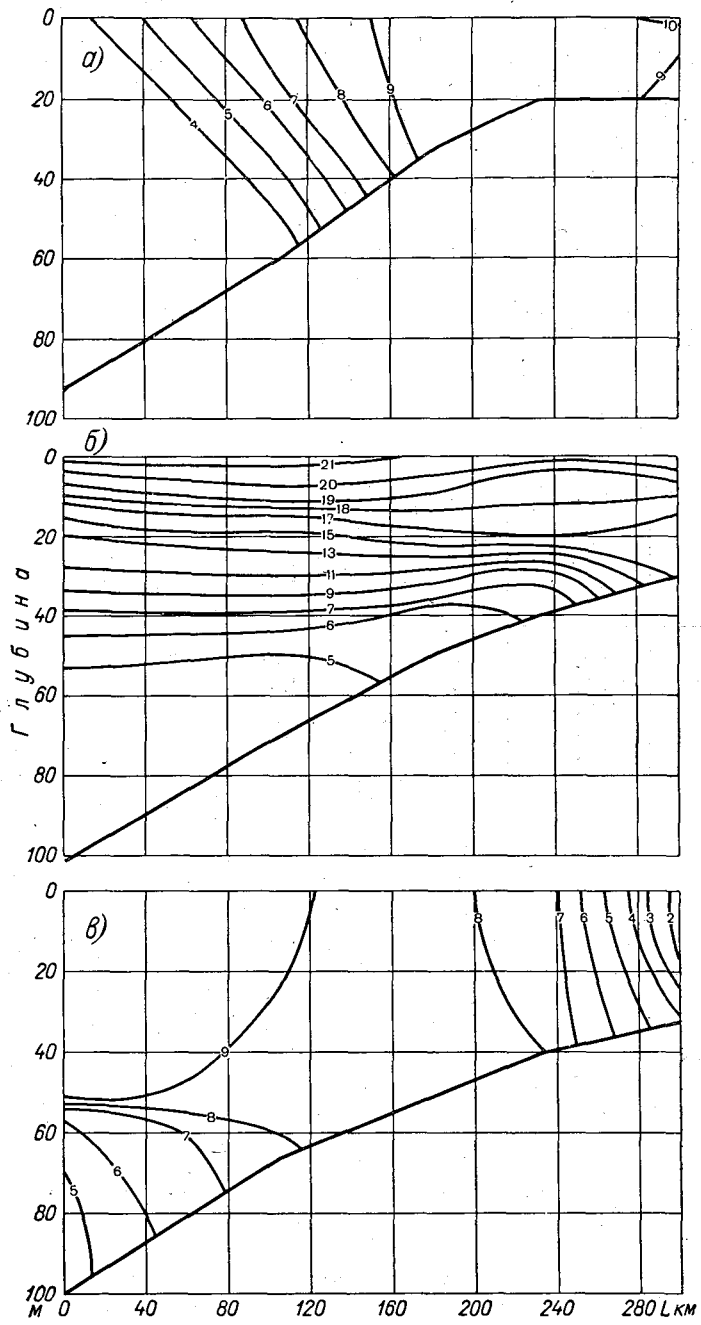
В период наибольшего прогрева воды на втором и третьем участках наблюдается устойчивая стратификация. Лишь первый участок имеет менее устойчивый режим под воздействием теплых масс, поступающих в водохранилище из реки. В период остывания свободная конвекция охватывает большую часть водохранилища и на значительную глубину устанавливается гомотермия. Нижняя граница этого слоя соприкасается со слоем, в котором наблюдается устойчивое распределение температуры воды. Причем такой переход от гомотермического к стратифицированному распределению часто происходит скачкообразно. Слой воды, охваченный свободной конвекцией на всем водохранилище, быстро увеличивается в глубину.

Температурный режим первого участка находится под воздействием холодных масс воды, поступающих в этот период в водохранилище.

При наличии ледяного покрова в большей части водохранилища наблюдается устойчивая обратная стратификация, причем изотермы, несмотря на разные глубины, проходят почти параллельно водной поверхности по всей площади водохранилища. В верхнем слое наблюдается более или менее сходный режим — равномерное повышение температур с глубиной от нуля до $2\text{—}3^{\circ}\text{C}$ в зависимости от глубины участка. Толщина нижнего слоя с почти неизменной температурой меняется в зависимости от глубины. Наибольшая его толщина наблюдается на более глубоких участках акватории, на мелких участках слоя с устойчивой температурой может и не быть.

Рис. 8. Продольные терморазрезы Красноярского водохранилища для периодов годового цикла, 1970 г.

a — окончание периода весеннего нагревания, 3/VI—5/VI; *б* — окончание периода летнего прогрева, 31/VII—3/VIII; *в* — середина периода летне-осеннего охлаждения, 30/X—31/X.



2.2.3. Рассмотрим по материалам наблюдений периоды годового теплового цикла и основные черты термического режима водохранилищ Вилюйской и Мамаканской ГЭС, расположенных в суровых климатических условиях Восточной Сибири. Особый интерес представляют термические условия Вилюйского водохранилища, находящегося в Якутской АССР. Это большое по площади и глубокое водохранилище, расположенное в зоне многолетней мерзлоты.

Наполнение водохранилища закончилось в 1973 г. При нормальном подпорном уровне площадь его составляет 2177 км². Длина его по р. Вилюю достигает 400 км, полный объем около 36 км³, средняя глубина 15 м, а наибольшая у плотины превышает 70 м. Годовая сработка уровня воды в верхнем бьефе в первые годы эксплуатации составляла 5,82—12,7 м при нормальной проектной сработке 8,0 м (табл. 11).

Таблица 11

Уровни воды и годовая сработка водохранилища Вилюйской ГЭС

Год	Высший уровень воды в верхнем бьефе, м усл.	Дата наблюдения	Низший уровень воды в верхнем бьефе, м усл.	Дата наблюдения	Годовая сработка, м
1968	29,64	4/VI	22,51	31/XII	7,13
1969	31,74	17/VI	19,04	15/V	12,70
1970	36,25	7/VII	27,47	10/V	8,78
1971	39,14	21—23/VI	33,32	7/V	5,82
1972	42,23	17/VI	35,86	8/V	6,37
1973	44,40	20/VII	37,22	9/V	7,18

Максимальные уровни наступают в июне—июле, а минимальные — в мае. Водообмен водных масс водохранилища в среднем происходит за 1,9 года. В последние годы зимние средние месячные расходы воды, пропускаемые в нижний бьеф, составляли 212—232 м³/с, летние — 935—1200 м³/с (1972 г.).

В 1973 г. зимние расходы воды несколько повысились и равнялись 319—466 м³/с, а летние 800—1270 м³/с. Водоохранилище замерзает у плотины в начале ноября и очищается от льда в первой половине июня.

В приплотинной части водохранилища (после его наполнения) наблюдается следующий температурный режим.

Весенний прогрев воды начинается еще при ледяном покрове под действием солнечной радиации, проникающей через ледяной покров, освободившийся от снега. К моменту вскрытия в поверхностном двухметровом слое температура воды повышается до 0,7—1,5°С. Нагревание поверхностных слоев воды создает здесь неустойчивое равновесие: на поверхности появляется более теплая и плотная (тяжелая) вода по сравнению

с более глубокими слоями, что сопровождается ее перемешиванием благодаря свободной конвекции. Еще при ледоставе зона свободной конвекции охватывает слой толщиной 5—10 м. Вскоре после вскрытия при температуре 3—3,5°C перемешивание распространяется до дна и наступает весенняя гомотермия.

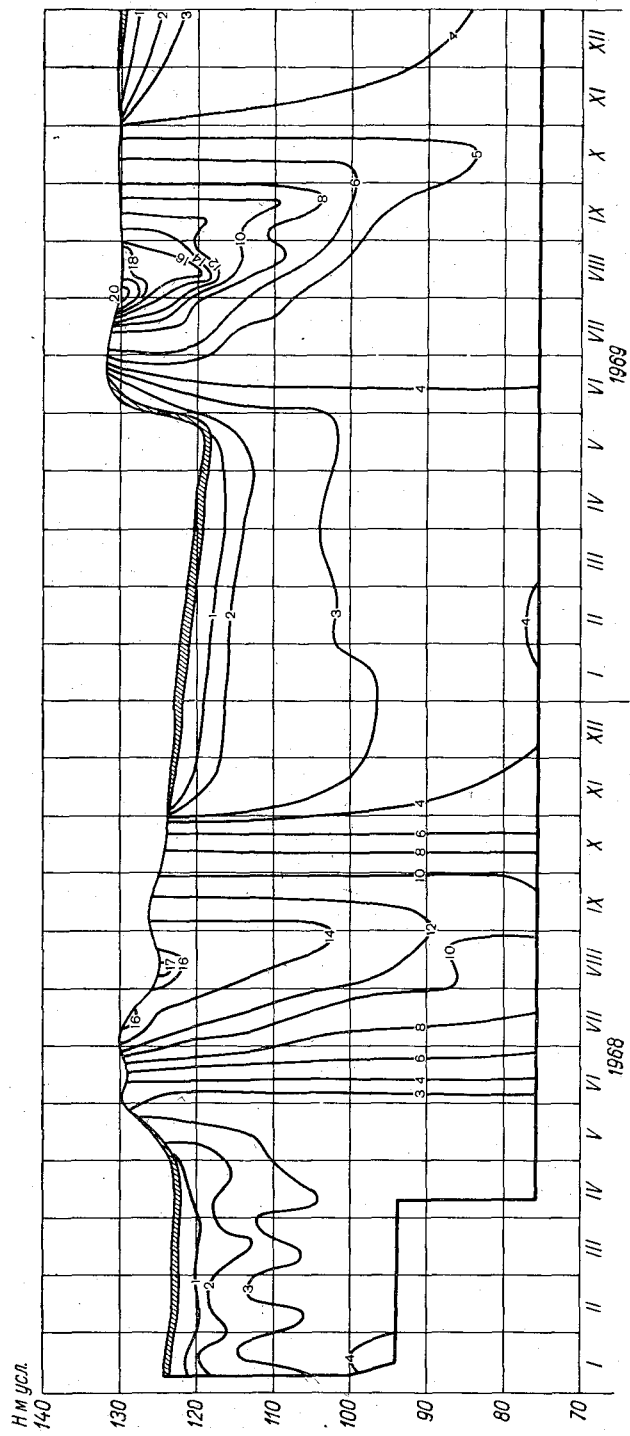
После очищения водохранилища ото льда начинается интенсивное нагревание водной поверхности, сопровождающееся уменьшением плотности поверхностных слоев. Гомотермия сменяется прямой температурной стратификацией, так как нижние слои имеют большую плотность (холодная вода). При таком распределении температуры воды по глубине конвективное перемешивание прекращается.

Изменение температуры поверхностного слоя воды следует за изменением температуры воздуха. Прогревание глубинных слоев в значительной степени зависит от проточности водохранилища и ветрового перемешивания. Оно обычно проходит неравномерно даже в течение одного сезона в связи со сменой ветровой деятельности в атмосфере.

После наполнения водохранилища до НПУ отмечается расслоение водной толщи. Летние прогревы до 9—10°C в основном распространяются в слое толщиной 20—25 м. Ниже, в слое от 35 до 60 м, температура воды в течение всего лета не поднимается выше 5—6°C, а в придонных слоях обычно сохраняется около 4,5°C. Максимальная поверхностная температура повышалась до 24°C. Средний температурный градиент равнялся 0,30°C/м. Напомним, что в период наполнения водохранилища (1968 г.) при глубине у плотины порядка 50 м и средних месячных сбросных расходах воды в июне—июле 2300—2600 м³/с благодаря повышенному перемешиванию по сравнению с последующими годами прогрев захватывал всю глубину водохранилища. В период максимального прогрева (август) температура на поверхности составляла 16—17°C, а в придонных слоях 9—10°C. Общий градиент по глубине составлял 0,15°C/м, т. е. был меньше, чем при наполненном водохранилище.

Осеннее охлаждение воды в водохранилище начинается в конце сентября. Понижение температуры поверхностных слоев вызывает неустойчивое равновесие водной среды: на поверхности более тяжелая, холодная вода, ниже более легкая, теплая вода. Создаются условия для появления свободной конвекции, благодаря которой происходит быстрое выравнивание температуры воды по глубине. Толщина слоя воды, охваченного гомотермией, быстро возрастает. Полная гомотермия на приплотинном участке наступает в конце октября — начале ноября и температуре 5—4°C. Ледостав устанавливается при средней по глубине температуре 2,6—3,0°C.

При ледяном покрове в верхнем двухметровом слое температура воды в течение зимы колеблется в пределах 0,1—0,5°C, а в придонных слоях 3,0—3,5°C. Заметное повышение



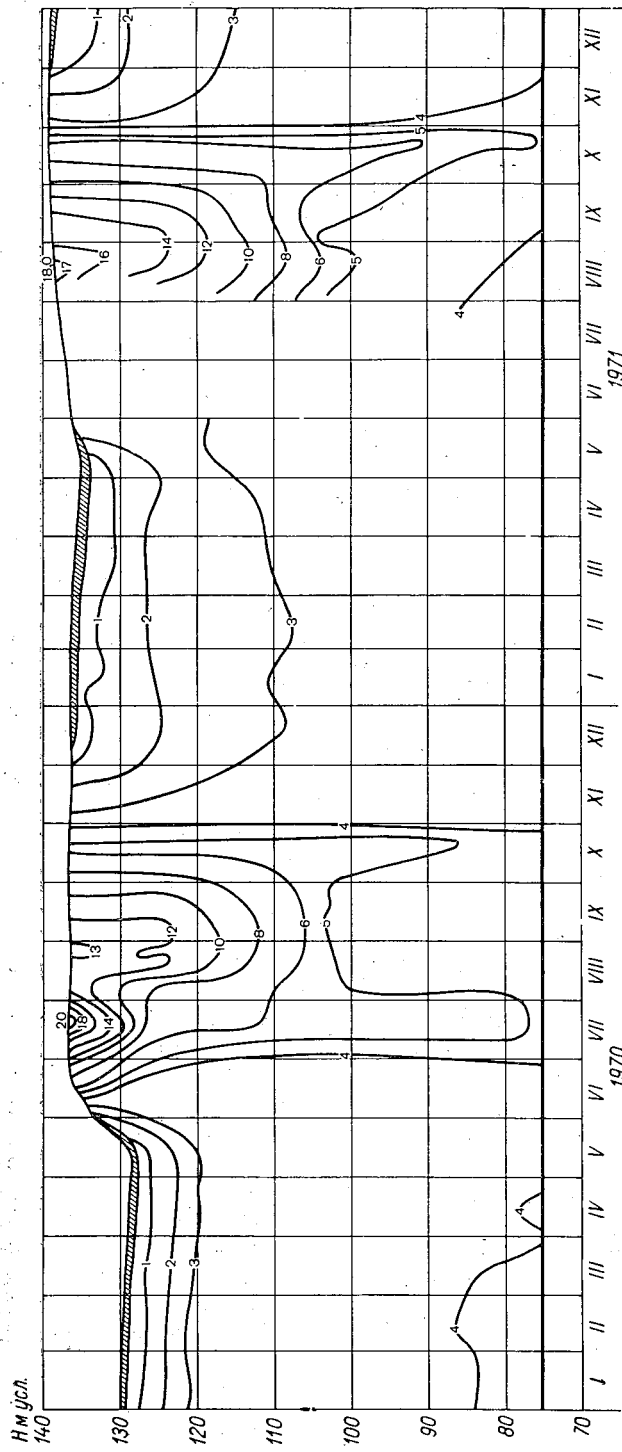


Рис. 9. Термозолеты Вилейского водохранилища за 1968—1971 гг.

температуры воды отмечается в слое толщиной 40—50 м, ниже температура практически однородная.

В поверхностном слое толщиной 5 м температурный градиент в среднем составляет 0,3—0,4°C/м. В слое на глубине 5—10 м градиент уменьшается до 0,2—0,1° С/м. В придонном слое толщиной 20—25 м градиент ничтожно мал — 0,004—0,008°C/м.

Средняя по глубине температура воды в течение зимы почти не меняется и в разные годы составляет от 2,0 до 3,5°C.

Интересно отметить, что в придонных слоях водохранилища благодаря большим глубинам, малой проточности и замедлен-

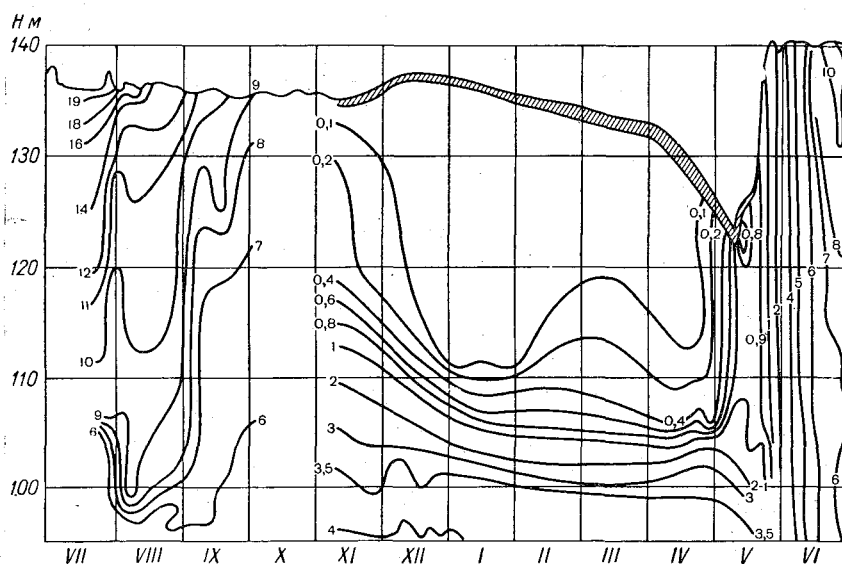


Рис. 10. Термоизоуплеты Мамаканского водохранилища 1963-64 г.

ности тепловых процессов на границе вода—грунт дна годовая амплитуда температуры очень мала, летняя температура составляет 3,8—4,0°C и зимняя 3,0—3,5°C.

В табл. 12 приводятся сведения о продолжительности периодов годового температурного цикла водохранилища Вилуйской ГЭС по наблюдениям с октября 1968 г. по декабрь 1971 г., а на рис. 9 показан график термоизоуплет, построенный по наблюдениям в приплотинной части водохранилища за эти годы.

На водохранилище Мамаканской ГЭС термические наблюдения выполнялись в 1963—1964 гг.; полученные данные позволили выделить периоды годового термического цикла (рис. 10).

Водохранилище Мамаканской ГЭС является водохранилищем речного типа. При нормальном подпорном уровне оно имеет длину 25 км, объем 0,2 км³ (полезный объем 0,1 км³), ширину 0,5 км и среднюю глубину 20 м. Наибольшая глубина

Таблица 12

Продолжительность периодов годового температурного цикла и температуры воды (°С) водохранилища Виллюйской ГЭС

Год	Период					низкие температуры под ледяным покровом
	весеннее нагревание	летнее прогревание	летне-осеннее охлаждение	осенне-зимнее охлаждение	осенне-зимнее охлаждение	
1968	Нет данных	Нет данных	1-я дек. августа до 2-й дек. октября	3-я дек. октября—2-я дек. ноября	2-я дек. ноября—3-я дек. апреля 1969 г.	
1969	1-я дек. мая—3-я дек. июня 1,0—4,0	3-я дек. июня—1-я дек. августа 4,0—20,0	1-я дек. августа—3-я дек. октября 20,0—4,0	1-я дек. ноября—2-я дек. декабря 4,0—1,0	2-я дек. декабря—3-я дек. апреля 1970 г.	
1970	1-я дек. мая—3-я дек. июня 1,0—4,0	3-я дек. июня—3-я дек. июля 4,0—20,0	3-я дек. июня—3-я дек. сентября 20,0—4,0	1-я дек. ноября—3-я дек. ноября 4,0—1,0	1-я дек. декабря—1-я дек. мая	
1971	С 1-й дек. мая —	по 2-ю дек. августа 4,0—18,0	2-я дек. августа—3-я дек. октября 18,0—4,0	3-я дек. октября—1-я дек. декабря 4,0—1,0	С 1-й дек. декабря —	

Таблица 13

Периоды годового термического цикла и температуры воды (°С) в водохранилище Мамаканской ГЭС

Год	Период					Низкие температуры под ледяным покровом
	Весеннее нагревание	Летнее прогревание	Летне-осеннее охлаждение	Осенне-зимнее охлаждение	Осенне-зимнее охлаждение	
1963-64	4-я дек. апреля—1-я дек. июня 0,1—4,0°С	1-я дек. июня—1-я дек. августа 4,0—18,8°С	1-я дек. августа—2-я дек. октября	Нет данных	До 4-й дек. апреля	

в приплотинной части достигает 45 м. Благодаря малому объему водохранилища имеет большую проточность — при расходах воды 20—30 м³/с в зимний период и уровне на 5 м ниже НПУ полный водообмен происходит за три-четыре недели. Летом поверхностные слои нагревались до 16—19°C, а придонная температура воды у плотины составляла 5,5—6,0°C, но уже в 10 км выше ГЭС температура придонного слоя достигала 9—10°C, что вообще свидетельствует о хорошем перемешивании, характерном для водохранилищ речного типа. Действительно, в 15—20 км выше гидроэлектростанции температура воды по глубине была практически одинаковой.

Как отмечалось, летом температура в приплотинной части водохранилища была значительно ниже температуры воды в его верхней части. С началом осеннего охлаждения положение меняется. В нагретое за лето водохранилище начинает поступать уже успевшая охладиться речная вода, и благодаря большой проточности и теплообмену водные массы водохранилища быстро выхолаживаются. Температура воды в верхней части водохранилища становится ниже температуры воды в его приплотинной части. После образования ледяного покрова температура воды изменялась по глубине от 0,05°C подо льдом до близкой к 4°C в придонном слое. В дальнейшем происходило постепенное охлаждение водохранилища. Близкая к нулевой температура распространилась по верхнему 25-метровому слою. Лишь в придонном слое толщиной около 1 м температура воды сохранялась равной 3,8—3,5°C. Весной под действием усилившейся солнечной радиации происходило нагревание воды сквозь лед; накануне вскрытия температура воды в поверхностном слое повысилась до 1°C, а в придонном слое она осталась равной 3,5°C.

Так же как и при ледоставе, толщина сравнительно теплого придонного слоя была невелика. Можно предполагать, что вода этого слоя не участвует в водообмене. Сведения о продолжительности периодов годового теплового цикла приведены в табл. 13.

Остановимся на тепловых процессах между многолетнемерзлыми грунтами ложа водохранилищ и водной массой. Этот вопрос приобретает большое значение в связи с проектированием и созданием водохранилищ в зоне распространения многолетнемерзлых пород.

Материалы исследований тепловых процессов на границе вода—дно используются для уточнения термических расчетов водохранилищ, а также тепловых расчетов гидротехнических сооружений, возводимых на мерзлых грунтах, подвергающихся тепловому воздействию водных масс вновь создаваемых водоемов. В настоящее время имеются лишь кратковременные наблюдения за температурой ложа вновь образуемых водохранилищ. В качестве примера приведем данные по Вилуйскому во-

водохранилищу, полученные Виллюйской научно-исследовательской мерзлотной станцией института мерзлотоведения СО АН СССР [38].

Измерения температуры грунта производились в 800 м выше плотины на правом берегу водохранилища, на склоне северной экспозиции, в трех скважинах. Одна скважина — выше уровня воды в водохранилище, две другие — в береговой части водохранилища (одна на глубине около 15 м, другие около 10 м) по створу, перпендикулярному оси водохранилища. Скважины глубиной 50 м были обсажены герметическими стальными трубами. Измерения начаты в декабре 1969 г. и производились гирляндами термисторов. Скважины располагаются в зоне распространения скального массива. Температура многолетнемерзлых пород до создания водохранилища $-4,3^{\circ}\text{C}$, средняя годовая температура воды в зоне расположения скважин $5,1^{\circ}\text{C}$. Максимальный прогрев поверхностных слоев водохранилища в отдельные годы составлял $16-24^{\circ}\text{C}$.

Данные наблюдений показывают, что на вертикали, находящейся на участке водохранилища с большей глубиной, за два с половиной года мерзлые породы оттаяли на 7,75 м, а тепловое влияние распространилось на глубину 22 м.

Распространение нулевой изотермы в глубину имело сезонный характер. Наиболее быстрое протаивание отмечалось летом (с июля по ноябрь), в остальное время наблюдалось затухание распространения нулевой изотермы, а также некоторое повышение зоны оттаивания пород.

Р. М. Каменский и И. П. Константинов [38] пришли к выводу о слабой интенсивности процессов теплообмена водохранилища с подстилающими многолетнемерзлыми породами (даже скальными), что в значительной степени обусловливается термическим режимом водохранилища и низкими температурами пород. Нам кажется, что тепловые процессы в ложе водохранилища должны проходить еще медленнее, так как на увеличение скорости оттаивания пород в Виллюйском водохранилище оказывает влияние проникновение воды из водохранилища через трещины в скальных породах.

Для водохранилищ, находящихся в зонах распространения многолетнемерзлых грунтов, Ленгидропроектом обычно проводится расчет скорости оттаивания грунтов в ложе водохранилища.

Расчет скорости оттаивания проводился при помощи графо-аналитического метода, предложенного Б. В. Проскуряковым [67], как для плоской стенки с учетом замерзания воды в порах грунта при переменной температуре на контуре. Эта задача не имеет точного математического решения, поэтому примененный приближенный графо-аналитический метод заключается в использовании известного приема Шмидта и вычисления

в конечных разностях приращения толщины оттаявшего слоя грунта за расчетный промежуток времени

$$\Delta h = \frac{\left[\lambda_{\text{т}} \left(\frac{\Delta t_1}{\Delta h} \right) - \lambda_{\text{м}} \left(\frac{\Delta t_2}{\Delta x} \right) \right] \Delta \tau}{Q_0}, \quad (2.1)$$

где $\frac{\Delta t_2}{\Delta x}$ — градиент температуры на поверхности; $\lambda_{\text{м}} \left(\frac{\Delta t_2}{\Delta x} \right)$ — тепловой поток в области мерзлого грунта; $\lambda_{\text{т}} \left(\frac{\Delta t_1}{\Delta h} \right)$ — тепловой поток в области талого грунта; t_1 — температура на поверхности грунта; t_2 — температура мерзлого грунта; $\Delta h_{\text{т}}$ — слой оттаявшего грунта; Q_0 — количество тепла, затрачиваемого на таяние 1 м³ грунта (со льдом).

Расчетный промежуток времени $\Delta \tau$ связан с Δx следующей зависимостью:

$$\Delta \tau = \frac{\Delta x^2}{2a}, \quad (2.2)$$

где a — коэффициент температуропроводности.

В качестве примеров приведем расчеты оттаивания грунта под ложем Зейского водохранилища и водохранилища на р. Таатта (Якутия).

Верхний участок Зейского водохранилища находится в области сплошного развития многолетнемерзлых грунтов мощностью 40—70 м и более. Температура мерзлой толщи —1, —3°C.

Сезонное оттаивание на легких грунтах (песчаных и легкой супеси) достигает 3—3,5 м. На тяжелых грунтах (глины и тяжелые суглинки) глубина оттаивания доходит до 2—2,5 м, редко 3 м. Оттаивание торфяно-моховых грунтов не превышает 0,5—1 м.

Грунты на всей территории водохранилища независимо от гранулометрического состава имеют значительную степень увлажнения. Суглинкам и супесям присуще переохлажденное состояние. С глубиной степень увлажнения и льдистость многолетнемерзлой толщи уменьшается. Крупные ледяные линзы в мерзлой толще встречаются как исключение.

Водоохранилище на р. Таатта будет располагаться в зоне распространения многолетней мерзлоты. Температура многолетнемерзлой толщи —3,5°C.

Ложе водохранилища сложено суглинками, супесями и песком. Поверхность долины, где будет располагаться водохранилище, имеет крупные ледяные «клинья», расположенные на холмах, к основанию возвышенностей ледяные клинья сходят на нет. Ледяные холмы в расчете не учитывались.

Глубина сезонного оттаивания грунта в зависимости от гранулометрического состава составляет 0,5—1,3 м. Исходные для

расчета физические характеристики грунтов приводятся в табл. 14.

Таблица 14

Физические характеристики грунтов ложа водохранилища на р. Таатга

Характеристика	Условное обозначение	Размерность	Водохранилище	
			Зейское	на р. Таатга
Удельный вес	γ	кг/м ³	2400	2740
Теплопроводность талого грунта	λ_t	Вт/(м·°С)	1,3	1,4
Теплопроводность мерзлого грунта	λ_m	То же	1,7	1,7
Влажность	W	%	20	42
Теплоемкость мерзлого грунта	C_m	кДж/(кг·°С)	1,25	1,09
Скрытая теплота плавления льда	C'	кДж/кг	335	335
Коэффициент температуропроводности мерзлого грунта	$a = \frac{\lambda_m}{C_m \gamma_m}$	м ² /ч	0,0029	0,0035
Весовая льдистость	W_l	%	20	35
Количество тепла, затрачиваемого на таяние 1 м ³ грунта	Q_0	кДж/м ³	96 000	143 000
Средняя годовая температура воды у дна	t	°С	5,7	4,9

Результаты расчетов приводятся в табл. 15.

Таблица 15

Рассчитанная толщина талого слоя в ложе водохранилищ

Время от начала таяния, годы		1	5	10	15	20	25
Толщина талого слоя, м	Зейское вдхр	2,2	5,3	6	8,3	9,5	11,0
	на р. Таатга	2,1	4,0	5,5	6,6	7,6	8,3

Расчет глубины оттаивания грунта ложа водохранилища производился без учета распространения фильтрационных вод. Таким образом, действительная скорость оттаивания будет несколько больше расчетной, особенно в первые годы наполнения водохранилища.

На участках водохранилища, где ложе его будет подстиляться скальными породами, скорость распространения нулевой изотермы в глубь мерзлых пород будет больше, чем в рыхлых

породах, что обусловлено большей теплопроводностью указанных пород и фильтрацией через трещины.

Натурные наблюдения и расчеты показывают, что тепловые процессы на границе вода — мерзлые грунты протекают медленно. На глубоких участках малопроточных водохранилищ тепловые процессы в многолетнемерзлых грунтах не оказывают существенного влияния на температуру воды. На неглубоких водохранилищах (до 20 м) в первые годы эксплуатации подстилающие многолетнемерзлые грунты будут способствовать некоторому понижению температуры воды, особенно в зимний период.

2.2.4. Серебрянское водохранилище, образованное в результате возведения плотины на р. Бороньей, расположено за Полярным кругом.

Акватория водохранилища распространяется и на территорию Ловозера. Длина водохранилища 150 км, в том числе Ловозеро занимает 46 км и русловая его часть 104 км. Средняя ширина русловой зоны составляет 3,6 км. Средняя глубина 12 м, наибольшая у плотины достигает 62 м. Общий объем при НПУ составляет 2,86 км³, причем полезный объем достигает 1,57 км³. Годовая сработка водохранилища составляет 9 м. Площадь зеркала водохранилища при НПУ равна 237 км², при УМО — 125 км². При помощи водохранилища осуществляется многолетнее регулирование стока. Водообмен в водоеме происходит в среднем за 330 суток. Сбрасываемые в нижний бьеф расходы воды в первые годы эксплуатации водохранилища приведены в табл. 16.

В начальный период эксплуатации сбросы в нижний бьеф производились очень неравномерно; средние суточные расходы воды колебались от 5 до 291 м³/с, средние месячные — от 31,6 до 158 м³/с.

Благодаря короткому лету и продолжительной зиме акватория водохранилища остается открытой лишь с середины июля по начало ноября; остальные семь с половиной — восемь месяцев водохранилище покрыто ледяным покровом.

В приплотинной части сразу после вскрытия наступает гомотермия при температуре 3,5°C и продолжается короткий промежуток времени (около 10—15 суток). Когда температура по всей глубине достигнет 4°C, на поверхности начинается ее повышение и устанавливается прямая стратификация. Очень скоро, через три недели — месяц, на поверхности отмечается наибольшая годовая температура, достигавшая за годы наблюдений 14,8°C (1972 г.) и 16,5°C (1973 г.). После этого под влиянием свободной конвекции в поверхностных слоях устанавливается гомотермия, причем толщина зоны с одинаковой температурой все время, до наступления общей гомотермии до дна, увеличивается. Температура в этом слое понижается. Общая гомотермия наступает при 5—6°C. В период охлаждения водохранилища

Таблица 16

Среднемесячные расходы воды (Q м³/с), сбрасываемые в нижний бьеф в первые годы эксплуатации Серебрянской ГЭС и их колебания в течение месяца (ΔQ)

Год	Расходы	I	II	III	IV	V	VI
1972	Q	151	158	64,2	31,6	—	35,8
	ΔQ	—	—	—	—	—	11—55
1973	Q	120	97,7	110	103	82,5	104
	ΔQ	78—144	50—151	57—149	64—141	36—133	17—179
1974	Q	81,0	85,9				
	ΔQ	58—128	56—111	32—97			

Год	Расходы	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1972	Q	—	80,2	47,3	135,5	66	115
	ΔQ	48—81	55—139	5—167	23—175	16—176	19—291
1973	Q	92,5	70,4	68,7	81,7	58,6	74,1
	ΔQ	6—132	21—141	53—119	35—130	19—95	38—107

в ветреную погоду периодически отмечалось выравнивание температуры на значительную глубину. Например, такое выравнивание наблюдалось в первой декаде сентября 1972 г. Одинаковые температуры наблюдались в слое толщиной почти 35 м. В придонных слоях к концу лета температура воды повышалась до 5—6°C. Температурный режим при наличии ледяного покрова в 1973-74 г. отличался от 1972-73 г.

В первый год наблюдений в течение всей зимы в поверхностном слое 35—10 м отмечалась температура от 0 до 3°C, ниже до дна в течение всей зимы преобладала температура около 3,5°C. В следующую зиму температура воды была гораздо ниже. В начале зимы во всей толще температура воды была ниже 2°C, лишь к концу зимы в придонных слоях она повысилась до 2,5—2,7°C.

Можно предположить, что зимой 1973-74 г. низкая температура воды обусловлена более длительным охлаждением водохранилища в осенний период перед установлением ледостава. Тепловой обмен между водой и грунтом дна незначительны в связи с малой амплитудой температуры между обеими средами в течение всего годового цикла.

В верхней части водохранилища с глубинами до 10—15 м при открытом русле обычно отмечают малые колебания температуры по глубине (рис. 11). Здесь на температурный режим значительное влияние оказывает тепловой сток, поступающий

из неглубокого Ловозера (озеровидной части водохранилища). Лишь в нижней, глубокой части водохранилища, с глубинами более 20 м, ясно прослеживаются описанные выше пять периодов термического цикла (рис. 12).

2.2.5. Рассмотрим термические условия в Ивановском водохранилище на примере данных наблюдений 1967 г. Это водохранилище характеризуется весьма высоким водообменом: в среднем объем воды обновляется менее чем за месяц, так как полезная емкость составляет лишь 0,08 от объема годового притока в водохранилище.

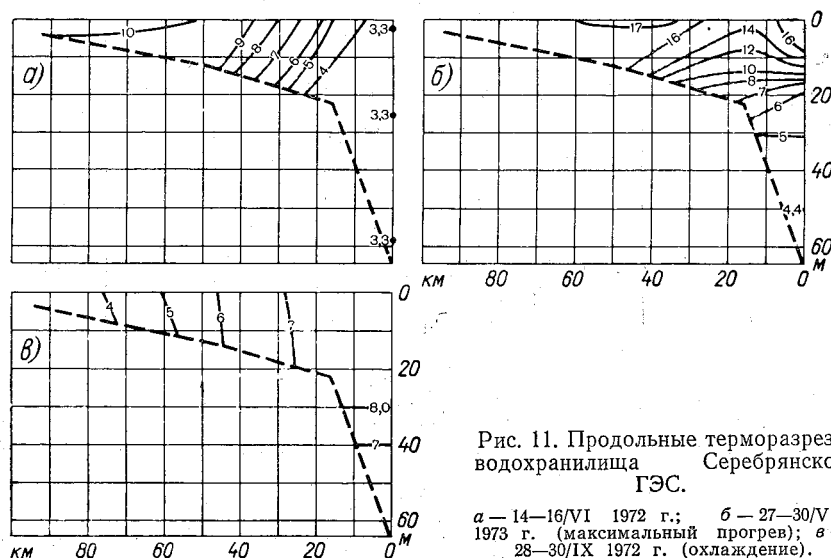


Рис. 11. Продольные терморезы водохранилища Серебрянской ГЭС.

а — 14—16/VI 1972 г.; б — 27—30/VII 1973 г. (максимальный прогрев); в — 28—30/IX 1972 г. (охлаждение).

В первом разделе мы отмечали, что Ивановское водохранилище в плане имеет очень сложную конфигурацию и состоит из трех плесов: Ивановского, Волжского и Шошинского. Ивановский плес представляет собой озеровидный участок водохранилища ниже устья р. Созь. Волжский плес протягивается от устья р. Созь до г. Калинина, а Шошинский представляет собой затопленную долину р. Шоши [15]. На рис. 13 показаны термоизоплеты в приплотинной части водохранилища.

Следует заметить, что приведенный график носит в известной мере условный характер, так как построен по ограниченному числу точек измерений на вертикали, да и в течение года наблюдений было недостаточно для строгого построения графиков распределения температуры воды по вертикали. Однако этот график вполне может служить для краткой характеристики температурных условий Ивановского водохранилища.

В приплотинной части водохранилища повышение температуры воды в 1967 г. началось в начале третьей декады марта, когда водоем еще был покрыт ледяным покровом. Вскрытие водохранилища произошло в начале первой декады апреля, когда температура воды была близка к 3°C , после чего началось интенсивное повышение температуры воды. Температура воды, равная 4°C , отмечалась по всей глубине в конце второй декады апреля. Таким образом, период весеннего прогревания продолжался с начала третьей декады марта до конца второй декады апреля. При этом температура воды изменялась от $0,1$ до 4°C .

Период летнего прогревания имел место с начала третьей декады апреля и продолжался до середины второй декады июля, когда наблюдались максимальные температуры, равные 22°C . Затем начался период летне-осеннего охлаждения, продолжавшийся до середины второй декады ноября, т. е. до наступления осенней гомотермии в приплотинной части водохранилища.

Период осенне-зимнего охлаждения продолжался до конца первой декады декабря, когда установился ледяной покров. При этом температура воды почти по всей водной толще составляла $1,0-1,4^{\circ}\text{C}$ и лишь в тонком поверхностном слое была близка к нулю. Период низкой температуры воды под ледяным покровом наблюдался с конца первой декады декабря до конца второй

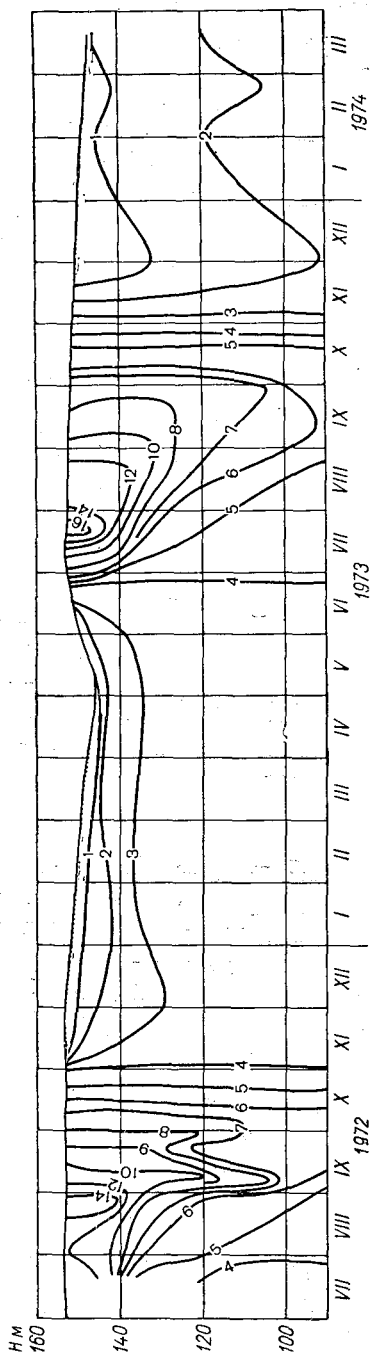


Рис. 12. Термизооплеги Серебрянского водохранилища за 1972—1974 гг.

декады марта. В этот период отмечалось послойное распределение температуры воды в приплотинной части: в верхнем слое (2—4 м) от 0,1 до 0,2°C, а в нижнем придонном слое от 1,0 до 1,4°C. Температура воды, находящейся между этими слоями, составляла в среднем 0,6°C.

В табл. 17 приведены сведения о продолжительности периодов годового теплового цикла Иваньковского водохранилища.

Составить представление о распределении температуры воды по длине водохранилища можно по рис. 14. Н. В. Буторин [15], анализируя эти данные, отмечает, что основная роль в формиро-

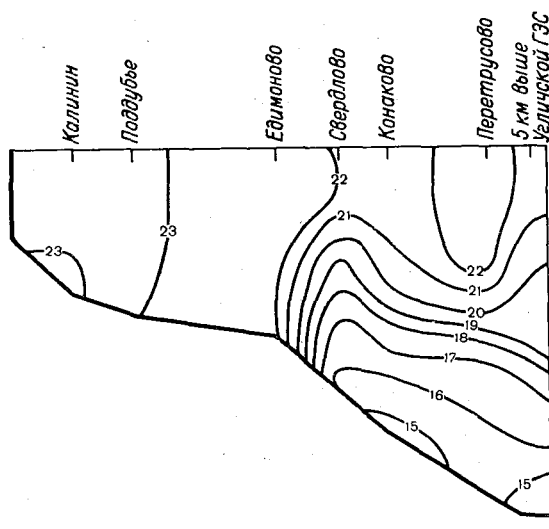


Рис. 14. Продольный терморазрез Иваньковского водохранилища в конце весеннего половодья 1961 г. (по Н. В. Буторину).

вании водных масс Иваньковского водохранилища принадлежит рекам Волге и Тверце, сток которых составляет 82% годового притока в водохранилище. Поступление теплых вод с речного участка водохранилища к более холодным водам приплотинной части происходит очень интенсивно, и к середине июня они в поверхностных слоях обычно достигают плотины. Буторин выделяет по длине Иваньковского водохранилища весной две различные водные массы: более теплые воды речной части и холодные воды половодья глубоководной приплотинной части водохранилища.

2.2.6. В водохранилище Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС — самой нижней действующей гидроэлектростанции волжского каскада — периоды годового термического цикла характеризуются данными наблюдений за 1962 г. (рис. 15).

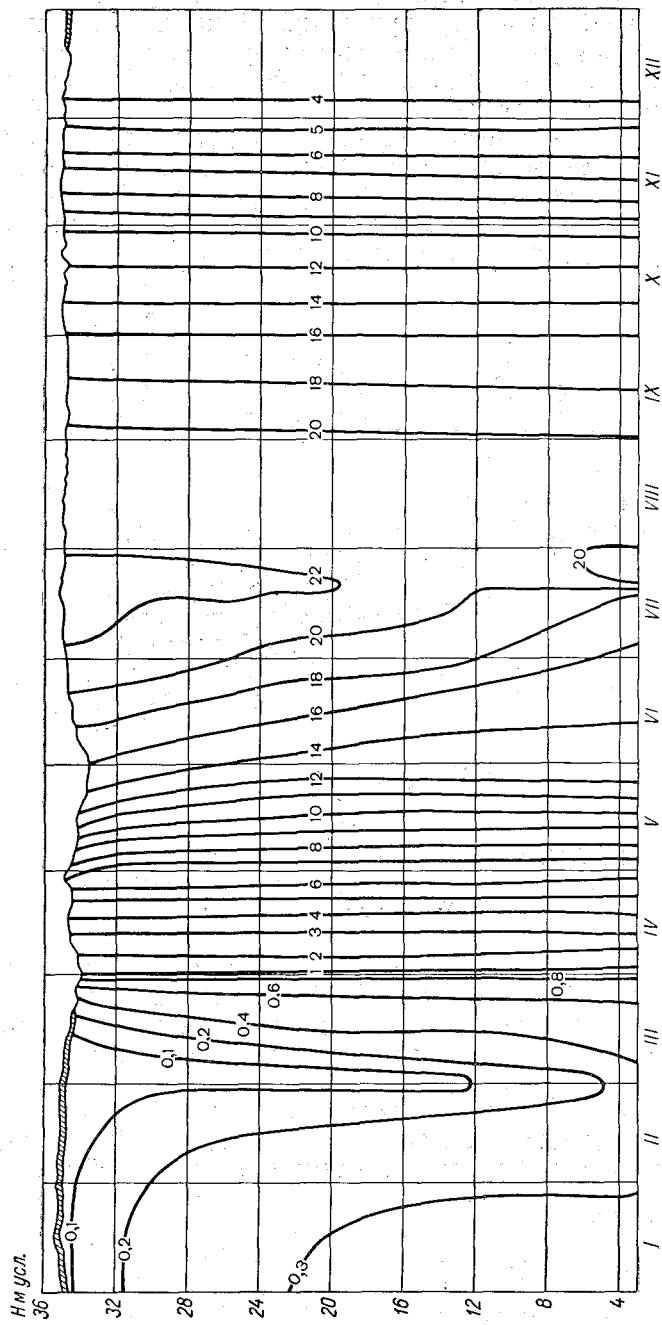


Рис. 15. Термизооплеты водохранилища Волжской ГЭС им. XXI съезда КПСС за 1962 г.

Таблица 17

Продолжительность периодов годового теплового цикла и температуры воды (°С)

Весеннее нагревание	Летнее прогревание	Летне-осеннее охлаждение	Осенне-зимнее охлаждение	Низкие температуры под ледяным покровом
С 3-й дек. марта до конца 2-й дек. апреля 0,1—4,0	С 3-й дек. апреля до середины 2-й дек. июля 4,0—22,0	С середины 2-й дек. июля до середины 2-й дек. ноября 22,0—4,0	С конца 2-й дек. ноября до конца 1-й дек. декабря 4,0—1,4	С 2-й дек. декабря до конца 2-й дек. марта 0,1—1,4
Со 2-й дек. марта до начала 3-й дек. апреля 0,1—4,0	С 3-й дек. апреля до середины 3-й дек. июля 4,0—22,0	С середины 3-й дек. июля до конца 1-й дек. ноября 22,0—4,0	Со 2-й дек. ноября до конца 1-й дек. декабря 4,0—0,6	Со 2-й дек. декабря до марта 0,6—0,2

п. Безбородово (Шошинский плес)

Таблица 18

Периоды годового теплового цикла и температура воды (°С) в водохранилище Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС в 1962 г.

Весеннее нагревание	Летнее прогревание	Летне-осеннее охлаждение	Осенне-зимнее охлаждение	Низкие температуры под ледяным покровом
1-я дек. марта—2-я дек. апреля 0,1—4,0	3-я дек. апреля—3-я дек. июля 4,0—23,0	1-я дек. августа—1-я дек. декабря 23,0—4,0	1-я дек. декабря—начало 3-й дек. декабря	С начала 3-й дек. декабря

Весеннее нагревание началось в начале марта при температуре воды по всей 30-метровой толще $0,1-0,3^{\circ}\text{C}$ и продолжалось до второй декады апреля, когда наступила весенняя гомотермия. Следует заметить, что весенней гомотермии предшествовало выравнивание температуры воды по глубине при температурах $1-3^{\circ}\text{C}$. Период летнего прогревания продолжался до начала третьей декады июля, когда наблюдаются максимальные температуры. В это время на глубине 15 м отмечалась температура 22°C , а температура 20°C достигала дна (глубина 30 м). Максимальные температуры в отдельные годы могут наблюдаться и в августе. В этих случаях период летнего прогревания бывает особенно продолжительным.

Летне-осеннее охлаждение закончилось в начале декабря наступлением осенней гомотермии. Таким образом, этот период годового теплового цикла еще более продолжителен. В то же время период осенне-зимнего охлаждения очень невелик. В 1962 г., например, он продолжался менее 20 дней до начала третьей декады декабря, когда в приплотинной части водохранилища установился ледяной покров и наступил период низких температур подо льдом (табл. 18).

2.2.7. Цимлянское водохранилище на Дону введено в эксплуатацию в 1952 г. Оно имеет объем $23,26 \text{ км}^3$, из которых $11,54 \text{ км}^3$ — полезный объем. Длина водохранилища при НПУ 360 км, наибольшая глубина 35 м.

Термические условия водохранилища освещаются на примере данных за 1965 г. По наблюдениям в створе, расположенном в приплотинной части, период весеннего нагревания начался в первой декаде марта еще под ледяным покровом, когда температура воды почти по всей глубине была близка к 1°C . Через 2—3 дня после вскрытия температура воды в верхнем слое достигла 2°C , причем в пределах слоя (8 м) установилась гомотермия, тогда как в нижнем слое температура воды была несколько выше. Гомотермическое распределение распространилось по всей глубине при 3°C в конце первой декады, а температура воды, равная 4°C , наблюдалась по всей глубине в начале третьей декады апреля. Следовательно, период весеннего нагревания продолжался с первой декады марта по третью декаду апреля.

Наибольшая температура воды, несколько превышающая 24°C , отмечена в конце июля — первых числах августа. После чего началось вначале медленное, а затем более интенсивное охлаждение, которое проходило по всей глубине. Гомотермия при 4°C наблюдалась в середине декабря, и таким образом период летне-осеннего охлаждения длился с начала августа по середину декабря. На рис. 16 показаны термоизоплеты Цимлянского водохранилища в приплотинной части. График показывает, что весенняя гомотермия наступила в этой части водохранилища при 3°C , однако в центральной части водохранилища

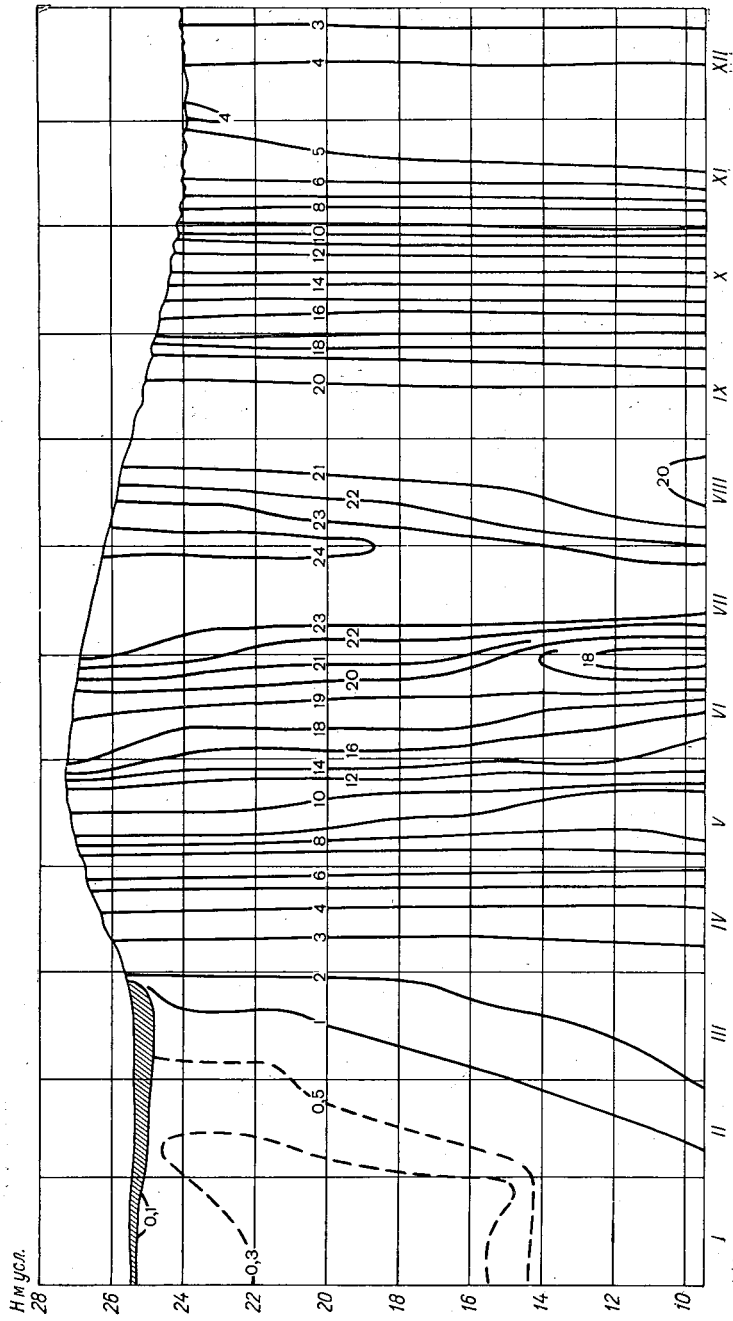


Рис. 16. Термозонлеты Цимлянского водохранилища в приплотинной части, 1965 г.

это произошло на 5—7 дней раньше, чем в приплотинной. Наиболее высокая температура наблюдалась у хут. Красноярского уже в середине июля, а осенняя гомотермия при 4°C наступила в середине ноября, т. е. на месяц раньше, чем в приплотинной части.

Более высокая температура воды в центре водохранилища по сравнению с его приплотинной частью весной и летом и более низкая осенью объясняются влиянием речных вод Дона и боковой приточности. Так, продольный термический разрез, выполненный на расстоянии свыше 170 км вверх по течению от

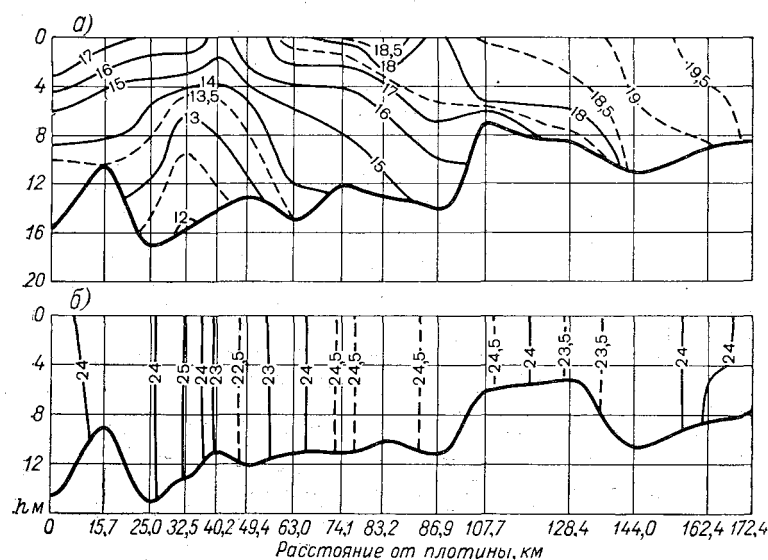


Рис. 17. Продольные терморазрезы Цимлянского водохранилища.
а) 31 мая — 1 июня 1965 г., б) 3—4 августа 1965 г.

плотины 31 мая 1965 г., показывает, что в период летнего прогрева более нагретые речные воды, поступающие в водохранилище, оказывают тепляющее влияние на водную массу приплотинной части. 3—4 августа 1965 г. при выполнении второго продольного терморазреза в пределах исследуемой части водохранилища наблюдались температуры воды 22,5—25,0°C. Распределение температуры носило характер гомотермии (рис. 17).

2.2.8. Водоохранилище Мингечаурской ГЭС на р. Куре осуществляет многолетнее регулирование. Объем водохранилища 16,0 км³ при полезном объеме 7,4 км³. Длина водохранилища при НПУ равна 70 км, максимальная ширина 18 км, наибольшая глубина 75 м. Площадь водной поверхности при НПУ 605 км², а при уровне сработки полезного объема 430 км². Отношение полезной емкости водохранилища

к объему среднего годового стока составляет 0,58. Термические условия Мингечаурского водохранилища представляют большой интерес, так как это глубоководное водохранилище расположено на отметках примерно 85 м. Средняя годовая температура воздуха в районе расположения водохранилища $14,8^{\circ}\text{C}$. Периоды годового теплового цикла могут быть выделены, например, по наблюдениям 1967 г. Предварительно необходимо отметить, что географическое положение водохранилища обуславливает специфический характер годового теплового цикла. Так, вместо пяти периодов годового цикла, четко выделяющихся в рассмотренных водохранилищах других районов страны, здесь можно выделить лишь два. Первый из них — период летнего прогревания, начинающийся с момента начала повышения температуры весной и заканчивающийся с наступлением наибольших годовых температур воды в водохранилище. В 1967 г. этот период продолжался со второй декады марта до начала сентября. Второй период совпадает по условиям с третьим периодом годового термического цикла, с периодом осеннего охлаждения температуры воды ниже t_{\max} . Однако, в отличие от рассмотренных ранее водохранилищ, минимальные температуры в Мингечаурском водохранилище обычно не опускаются ниже $5-7^{\circ}\text{C}$. В нашем примере этот период охватывает промежуток времени с начала сентября до середины марта (рис. 18).

Продольные термические разрезы выполнялись 27 февраля и 30 июня 1970 г. на участке водохранилища длиной 62,6 км вверх от плотины. 27 февраля температура воды изменялась в весьма малых пределах ($7,4-7,9^{\circ}\text{C}$). Лишь в средней части водохранилища температура воды верхнего слоя составляла $8,0-9,5^{\circ}\text{C}$. 30 июня в пределах изучаемого участка водохранилища водная масса была четко стратифицирована. Причем, в верхнем 15—20-метровом слое глубоководной части температура воды менялась незначительно (от $23,6$ до $22,0^{\circ}\text{C}$). С увеличением глубины наблюдалось интенсивное снижение температуры воды. Слой температурного скачка в этой зоне находился на глубине 25—30 м. Поперечные терморазрезы, выполненные 27 февраля и 1 апреля 1970 г., свидетельствуют о малой изменчивости температуры воды и в пределах водного сечения, тогда как измерения, проведенные 14 апреля и 30 мая, указывают уже на наличие хорошо стратифицированной водной массы.

2.2.9. Представление о термических условиях в водохранилищах Средней Азии можно составить на основании графика термоизооплет Кайраккумского водохранилища (рис. 19).

Как видим, в годовом термическом цикле отсутствует пятый период — зимний термический режим под ледяным покровом. Первый период начинается во второй половине февраля, когда температура воды достигает минимума ($1-2^{\circ}\text{C}$) и заканчивается обычно в первой декаде марта, когда температура воды

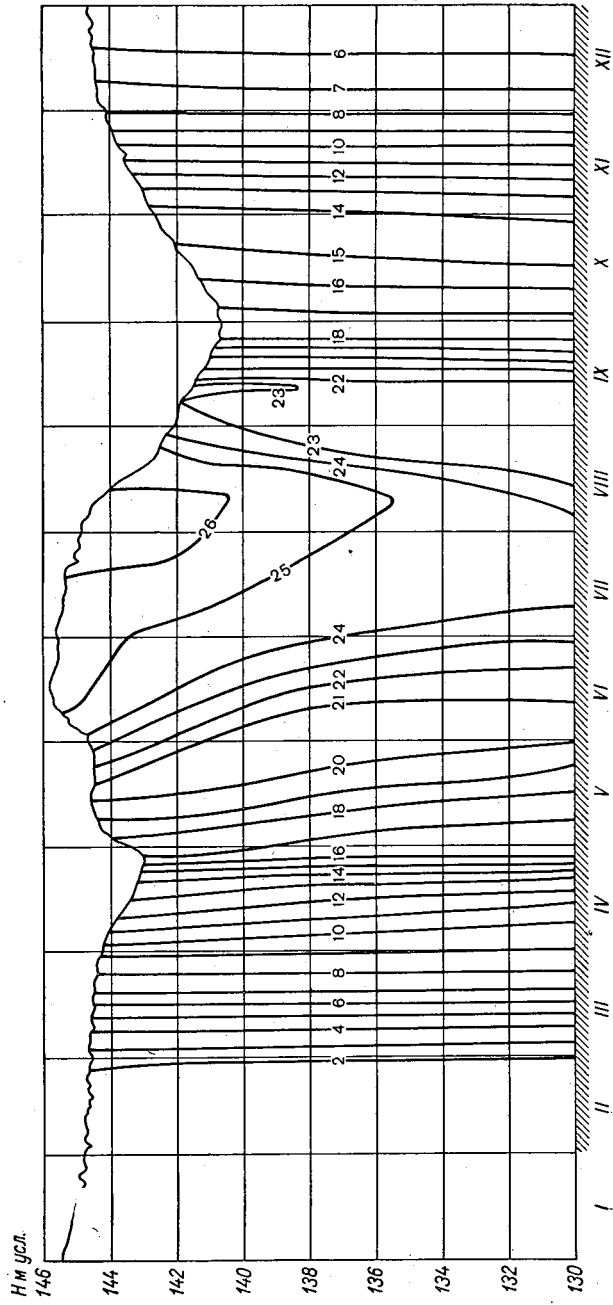


Рис. 19. Термозиоплеты Кайраккумского водохранилища, 1967 г.

повышается до 4°C. Второй период — период летнего прогревания от 4°C до максимальных температур — длится до первой декады августа. Характерной особенностью является изотермия по глубине, обусловленная большой проточностью водохранилища. В первой декаде августа температура воды достигает максимума и наступает третий период годового термического цикла — период осеннего охлаждения, продолжающийся до конца января — начала февраля. Четвертый период начинается с момента наступления температуры воды, равной 4°C по всей глубине водохранилища, и продолжается до наступления минимальной температуры. Следует подчеркнуть, что температура воды в это время не снижается до 0°C, а поэтому устойчивый ледостав, свойственный пятому периоду годового термического цикла, в большинстве случаев отсутствует.

2.2.10. Несколько подробнее остановимся на термическом режиме Бухтарминского и Усть-Каменогорского водохранилищ на р. Иртыше, создающих каскад. Бухтарминское водохранилище длиной 349 км включает в себя оз. Зайсан и осуществляет многолетнее регулирование.

Средний многолетний расход через ГЭС составляет 530 м³/с. В связи с нуждами сельского хозяйства в апреле—мае расходы воды через ГЭС значительно возрастают.

Водохранилище малопроточное, водообмен происходит примерно в 2,5 года. Наибольшие глубины в нижней части водохранилища достигают 80 м.

Усть-Каменогорское водохранилище резко отличается от Бухтарминского. Длина его 77 км. Регулирование суточное. Средние месячные расходы воды такие же, как расходы Бухтарминской ГЭС, лишь немного увеличиваются за счет боковой приточности. Водохранилище проточное — водообмен происходит за 10—35 суток.

У плотины наибольшая глубина достигает 45 м. Подпор от Усть-Каменогорской плотины распространяется до вышерасположенной Бухтарминской плотины.

В период проектирования Бухтарминской ГЭС Ленгидроэнергопроектом были начаты температурные наблюдения в истоке р. Иртыша из оз. Зайсан. Они выполнялись в 1939-40 г. и с 1949 по 1954 г. Наблюдения проводились в зимний период.

Характерной особенностью зимнего температурного режима в истоке из озера являлось высокое значение температуры. В начале зимы (ноябрь) за годы наблюдений средняя месячная температура составляла 0,21—1,58°C, в конце зимы (март) она повысилась до 1,68—3,33°C. Столь высокая температура воды в истоке, несмотря на малые глубины озера (в период наблюдений средняя глубина озера составляла около 4 м), видимо, обусловлена малой проточностью озера (водообмен в озере происходил в течение 540 суток), значительным теплообменом с грунтом ложа и главным образом морфометрическими

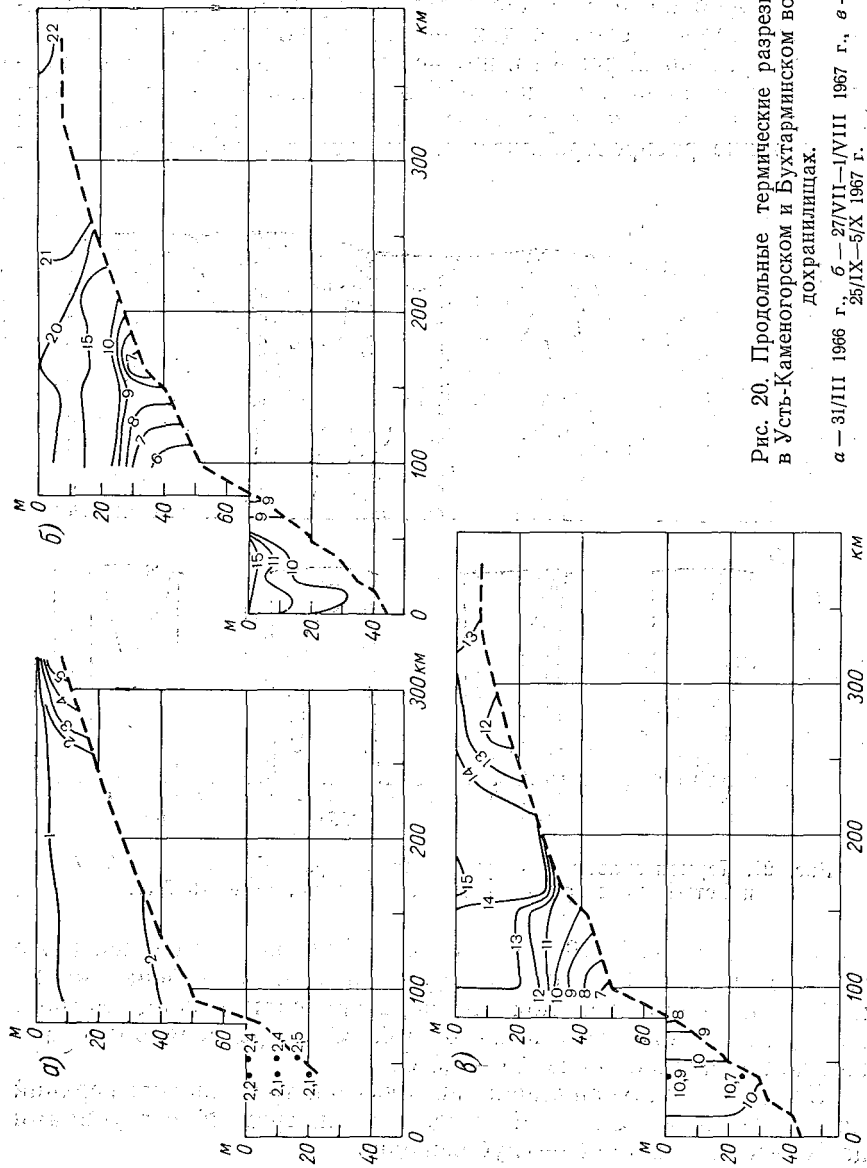


Рис. 20. Продольные термические разрезы в Усть-Каменогорском и Бухтарминском водохранилищах.
 а — 31/III 1966 г., б — 27/VII-1/VIII 1967 г., в — 28/IX-5/X 1967 г.

характеристиками участка водоема, примыкающего к истоку. В оз. Зайсан с приближением к истоку реки глубины медленно повышаются, и в реку поступает вода из всей толщи озера.

Некоторое представление о температурном режиме в замыкающем створе и вдоль водохранилища дают рис. 20 и 21.

Температурный режим в нижней части водохранилища в первые годы наполнения и при его эксплуатации сходен. Летом 1961 г. при небольших расходах воды и малом перемешивании прогревание распространилось на меньшую глубину, чем в по-

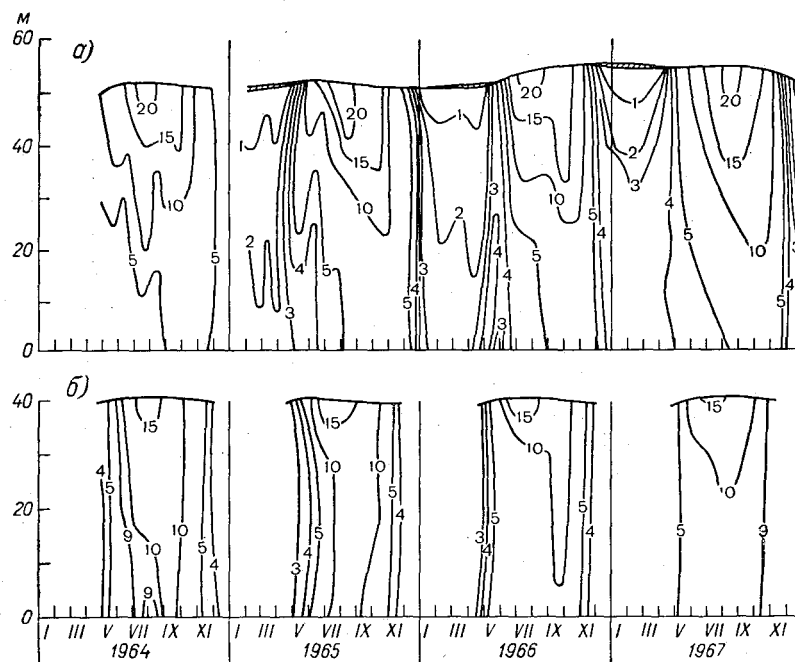


Рис. 21. Термоизоплеты в замыкающих створах Бухтарминского (а) и Усть-Каменогорского (б) водохранилищ, 1964—1967 гг.

следующие годы. В 1961 г. изотерма 10°C не опускалась ниже 25 м, в 1966 и 1967 гг. она опускалась соответственно на 28 и 32 м. В придонных слоях температура воды в конце летнего периода не повышалась выше $5,8\text{--}6,9^{\circ}\text{C}$, а под ледяным покровом не понижалась ниже $3,0\text{--}3,5^{\circ}\text{C}$.

По длине водохранилища выделяются три участка: верхний мелководный, включающий и оз. Зайсан, средний с глубинами до 30—40 м и нижний — глубоководный.

На мелководном участке во все периоды отмечаются малые градиенты температуры по глубине и быстрое изменение температуры вслед за температурой воздуха. Интересно отметить, что в конце зимы из верхней части водохранилища (оз. Зайсан)

продолжает поступать вода с довольно высокой температурой, что сопровождается ранним появлением большой полыньи на нижерасположенном участке водохранилища.

Средняя часть водохранилища в период нагревания характеризуется глубокой стратификацией. В период остывания гомотермия наступает уже при 14—15°C, так как тепловые процессы захватывают все водное пространство до дна.

В глубокой части водохранилища активные тепловые процессы обычно развиваются в поверхностном слое толщиной 30—50 м. В глубинных слоях сохраняется устойчивая температура с колебаниями в несколько градусов. Гомотермия наблюдается при 3—9°C.

В Усть-Каменогорском водохранилище температурные наблюдения были начаты Ленгидроэнергопроектом в 1953—1954 гг. и продолжались до 1958 г.

С 1963 г. Усть-Каменогорское и Бухтарминское водохранилища эксплуатируются совместно.

При индивидуальной эксплуатации Усть-Каменогорского водохранилища зимой 1953-54 и 1955-56 гг., когда расходы воды составляли 220 м³/с и в водохранилище поступала вода с температурой около 0°C, близ плотины были обнаружены два слоя воды — верхний толщиной 30—35 м с температурой воды 0,2—0,4°C и придонный толщиной 10—15 м, в котором температура воды возрастала от 0,2—0,4 до 4°C. Было установлено, что более легкая, холодная вода скользит по слою более тяжелой теплой воды с температурой до 4°C.

В начале зимы 1957-58 г. в придонных слоях наблюдалась температура, равная 1,04°C, а к началу апреля она снизилась до 0,12—0,15°C. В 1958-59 г. (при расходах воды 450 м³/с) в начале зимы придонная температура составляла 0,26° при средней на профиле 0,13°C. К концу зимы придонная температура понизилась до 0,15°C. Несмотря на большую глубину водохранилища, выравнивание температуры воды по глубине произошло при повышении средней скорости течения от 1,2 (1953-54 и 1955-56 г.) до 3,7 см/с, что повлекло за собой увеличение коэффициента турбулентной теплопроводности.

После начала совместной эксплуатации обоих водохранилищ температура воды в Усть-Каменогорском водохранилище полностью зависит от температуры выше расположенного Бухтарминского водохранилища. Большая теплопроводность [средний коэффициент турбулентной теплопроводности при расходе воды 330 м³/с составляет 297 Вт/(м·°C) и расходе воды 550 м³/с — 422 Вт/(м·°C)] сопровождается сравнительно небольшой разницей поверхностной и придонной температуры (летом 8—10°C и зимой сотые или десятые доли градуса).

В настоящее время зимой в Усть-Каменогорское водохранилище поступает вода с температурой выше 2°C, благодаря чему в его верхней части имеется большая полынья; размеры

которой колеблются в зависимости от метеорологических условий.

Интересно отметить, что в водохранилище вода уходит под ледяной покров с положительной довольно высокой температурой — от 0,5 до 3°C.

После ввода в эксплуатацию Бухтарминского водохранилища в нижний бьеф Усть-Каменогорской ГЭС поступает вода с температурой на 0,6—0,9°C выше температуры воды при индивидуальной эксплуатации этого водохранилища [22].

На Усть-Каменогорском водохранилище сохраняется тонкий и непрочный лед.

Зимой скорости течения в водохранилище при расходе воды 500 м³/с в 5 км ниже Бухтарминской ГЭС составляли 0,20 м/с, в 10 км — 0,15 м/с, в 22,5 км при глубине 21 м скорость течения на глубине 0,5 м равна 0,20 м/с; у дна вертушка не вращалась; у плотины скорость течения составляла около 0,04 м/с.

2.3. О влиянии сброса подогретых вод тепловых электростанций на термический режим водохранилищ ГЭС

В настоящее время уже осуществляется сброс подогретых вод тепловых электростанций в водохранилища ряда ГЭС.

В ближайшем будущем количество тепловых и атомных электростанций, которые будут осуществлять сброс теплых вод в водохранилища гидроэлектростанций, несомненно, возрастет.

В США, например, на долю тепловых электростанций приходится 75% общего количества тепла, поступающего в водоемы от всех промышленных установок [28].

Если в настоящее время 95% выработки электрической энергии в США приходится на долю тепловых электростанций, то предполагается, что к 1980 г. уже 65% вырабатываемой электроэнергии будет приходиться на долю атомных электростанций (АЭС). При этом следует иметь в виду, что количество тепла, поступающее с АЭС, на 40% превышает количество тепла, поступающее с водой тепловых электростанций.

Для охлаждения электрических установок в США уже сейчас используется 10% всего речного стока и, как отмечает Ю. Деллейр [28], эта вода вскоре вновь поступает в водоемы, но уже с температурой на 8,4° выше температуры первоначально забираемой воды. Предполагается, что к 1980 г. в США для охлаждения энергоустановок будет использоваться уже 20% речного стока.

В связи с этим представляют интерес некоторые данные натурных исследований влияния подогретых сбросных вод на тепловые условия существующих водохранилищ.

В Нарвское водохранилище объемом 0,40 км³, площадью 200 км² с 1963 г. начали поступать теплые воды, сбрасываемые

Прибалтийской ГРЭС по восьмикилометровому каналу. До ввода в эксплуатацию ГРЭС температура воды в водохранилище не превышала $0,06^{\circ}\text{C}$. Зимой 1963-64 г. в водохранилище поступало $20 \text{ м}^3/\text{с}$ воды, нагретой до 15°C .

В 1964-65 г. количество тепла увеличилось вдвое и тепловой расход достиг 198 Вт . По данным А. Г. Дерюгина и И. Е. Козицкого [29], в эту зиму в водохранилище Нарвской ГЭС поступило примерно 70% этого тепла, а 30% потеряно в канале. В особо суровые зимы в водохранилище поступает порядка 50% тепла. Более плотная теплая вода Прибалтийской ГРЭС поступает в более глубокие слои водохранилища и образует здесь относительно теплый клин, который прослеживается почти до плотины (рис. 22). Ниже сбросного канала в поверхностных

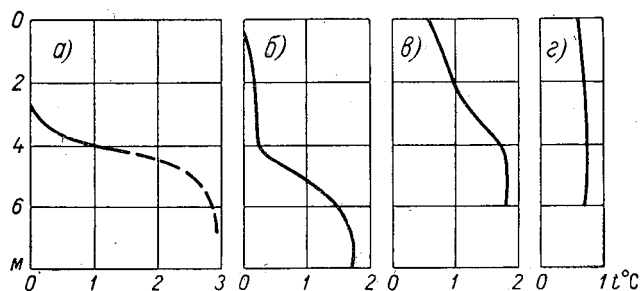


Рис. 22. Распределение температуры воды по глубине в Нарвском водохранилище в районе сброса теплых вод Прибалтийской ГРЭС.

a — в 200 м от места сброса; *b* — в 7 км от места сброса, *v* — в 10 км от места сброса, *z* — в 12 км от места сброса.

слоях водохранилища сохраняется нулевая температура. Водохранилище здесь покрыто ледяным покровом. Ближе к плотине благодаря перемешиванию в поверхностных слоях температура воды повышается — появляется полынья.

Конаковская ГРЭС, строительство которой завершено в 1969 г., сбрасывает в Иваньковское водохранилище до $80 \text{ м}^3/\text{с}$ теплых вод. Вопрос о влиянии теплых сбросных вод на гидротермические условия водохранилища изучен достаточно подробно Н. В. Буториным и Т. Н. Курдиной. Исследования Института биологии внутренних вод АН СССР показали, что сброс теплых вод Конаковской ГРЭС оказывает значительное влияние на гидрологические, химические и, следовательно, биологические процессы в Иваньковском водохранилище [16—19]. Наибольшие изменения в термическом и ледовом режиме наблюдались в Машковском заливе, куда осуществлялся сброс теплых вод ГРЭС.

Так, зимние температуры в заливе достигали $12,2^{\circ}\text{C}$, а летом температура воды увеличилась на $8-9^{\circ}$ по сравнению с периодом до начала сброса теплых вод.

Теплые воды Конаковской ГРЭС прослеживаются на расстоянии 14—15 км ниже залива.

Зимой длина полыньи достигает 7,5 км при ширине 2 км. По степени влияния теплых вод Конаковской ГРЭС на Ивановском водохранилище выделяются три участка: Мошковский залив — участок с сильным влиянием, с. Кривая ветла — с. Корчева — участок с умеренным влиянием и район о. Уходова — участок со слабым влиянием.

Приведем, по данным А. С. Литвинова [49], описание гидротермических условий участка, на котором влияние теплых вод сказывается наиболее сильно. Длина залива, в который осуществляется сброс теплых вод, составляет около 3 км, глубины по искусственной прорези не превышают 8 м.

Объем залива при НПУ $1,8 \cdot 10^6$ м³. В период предвесенней сработки водохранилища скорости течения в заливе превышают 1 м/с. Благодаря хорошему перемешиванию поток в тепловом отношении сравнительно однороден. По ширине температура воды здесь изменяется от 9 до 13°C, к устью залива она снижается до 7—11°C.

После вскрытия с заполнением водохранилища скорости течения в заливе уменьшаются. Температура воды в начале мая в водохранилище повышается до 8—11°C, тогда как в заливе температура воды достигала в верхних слоях 18—20°C. Глубокие слои залива и искусственная прорезь заполнены более холодными водами, и в средней и устьевой частях залива устанавливается прямая температурная стратификация. Слой температурного скачка находится на глубине 2—4 м. В этот период из водохранилища в нижние слои залива поступает постепенно прогревающаяся вода и значения вертикальных температурных градиентов уменьшаются. Изменения уровня воды водохранилища, обусловленные режимом работы ГЭС, сказываются на скорости течения как в водохранилище, так и в заливе. В результате происходят периодические смещения зоны температурного скачка в заливе и значительное уменьшение температурных градиентов.

В зоне собственно Ивановского водохранилища, примыкающей к Мошковскому заливу, распространение подогретых вод Конаковской ГРЭС исследовалось Н. В. Буториным и Т. Н. Курдиной [16—19].

Следует отметить, что если на вышележащем участке водохранилища температура воды по всей глубине составляла 12,5°C, то в зоне распространения теплых вод ГРЭС водная толща водохранилища была стратифицирована.

По наблюдениям 9—14 мая 1968 г., слой температурного скачка находился на глубине 1 м, а перепад температуры воды от поверхности ко дну достигал 7°. Хорошее представление о стратификации дают значения вертикальных температурных градиентов (табл. 19).

Таблица 19

Вертикальные градиенты температуры воды ($^{\circ}\text{C}/\text{м}$) в Ивановском водохранилище, 1968 г.

№ вертикали	Глубина, м	9/V	10/V	11/V
2	3,5	0,0—0,86	0,77—2,02	0,60—1,88
3	3,0	0,0—0,10	0,57—2,30	0,77—1,07
4	8,0	0,08—0,32	0,15—0,81	0,58—0,71
6	6,0	0,01	0,01—0,28	0,20—0,81

№ вертикали	Глубина, м	12/V	13/V	14/V
2	3,5	0,70—1,48	0,34—1,31	0,83—0,97
3	3,0	0,67—1,37	0,07—0,60	0—0
4	8,0	0,60—0,82	0,22—0,60	0,00—0,02
6	6,0	0,25—0,63	0,13—0,25	0,0

Наибольшие значения температурных градиентов в период измерений 9—14 мая отмечены на вертикалях № 2 и 3 (соответственно 2,02 и 2,30 $^{\circ}\text{C}/\text{м}$). Наименьшие температурные градиенты характерны для вертикали № 6, которая отделяется островом и отмелью от поступающих из залива в водохранилище теплых вод ГРЭС. Кроме того, вертикаль № 6 расположена вне зоны основного транзитного потока вод.

Следует, однако, заметить, что воздействие ветра делает стратификацию неустойчивой. Период полного перемешивания, по данным Буторина и Курдиной, равен 4—5 часам. Такое же время необходимо для последующего восстановления стратификации. В 1973-74 г. Гидропроект провел гидрологические исследования Ивановского водохранилища (табл. 20). Гидравлические и термические условия освещались периодическими измерениями на створах, размещенных по всей акватории водохранилища. Створы № 1—5 расположены в Ивановском водохранилище, выше места сброса тепловой ГРЭС, и на этих створах тепловое воздействие не проявляется.

Створ № 6 расположен в устьевой части залива, в который осуществляется сброс теплых вод Конаковской ГРЭС.

Данные наблюдений за 1973 г. сведены в табл. 20, в которой для каждого створа показана наибольшая и наименьшая температура при каждой серии измерений.

Данные таблицы показывают, что влияние сброса теплых вод Конаковской ГРЭС распространяется на значительное расстояние.

Температура воды в различных створах Ивановского водохранилища

Номер створа	Температура воды, °С			
	23/III	9/VI	22/VII	18/IX
1	0,05—0,06		23,04—23,81	11,40—11,53
2	0,09—0,71		22,42—22,68	12,20—12,43
3	0,07—1,13		19,51—21,58	12,40—12,82
4	0,13—0,44		19,58—21,01	9,03—9,34
5	0,04—0,21	15,78—22,5	19,72—21,22	10,35—10,68
6	12,18—12,63	19,27—28,0	21,13—28,64	17,76—18,62
7	6,03	19,82—25,2	20,04—22,46	10,67—12,68
8	1,54	15,21—23,1	19,21—21,13	8,82—9,28

В марте водохранилище было покрыто ледяным покровом и температура воды в створах № 1—5 составляла 0,04—1,13°С. В створе № 6 в устьевой части залива, в которую поступают теплые воды Конаковской ГРЭС, температура воды равнялась 12,18—12,63°С.

В створе № 7, находящемся в 2,5 км ниже устья Мошковского залива, температура воды составляла около 6,0°С, а в створе № 8 в 9,5 км ниже створа № 7 температура воды была 1,54°С.

В начале июня температура воды в водохранилище в створе № 5, расположенном в 8,5 км выше створа № 6, составляла 15,78—22,50°С, тогда как в створе № 7 (в 10,5 км от створа № 5) она равнялась 19,82—25,2°С, что обусловлено влиянием теплых вод Конаковской ГРЭС (на створе № 6 температура воды достигала 28,0°С).

Костромская ГРЭС забирает воду из Горьковского водохранилища для технического водоснабжения. Вода поступает к ГРЭС по открытому подводному каналу. Отвод от рабочих блоков осуществляется по трубопроводам в отводящий канал ГРЭС, воды которого поступают в устьевую часть залива Шача водохранилища Горьковской ГЭС.

Водоохранилище Горьковской ГЭС имеет полный объем 8,71 км³ при полезном объеме 2,77 км³. Сработка уровня от НПУ достигает 2 м. Длина водохранилища 430 км.

Максимальная ширина при НПУ равна 15 км, наибольшая глубина равна 22 м. Отношение полезной емкости к объему годового стока составляет 0,05.

Исследование гидротермических условий Горьковского водохранилища в районе сброса теплых вод Костромской ГРЭС проведено Горьковским отделением Теплоэлектропроекта. Температура воды в отводящем канале ГРЭС за годы наблюдений по

сравнению с температурой воды в водохранилище в пункте, расположенном вне зоны влияния вод ГРЭС, показана в табл. 21.

Таким образом, средние месячные температуры воды в отводящем канале ГРЭС превышали температуру воды Горьковского водохранилища (г. Кострома) в 1971—1973 гг. соответственно на 6,4—8,8; 6,5—8,7 и 6,6—8,6°С. Эти данные дают, естественно, лишь общее впечатление о различии температуры воды в водохранилище и сбросных вод ГРЭС. Поэтому рассмотрим более детально гидротермические условия, складывающиеся в районе Костромской ГРЭС. В табл. 22 приведены максимальные, средние и минимальные температуры воды по наблюдению

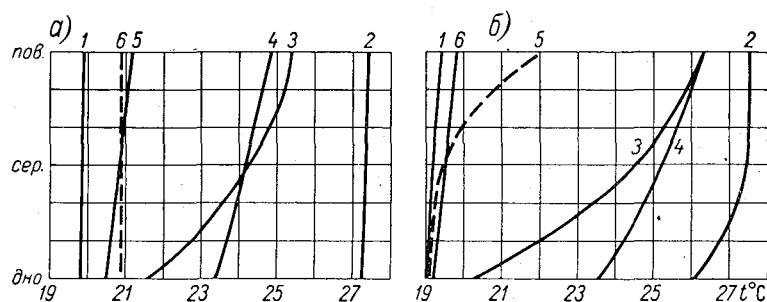


Рис. 23. Эпюры распределения температуры воды по глубине в Горьковском водохранилище в районе сброса теплых вод Костромской ГРЭС.

a — 16—17/VIII 1971 г.; *b* — 29—30/VI 1971 г.

1 — подводящий канал, 2 — сбросной канал, 3 — залив водохранилища, в который поступают сбросные воды, 4 — выход в водохранилище, 5 — 1,0 км от выхода в водохранилище, 6 — 3,5 км ниже выхода в водохранилище.

ниям, выполненным на термических створах и вертикалях, расположение которых указано ниже.

Створ № 1 находится в 5,5 км выше места сброса вод ГРЭС. Ниже по течению от ГРЭС размещены створы № 3 (2 км) и № 4 (4,5 км). Наблюдения на створе № 1 отражают термические условия той зоны водохранилища, в которой влияние вод ГРЭС не сказывается. Створы № 3 и 4 находятся в зоне воздействия вод ГРЭС.

Данные таблицы показывают, что влияние теплых вод особенно сильно сказывается в створе № 3. Так, наибольшая температура в поверхностном слое в правобережной части водохранилища в створе № 3 превышала наибольшую температуру в створе № 1 на 4,5°, тогда как на створе № 4 это превышение составляло 0,9°. Следует заметить, что эти данные отражают влияние вод ГРЭС на температуру воды створов, расположенных в собственно Горьковском водохранилище. Между тем воды

Таблица 21
Температура воды в отводящем канале ГРЭС и в водохранилище вне зоны влияния вод ГРЭС

Год	Пункт наблюдений	Температура воды, °С											Высшая	
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI		XII
1971	Отводящий канал ГРЭС г. Кострома	—	10,3	7,9	8,9	17,2	24,6	26,0	26,4	21,8	14,3	9,2	10,1	28,7
		8,4	7,9	9,0	1,1	9,7	17,0	19,6	19,1	13,4	5,5	9,6		34,2
					9,2	17,3	26,5	28,3	21,8	15,0				
1972	Отводящий канал ГРЭС г. Кострома	10,5	9,8	9,0	1,7	10,8	19,0	23,9	21,4	13,5	6,3	9,3	8,9	26,0
					11,6	19,2	26,2	28,1	25,2	18,1	12,7			31,4
					3,2	11,8	19,0	20,7	18,6	10,3	4,1			23,0

Таблица 22

Максимальная, средняя и минимальная температура воды (°С) в Горьковском водохранилище по данным серийных наблюдений 1970—1973 гг.

Температура воды	Створ № 1				Створ № 3				Створ № 4				
	2	3	4	4	2	3	4	4	2	3	4	4	
Максимальная	поверхность	25,5	25,4	25,4	25,4	30,0	26,4	26,4	26,4	26,4	25,9	25,9	25,6
	середина	25,4	25,3	25,2	25,2	26,6	26,0	26,2	26,2	25,9	25,7	25,7	25,8
	придонная	25,3	25,2	25,2	25,2	25,6	25,8	25,9	25,9	25,2	25,2	25,2	25,6
Минимальная	поверхность	2,7	2,6	2,3	2,3	5,2	1,5	1,2	1,2	2,8	2,5	2,5	2,5
	середина	2,6	2,4	2,3	2,3	4,8	1,4	1,2	1,2	2,6	2,4	2,4	2,4
	придонная	2,4	2,3	2,4	2,4	4,0	1,3	1,2	1,2	2,7	2,3	2,3	2,4
Средняя	поверхность	15,2	15,0	14,9	14,9	16,9	15,7	14,8	14,8	15,8	15,7	15,7	16,0
	середина	14,8	14,8	14,7	14,7	15,6	14,5	14,2	14,2	15,3	15,1	15,1	15,7
	придонная	14,7	14,6	14,5	14,5	15,0	14,2	14,0	14,0	15,0	14,8	14,8	15,6

Таблица 23

Поверхностная и придонная температура воды (°С) в Горьковском водохранилище

№ вертикалей и створов	Местоположение	29/V		30/VI		28/VII		1/IX		30/IX		15/X							
		поверхность	дно	поверхность	дно	поверхность	дно	поверхность	дно	поверхность	дно	поверхность	дно						
2	Подводящий канал	13,7	12,5	1,2	19,4	19,0	0,4	20,7	20,0	0,7	17,3	17,3	0	11,1	11,0	0,1	6,6	6,5	0,1
4	Отводящий канал	21,7	15,8	5,9	27,5	26,0	1,5	28,9	25,7	3,2	23,7	23,6	0,1	19,3	19,2	0,1	13,8	13,8	0
6	Залив р. Шачи	19,2	14,7	5,5	26,3	20,2	6,1	27,6	20,9	6,7	23,5	22,5	1,0	17,5	13,4	4,1	12,4	9,1	3,3
8	То же	18,6	15,0	3,6	26,3	20,0	6,3	26,2	21,2	5,0	22,3	22,2	0,1	17,5	15,0	2,5	12,9	12,0	0,9
2—3	Водохранилище	14,1	12,8	1,3	22,1	19,1	3,0	23,9	20,2	3,7	18,0	17,5	0,5	14,0	12,2	1,8	10,0	7,5	2,5
2—4	"	14,0	12,4	1,6	20,0	18,7	1,3	21,9	20,0	1,9	17,6	17,6	0	12,2	12,0	0,2	7,7	7,3	0,4

ГРЭС поступают из отводящего канала не непосредственно в водохранилище, а в залив Шача, и их воздействие на тепловой режим этого залива больше, чем в створе № 3 (рис. 23). Сказанное можно подтвердить, например, данными ГОТЭПа, показывающими разность температуры воды у поверхности и у дна на термовертикалях, расположенных в отводящем канале, заливе Шача и створах 3—4 (табл. 23).

3. ЭЛЕМЕНТЫ ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА ВОДОХРАНИЛИЩ

3.1. Уравнение теплового баланса и его составляющие

Процессы накопления и расходования тепла в водохранилищах количественно характеризуются уравнением теплового баланса, которое выражает частный случай закона сохранения и превращения энергии. Уравнение теплового баланса может быть записано для произвольного объема (массы) воды или ее поверхности.

Рассмотрим уравнение теплового баланса для отсека воды площадью горизонтального сечения F и глубиной h при отсутствии ледостава:

$$\Delta Q = Q_R \pm Q_{\text{и}} \pm Q_{\text{к}} + Q_{\text{тр}} \pm Q_{\text{дн}} \pm Q_{\text{ос}} \pm Q_{\text{гр. п.}} \quad (3.1)$$

Здесь ΔQ — изменение теплосодержания выбранного отсека воды за данный промежуток времени; Q_R — радиационный баланс; $Q_{\text{и}}$ — тепло испарения или конденсации; $Q_{\text{к}}$ — тепло, возникающее за счет конвективного теплообмена с атмосферой; $Q_{\text{тр}}$ — тепло, выделяющееся при переходе кинетической энергии потока в тепловую; $Q_{\text{дн}}$ — теплообмен с грунтом дна; $Q_{\text{ос}}$ — тепло, приносимое жидкими осадками или затрачиваемое на таяние снега; $Q_{\text{гр. п.}}$ — тепло, приносимое грунтовыми водами.

Отнесем перечисленные величины к единице площади горизонтального сечения и единице времени. Тогда каждый член правой части уравнения (3.1) может рассматриваться как интенсивность соответствующего источника тепла. Уравнение теплового баланса примет вид

$$срh \frac{d\bar{t}}{d\tau} = S_R \pm S_{\text{и}} \pm S_{\text{к}} + S_{\text{тр}} \pm S_{\text{дн}} \pm S_{\text{ос}} \pm S_{\text{гр. п.}} \quad (3.2)$$

Удельное значение отдельных членов в уравнении (3.2) различно. Основную роль в тепловом балансе играют первые три члена (S_R , $S_{\text{и}}$ и $S_{\text{к}}$). Величина $S_{\text{тр}}$ может быть существенной при значительных скоростях течения, наблюдающихся в водотоках — реках, нижних бьефах ГЭС и каналах; применительно к условиям в водохранилищах эту составляющую обычно можно не учитывать. Что касается членов $S_{\text{ос}}$ и $S_{\text{гр. п.}}$, а также $S_{\text{дн}}$ (при

отсутствии ледостава), то в большинстве случаев их роль в общем тепловом балансе также невелика и ими обычно пренебрегают.

Запишем теперь уравнение теплового баланса для поверхности воды. Для этого из уравнения (3.2) надо исключить члены, выражающие объемно распределенные источники тепла ($S_{тр}$, $S_{ос}$, $S_{гр. п}$), а также $S_{дн}$. Тогда

$$-\lambda \frac{dt}{dz} \Big|_{z=0} = S_R \pm S_{и} \pm S_{к}. \quad (3.3)$$

Левая часть этого уравнения представляет собой плотность теплового потока, отводимого от поверхности в глубь воды, правая часть — тепловой поток, поступающий к поверхности воды из атмосферы. Знак минус в левой части показывает, что положительным считается тепловой поток, направленный от поверхности ко дну и способствующий увеличению теплосодержания воды.

Рассмотрим тепловой баланс водохранилищ, покрытых льдом. Ледяной покров, особенно снег на льду, значительно ослабляют действие радиации. Поверхность снега отражает до 70% падающей радиации, а при толщине слоя снега 10—20 см лучистые источники энергии могут совсем не учитываться. Очевидно также, что из уравнения теплового баланса выпадают члены $S_{и}$ и $S_{к}$. Вместо них необходимо включить член $S_{л. п}$, выражающий теплообмен между водой и нижней поверхностью ледяного покрова. Кроме того, в относительно неглубоких водохранилищах важное значение приобретает теплообмен с грунтом дна $S_{дн}$. В результате уравнение теплового баланса для объема воды приобретает вид

$$c\rho h \frac{d\bar{t}}{dt} = S_{л. п} \pm S_{дн} \pm S_{тр} \pm S_{гр. п}, \quad (3.4)$$

причем два последних члена правой части обычно играют подчиненную роль по сравнению с первыми.

Что касается уравнения теплового баланса для поверхности дна, то оно включает в правую часть единственную составляющую $S_{дн}$, т. е.

$$\lambda \frac{dt}{dz} \Big|_{z=h} = S_{дн}. \quad (3.5)$$

Перейдем к рассмотрению расчетных формул для основных составляющих теплового баланса на поверхности воды и на дне (S_R , $S_{и}$, $S_{к}$, $S_{дн}$).

3.2. Расчет составляющих теплового баланса

Определение составляющих теплового баланса представляет значительный интерес для многих разделов науки и практики,

начиная с общих проблем физической географии и кончая агротехникой. Среди вопросов, связанных с гидротермическими расчетами, этот вопрос разработан наиболее подробно. Мы не приводим анализа имеющихся формул и методов, так как применительно к расчету отдельных составляющих он содержится в работах [6, 9, 13, 36, 47, 76, 86, 95].

Заметим, что для расчета теплообмена с атмосферой и грунтом дна надо знать температуру воды (поверхностную или придонную), которая, собственно, и является конечной целью гидротермических расчетов. Поэтому, если температуру воды не удастся назначить на основе наблюдений за предыдущие годы или путем анализа теплового режима водохранилища-аналога, то ее приходится задавать приближенно. Если окажется, что полученные в результате окончательного расчета значения температуры воды сильно отличаются от принятых, то расчет теплообмена следует повторить при новых значениях температуры.

3.2.1. Расчет радиационного баланса. Радиационный баланс водной поверхности включает в себя суммарную радиацию $(Q+q)_n$ и эффективное излучение $Q_{эф}$:

$$S_k = (Q+q)_n + Q_{эф}. \quad (3.6)$$

В свою очередь суммарная радиация складывается из прямой Q и рассеянной радиации q . Эффективное излучение представляет собой разность между длинноволновым излучением поверхности воды и встречным излучением атмосферы.

Для расчета радиационного баланса предложено много формул (например, С. И. Савинова, Н. Н. Калитина, Ангстрема), подробный анализ которых содержится в специальной литературе [10, 13, 36, 76, 86]. Можно считать, что в настоящее время для расчета радиационного баланса наиболее надежными являются формулы: М. И. Будыко, Т. Г. Берлянд, Л. И. Зубенок [13]

$$S_R = (Q+q)_0 [1 - (1-K)n_0] (1-a) - I_0 (1 - Cn_0^2) - 4\sigma\delta T^3 (T_n - T) \quad (3.7)$$

и А. П. Браславского и З. А. Викулиной [9]

$$S_R = (Q+q)_0 K_e K_t [1 - K_n n_n - K_{b+c} (n_0 - n_n)] \frac{1-a}{1-\gamma a} - \sigma T^4 (b_1 + b_2). \quad (3.8)$$

Здесь $(Q+q)_0$ — суммарная радиация при безоблачном небе; n_0, n_n — облачность общая и нижняя (в долях единицы); $K_e, K_t, K_n, K_{b+c}, C$ — коэффициенты, зависящие от высоты солнца, географической широты, высоты местности над уровнем моря, облачности, влажности и других факторов; I_0 — эффективное излучение при безоблачном небе; T_n и T — температура

поверхности воды и воздуха в градусах термодинамической шкалы; $\sigma = 5,759 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м²·°С), постоянная Стефана—Больцмана; $\delta = 0,95$.

Из сопоставления формул (3.7) и (3.8) видно, что первая из них проще по структуре и требует менее подробных исходных данных, например не требуется знания распределения облачности по ярусам и т. п. Практика пользования формулой (3.7) показала, что при расчете среднегодовых и среднемесячных значений радиационного баланса ошибка не превышает 5—10% [13]. При расчете на более короткие периоды времени ошибка может увеличиться. Поэтому, если объем метеоданных достаточен, можно рекомендовать пользоваться формулой (3.7).

3.2.2. Расчет теплоотдачи путем испарения. Затрата тепла на испарение равна произведению удельной теплоты парообразования (скрытой теплоты испарения) $\rho_{\text{исп}}$ на количество испарившейся воды E

$$S_{\text{и}} = \rho_{\text{исп}} E. \quad (3.9)$$

Величина $\rho_{\text{исп}}$ известна: $\rho_{\text{исп}} \approx 25,01 \cdot 10^5$ кДж/м³. Следовательно, определение $S_{\text{и}}$ сводится к вычислению количества испарившейся воды.

Для определения испарения в естественных условиях существуют различные методы, которые подразделяются на четыре группы [9]: метод водного баланса, метод испарителей, гидрометеорологический метод (эмпирические формулы), метод турбулентной диффузии.

По первому из этих методов количество испарившейся воды определяется как остаточный член уравнения водного баланса, если другие составляющие известны. Очевидно, что этот путь не пригоден для расчета испарения с проектируемых водохранилищ. Кроме того, точность определения испарения как остаточного члена уравнения водного баланса невелика.

В основе метода испарителей лежит уравнение водного баланса, написанное применительно к испарителю. Точность определения водного баланса, а следовательно, и испарения в данном случае выше. Полученная величина испарения с поверхности испарителя пересчитывается затем на водоем путем умножения на «редукционный» (понижающий) множитель. Однако редукционные множители сильно меняются в течение года и имеют разные значения для различных водоемов.

Существует и другой подход к интерпретации данных наблюдений на испарителях, согласно которому исследуется зависимость испарения от гидрометеорологических факторов, после чего составляются эмпирические формулы для расчета испарения. Такой путь обладает рядом преимуществ перед указанными ранее, так как позволяет использовать материалы наблюдений на данном испарителе для расчета испарения с других водоемов.

В последнее время значительное внимание уделяется разработке методов расчета испарения на основе теории турбулентной диффузии, согласно которой поток испарившейся влаги равен произведению коэффициента турбулентной диффузии на вертикальный градиент влажности. Из всех перечисленных выше методов этот метод теоретически наиболее обоснован. Однако широкого практического применения он еще не получил, так как отсутствуют достаточно надежные способы определения градиента влажности и коэффициента турбулентного обмена. Широко поставленные в ряде учреждений (ГГО, ГГИ, УкрНИГМИ и др.) исследования этих элементов позволяют надеяться, что в ближайшем будущем точность определения испарения по методу турбулентной диффузии будет доведена до практически приемлемой.

На основании вышеизложенного можно заключить, что наиболее практически пригодным следует считать гидрометеорологический метод расчета испарения по эмпирическим формулам.

В настоящее время предложено несколько десятков таких формул. Структура большинства из них отражает установленный Дальтоном еще в 1803 г. факт, что интенсивность испарения пропорциональна разности между максимальной упругостью водяных паров, вычисленной по температуре испаряющей поверхности (e_0 мб), и упругостью водяных паров в воздухе над водой (e мб). Во многих формулах учитывается также скорость ветра. Из других факторов, влияющих на испарение, следует прежде всего отметить разность температуры воды и воздуха ($\Delta\theta$), которой определяется скорость отвода водяных паров от испаряющей поверхности. Этот фактор учтен в формулах А. Р. Константинова [46], В. А. Рымши и Р. В. Донченко [75], А. П. Браславского и др. [9]

Таким образом, наиболее распространенный вид формул следующий:

$$E = f(W)(e_0 - e) \text{ или } E = \varphi(W, \Delta\theta)(e_0 - e).$$

Конкретный вид формул у различных авторов различен. На основании имеющихся литературных данных и практического опыта можно считать, что наиболее надежной является формула А. П. Браславского и З. А. Викулиной [10]

$$S_n = 3,7(1 + 0,72W)(e_0 - e). \quad (3.10)$$

В последние годы А. П. Браславский совместно с С. Н. Нургалеевым ввел в эту формулу член $f(\Delta\theta)$, учитывающий влияние разности температуры поверхности воды и воздуха, и несколько уточнил численные значения коэффициентов. В результате формула приобрела вид [9]

$$S_n = 4,1[1 + 0,8W + f(\Delta\theta)](e_0 - e). \quad (3.11)$$

Указанная формула положена в основу нормативного документа [89]. Значения величин e_0 и $f(\Delta\vartheta)$ приведены в [9, 90 и др.].

3.2.3. Расчет конвективного теплообмена. Конвективный теплообмен зависит от разности температуры поверхности воды и воздуха и интенсивности переноса тепла в воздухе. Почти все формулы по определению конвективного теплообмена выражают известный закон теплообмена Ньютона

$$-S_k = \alpha (\vartheta - t_n), \quad (3.12)$$

где α — коэффициент, зависящий от скорости ветра, температурной стратификации воздуха, шероховатости поверхности и других факторов. Значения коэффициента α различными авторами определяются по-разному, причем в литературе можно найти различные указания по вопросу применения той или иной формулы.

Для практических расчетов конвективного теплообмена можно рекомендовать пользоваться способом, основанным на «соотношении Боуэна», которое позволяет вычислить S_k по известной величине $S_{дн}$.

Используя рекомендации А. Р. Константинова по применению соотношения Боуэна [46] и приняв для определения E формулу (3.10), А. П. Браславский получил следующую расчетную зависимость для S_k [9]:

$$-S_k = 2,64 [1 + 0,8 W + f(\Delta\vartheta)] (\vartheta - t_n). \quad (3.13)$$

3.2.4. Расчет теплообмена с грунтом дна. В настоящее время известно несколько методов расчета теплообмена с грунтом — О. Девика [98], Д. Н. Бибилова и Н. Н. Петруничева [6], К. И. Россинского [47], А. П. Браславского [9]. Мы не будем останавливаться подробно на рассмотрении этих методов.

Отметим лишь, что при пользовании всеми методами возникает необходимость заранее задавать ход придонной температуры воды, причем при одинаковой неточности в задании температуры воды ошибка в определении $S_{дн}$ больше, чем при определении других составляющих теплового баланса. Поэтому на практике часто удобнее заранее назначать величину $S_{дн}$, не производя вычислений. Значения $S_{дн}$ для различных широт местности и месяцев подсчитаны Браславским [10]. Этими данными и следует пользоваться в гидротермических расчетах.

4. ПЕРЕМЕШИВАНИЕ ВОДНЫХ МАСС В ВОДОХРАНИЛИЩАХ И НАЗНАЧЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ

4.1. Виды перемешивания

Коэффициент теплопроводности относится к числу тех характеристик теплового режима водохранилищ, определение которых сопряжено с наибольшими трудностями. Объясняется это тем, что перенос тепла внутри водной толщи обусловлен главным образом перемешиванием воды, а не ее физической теплопроводностью.

Движение воды и вызванное им перемешивание могут иметь различное происхождение. Применительно к задачам гидротермики многообразие процессов перемешивания удобно свести к следующим видам:

1) ветровое перемешивание, связанное с движением воды под воздействием ветра (ветровыми волнами и ветровыми течениями);

2) динамическое перемешивание, связанное с течениями воды, характеризующими проточность водохранилища;

3) свободноконвективное перемешивание, связанное с движением воды, вызванным неоднородностью поля плотности.

Движение воды, вызванное ветровым и динамическим перемешиванием, является турбулентным. Поэтому эти виды перемешивания часто называют турбулентным перемешиванием.

Эффект перемешивания количественно характеризуется значениями коэффициентов турбулентной ветровой λ_w и динамической λ_v и свободноконвективной λ_k теплопроводности. В свою очередь коэффициент λ_w складывается из двух слагаемых, одно из которых связано с турбулизирующим влиянием ветрового волнения λ_{w1} , второе — с турбулизирующим влиянием ветровых (дрейфовых) течений (λ_{w2}).

Таким образом, в общем случае коэффициент теплопроводности воды можно представить в виде суммы пяти величин:

$$\lambda = \lambda_{\phi} + \lambda_{w1} + \lambda_{w2} + \lambda_v + \lambda_k. \quad (4.1)$$

Суммарное значение λ сильно изменяется во времени и пространстве. Однако заранее можно сказать, что оно во много раз превосходит коэффициент физической теплопроводности λ_{ϕ} . Относительное значение других составляющих λ зависит от

многих условий: скорости течения и ветра, глубины водохранилища, характера температурной стратификации и т. п. Поэтому в практике гидротермических исследований и расчетов прежде всего важно качественно установить преобладающий вид перемешивания и выделить из составляющих λ ту, которой в данном конкретном случае принадлежит основная роль.

Рассмотрим некоторые общие положения, которые полезно иметь в виду при решении вопроса о преобладающем виде перемешивания.

Возможность возникновения свободноконвективного перемешивания определяется лишь одним условием — наличием неустойчивой температурной стратификации. Очевидно, что неустойчивое расслоение водной массы наблюдается в переходные сезоны года — весной при нагревании воды до температуры 4°C (т. е. в первом периоде годового термического цикла) и осенью при охлаждении воды от максимальной температуры до температуры 4°C (т. е. в третьем периоде годового термического цикла). Интенсивность свободноконвективного перемешивания, как будет показано ниже, обычно столь велика, что в это время независимо от скорости течения и ветра, глубины и других факторов турбулентное перемешивание может не учитываться.

При устойчивом расслоении водной толщи основная роль принадлежит турбулентному перемешиванию.

Динамическое турбулентное перемешивание преобладает в водотоках — нижних бьефах ГЭС, каналах и реках. Ветровое турбулентное перемешивание в данном случае практически не влияет на тепловой режим воды.

Наиболее сложно выделить преобладающий вид перемешивания в водохранилищах. Данные расчетов и наблюдений показывают, что в больших по площади глубоких водохранилищах (таких, как Братское или строящееся Усть-Илимское) влияние динамического турбулентного перемешивания обычно незначительно по сравнению с влиянием ветрового перемешивания. Напротив, в водохранилищах вытянутой формы и со значительными скоростями течения (низовой участок Красноярского водохранилища, Мамаканское водохранилище и др.) наряду с ветровым надо учитывать и динамическое перемешивание.

4.2. Ветровое турбулентное перемешивание

4.2.1. Некоторые общие сведения о турбулентном перемешивании. При изучении турбулентных потоков обычно общий поток делят на осредненное и пульсационное движение. Наличие пульсаций скорости вызывает непрерывный взаимно компенсирующий обмен объемами соседних слоев жидкости, что приводит к обмену количеством движения, тепла, примесями и т. п. Эти процессы и называются турбулентным перемешиванием. С наблюдающимся при турбулентном переме-

шивании макропереносом количества движения конечных объемов жидкости связано внутреннее турбулентное трение (вязкость), с переносом тепла — турбулентная теплопроводность.

О. Рейнольдс в работе, опубликованной в 1895 г. и положившей начало систематическому изучению турбулентности, показал, что при турбулентном режиме в уравнения движения должны включаться члены, учитывающие добавочные напряжения турбулентного трения ($T_{тр}$). Для этих напряжений могут быть написаны выражения, формально аналогичные формуле Ньютона для молекулярной (физической) вязкости:

$$T_{тр} = -A \frac{dV}{dz}. \quad (4.2)$$

Величина A , введенная по предложению Буссинеска в 1877 г., носит название коэффициента турбулентной вязкости, или коэффициента турбулентного обмена количеством движения.

Соответственно турбулентный поток тепла выражается формулой

$$S = -cA_t \frac{dt}{dz}, \quad (4.3)$$

в которой величина A_t называется коэффициентом турбулентного обмена теплом, а произведение

$$\lambda_t = cA_t. \quad (4.4)$$

— коэффициентом турбулентной теплопроводности.

Механизм турбулентного обмена (перемешивания) одинаков как для трения, так и для теплопроводности и связан с пульсацией скорости. Однако значения A и A_t в общем случае различны. Отношение этих коэффициентов называется турбулентным числом Прандтля:

$$Pr_t = \frac{A}{A_t}. \quad (4.5)$$

Вопрос о численном значении Pr_t , несмотря на большое число посвященных ему работ, можно отнести к разряду дискуссионных. В работах, касающихся турбулентности в атмосфере [86 и др.], часто принимается гипотеза о том, что в равновесных условиях коэффициенты обмена для различных субстанций равны между собой. Такой же точки зрения придерживаются В. М. Маккавеев и А. В. Караушев [40, 51]. Однако в настоящее время в гидромеханике установилось мнение, подтверждающее гипотезу, высказанную первоначально Л. Прандтлем, что $Pr_t \approx 0,5 \div 0,7$ [92, 64]. Это простое соотношение имеет важное практическое значение, так как позволяет вычислять коэффициент

турбулентной теплопроводности по известному значению коэффициента турбулентного обмена:

$$\lambda_t = \frac{cA}{Pr_t}. \quad (4.6)$$

При практическом использовании этого выражения надо уметь вычислить коэффициент турбулентного обмена количеством движения.

Для изучения и расчета турбулентного перемешивания предложено несколько теорий: полуэмпирические теории перемешивания Л. Прандтля и Г. Тейлора, диффузионная теория В. М. Маккавеева, индуктивная теория Х. Рейхардта и др. Интенсивно развивается статистическая теория, основы которой заложены А. Н. Колмогоровым (1941 и 1942 гг.).

В настоящее время наиболее широко используемой в практических расчетах является полуэмпирическая теория Л. Прандтля.

Как известно, в основу теории Прандтля положены две гипотезы [64], а именно: 1) гипотеза, устанавливающая аналогию между хаотическим движением молекул в кинетической теории и беспорядочным перемещением макрочастиц жидкости в турбулентном потоке; при этом в рассмотрение вводится некоторое расстояние l (путь перемешивания), аналогичное пути свободного пробега молекул, и 2) гипотеза, устанавливающая зависимость пути перемешивания от осредненных характеристик потока.

Первая из этих гипотез позволила Прандтлю получить следующее выражение для коэффициента турбулентного обмена:

$$A = \rho l^2 \left| \frac{dV}{dz} \right|. \quad (4.7)$$

Для определения пути перемешивания наибольшее распространение получила гипотеза Т. Кармана, который, исходя из условий механического подобия при произвольном изменении масштаба турбулентности, вывел следующую формулу:

$$l = -\kappa \frac{dV/dz}{d^2V/dz^2}. \quad (4.8)$$

После подстановки (4.8) в (4.7) получаем

$$A = \rho \kappa^2 \frac{(dV/dz)^3}{(d^2V/dz^2)^2}. \quad (4.9)$$

Выражение (4.9) является исходным при выводе расчетных формул для коэффициента турбулентного обмена.

4.2.2. О соотношении между волновым и дрейфовым перемешиванием. Воздействие ветра на водную поверхность приводит к образованию ветровых волн и ветровых

(дрейфовых) течений. В соответствии с этим ветровое перемешивание складывается из волнового и дрейфового перемешивания, т. е. $A_W = A_{W1} + A_{W2}$ и $\lambda_W = \lambda_{W1} + \lambda_{W2}$.

По вопросу о соотношении между этими двумя видами перемешивания нет единой точки зрения. Отсутствие материалов непосредственных наблюдений за интенсивностью ветрового перемешивания заставляет для решения данного вопроса обратиться к расчетно-теоретическим проработкам.

Результаты расчета по существующим в настоящее время формулам показывают, что коэффициенты A_{W1} и A_{W2} имеют примерно одинаковый порядок величин. Однако для полного ответа на поставленный выше вопрос надо сопоставить также толщины слоев воды, охваченных волновым и дрейфовым перемешиванием.

Для определения толщины слоя волнового перемешивания h_{W1} воспользуемся выводами классической теории ветровых волн (волн конечной амплитуды), согласно которой высота волны на глубине, равной половине длины волны, составляет всего 4—5% высоты волны на поверхности. Эту глубину и примем за нижнюю границу слоя волнового перемешивания. Значения h_{W1} , соответствующие длине разгона $D = 10$ км, приведены в табл. 24.

Таблица 24

Толщина слоев воды, охваченных волновым и дрейфовым перемешиванием

W м/с	5	10	20
h_{W1} м	2,5	5,9	9,7
h_{W2} м	—	35	170

Для определения толщины слоя воды, охваченного дрейфовым перемешиванием, воспользуемся введенным Экманом понятием «глубина трения» h_{W2} . На этой глубине скорость ветрового течения не превышает 5% скорости поверхностного течения. Значения h_{W2} , вычисленные Б. Д. Зайковым [37], также приведены в табл. 24.

Из сопоставления величин h_{W1} и h_{W2} видно, что толщина слоя дрейфового перемешивания во много раз превышает толщину слоя волнового перемешивания. Следовательно, дрейфовое перемешивание является одним из важнейших факторов, формирующих тепловой режим глубоких водохранилищ.

4.2.3. Расчет коэффициента турбулентного волнового обмена (теплопроводности).

Отметим, что при анализе ветрового волнения водохранилища обычно делят на мелкие и глубокие. В первых глубина воды не превышает половины длины волны, во вторых — меньше или равна ей.¹ Очевидно, что в зависимости от скорости ветра в разное время одно и то же водохранилище может рассматриваться либо как мелкое, либо как глубокое.

Глубокие водохранилища. Одним из первых исследований турбулентного волнового перемешивания явилась работа С. В. Доброклонского [30], в которой на основе формулы Прандтля—Кармана (4.9) и уравнений трохойдальной теории волн на глубокой воде получена следующая зависимость для коэффициента волнового турбулентного обмена:

$$A_{W1} = \frac{\pi \rho \lambda^2}{18} \cdot \frac{H_{\text{влн}}^2}{T_{\text{влн}}} \exp\left(-\frac{4\pi z}{L_{\text{влн}}}\right). \quad (4.10)$$

Вопросу влияния ветра на турбулентный обмен посвящены также работы С. Г. Богуславского, К. Боудена, С. А. Китайгородского, Ю. М. Крылова и др.

К. Боуден [97], полагая, что коэффициент турбулентного обмена зависит только от параметров волн, и используя методы теории размерностей, получил следующую формулу для среднего по глубине \bar{A}_{W1} :

$$\bar{A}_{W1} = p' \rho \frac{H_{\text{влн}} L_{\text{влн}}}{T_{\text{влн}}}, \quad (4.11)$$

где p' — эмпирический коэффициент, определяемый из наблюдений за затуханием волн на больших расстояниях.

Ю. М. Крылов [48], рассматривая вопрос о диссипации энергии турбулентного волнового движения, получил следующую зависимость:

$$\bar{A}_{W1} = \frac{\pi \rho}{2} \cdot \frac{b}{g} \delta d^3, \quad (4.12)$$

где $b = 0,83 \cdot 10^{-5}$ — безразмерная постоянная; d — фазовая скорость волн; δ — крутизна волн.

Если воспользоваться классическими соотношениями теории волн конечной амплитуды:

$$d^2 = \frac{g L_{\text{влн}}}{2\pi} \quad \text{и} \quad \delta = \frac{H_{\text{влн}}}{T_{\text{влн}} d},$$

то легко убедиться, что при $b/4 = p'$ выражение (4.12) ничем не отличается от формулы Боудена, так как записывается в этом случае в виде

$$\bar{A}_{W1} = \frac{b \rho}{4} \cdot \frac{H_{\text{влн}} L_{\text{влн}}}{T_{\text{влн}}}. \quad (4.13)$$

¹ Такое деление водохранилищ на мелкие и глубокие не следует смешивать с термической классификацией водохранилищ по глубине, рассмотренной в разделе 5.

Из сопоставления формулы Доброклонского, переписанной в виде

$$\bar{A}_{W1} = p\rho \frac{H_{\text{в.лн}}^2}{T_{\text{в.лн}}}, \quad (4.14)$$

где $p = \frac{\pi\chi^2}{18z} \int_0^z e^{-\frac{4\pi z}{L_{\text{в.лн}}}} dz$, с формулами Боудена (4.11) и Кры-

лова (4.12) видно, что на вопрос о характере зависимости коэффициента турбулентного обмена от параметров волн существуют два ответа: коэффициент \bar{A}_{W1} пропорционален квадрату высоты волны (по Доброклонскому) и коэффициент \bar{A}_{W1} пропорционален произведению высоты на длину волны (по Боудену и Крылову). С точки зрения теории размерностей обе зависимости возражений не вызывают. Однако требованиям размерностей будет удовлетворять также и зависимость вида

$$\bar{A}_{W1} = p''\rho \frac{L_{\text{в.лн}}^2}{T_{\text{в.лн}}}.$$

Следовательно, в данном случае методом размерностей нельзя получить однозначного ответа.

Вычисления, выполненные С. Г. Богуславским, показали, что значение коэффициента p' в формулах Боудена и Крылова обратно пропорционально скорости ветра, в то время как коэффициент p в формуле Доброклонского от скорости ветра не зависит. Данное обстоятельство говорит в пользу гипотезы Доброклонского, так как зависимость \bar{A}_{W1} от ветра уже учтена тем, что в формулах присутствуют параметры волн. Кроме того, как отмечает В. В. Шулейкин [94], коэффициент p' вычислен с малой степенью точности.

Из сказанного следует, что формула Доброклонского (4.10) имеет преимущества перед остальными. Однако значение величины p в формуле для \bar{A}_{W1} , полученное Богуславским для условий в океанах, нуждается в проверке.

В работе [32] для определения коэффициента использовано выражение

$$p = \frac{1}{h_{W1}} \cdot \frac{\pi\chi^2}{18} \int_0^{h_{W1}} \exp\left(-\frac{4\pi z}{L_{\text{в.лн}}}\right) dz,$$

непосредственно вытекающее из формулы Доброклонского. Интегрирование этого выражения от $z=0$ до $z=h_{W1}=L_{\text{в.лн}}/2$ (т. е. в пределах слоя волнового перемешивания) привело к значению $p=4,4 \cdot 10^{-3}$.

Мелкие водохранилища. Для расчета коэффициента турбулентного волнового перемешивания в мелких водохранилищах существуют два типа формул.

Формулы первого типа получены в океанологии на основе теории размерностей и имеют вид

$$\bar{A}_{W1} = m j W h f(\eta), \quad (4.15)$$

где m — эмпирическая величина; $j = 3,25 \cdot 10^{-3}$ кг/м³; $f(\eta)$ — функция, показывающая зависимость коэффициента \bar{A}_{W1} от относительной координаты.

Значения m и вид функции $f(\eta)$ различными авторами определены по-разному. Некоторые результаты приведены в табл. 25.

Т а б л и ц а 25

Значения параметров формул для определения коэффициента волнового турбулентного обмена в мелких водохранилищах

Автор формулы	m	$f(\eta)$
А. И. Фельзенбаум	0,125	1
Х. Свердруп	0,167	$(1-\eta)^{1/2}$
Фьельдетад	0,200	$(1-\eta)^{3/4}$
С. А. Китайгородский	0,04	$(1-\eta)^{3/2}$

Ко второму типу относится формула О. Д. Шебалина, полученная способом, использованным Доброклонским при расчете коэффициента турбулентного обмена в глубоких водохранилищах. В отличие от Доброклонского, Шебалин исходил из уравнений теории волн на мелководье. После оценки и отбрасывания малых членов из общего выражения получена следующая формула [91]:

$$A_{W1} = \frac{\pi \kappa^2 \rho H_{\text{влин}}^2}{36 T_{\text{влин}}} \cdot \frac{\text{sh}^3 [2a(h-z)]}{\text{sh}(ah) \text{ch}^2 [2a(h-z)]}, \quad (4.16)$$

где $a = 2\pi/L_{\text{влин}}$. Выражение (4.16) в предельном случае (при $h \rightarrow \infty$) переходит в формулу Доброклонского.

Для нахождения среднего по глубине значения \bar{A}_{W1} надо проинтегрировать это выражение в пределах от $z=0$ до $z=h$. Тогда [32]:

$$\bar{A}_{W1} = \frac{\kappa^2 \rho H_{\text{влин}}^2 L_{\text{влин}}}{144 h T_{\text{влин}}} \cdot \frac{[\text{ch}(2ah) - 1]^2}{\text{sh}^2(ah) \text{ch}(2ah)}. \quad (4.17)$$

При сопоставлении рассмотренных выше выражений для коэффициентов турбулентного волнового обмена в мелких водохранилищах следует учитывать, что формулы первого типа являются эмпирическими, полученными на основе анализа наблю-

дений за ветровым перемешиванием в морях. Отсутствие необходимых данных не позволяет оценить возможность их применения в условиях водохранилищ. Поэтому для практических расчетов можно рекомендовать формулы (4.16) и (4.17), в основе которых лежит хорошо проверенная теория турбулентности Прандтля—Кармана и теория волн на мелкой воде. Если подставить в эти выражения известные формулы В. Г. Андреянова для расчета волнения:

$$H_{\text{вн}} = 0,0208 W^{3/4} D^{1/3}, \quad (4.18)$$

$$L_{\text{вн}} = 0,304 WD^{1/2}.$$

(W — скорость ветра, м/с; D — разгон волны, км), то можно получить зависимость коэффициента турбулентного обмена от скорости ветра и длины разгона. Отметим, что при небольших скоростях ветра (например, $W \leq 10$ м/с) приближенно можно принять, что A_{W1} не зависит от глубины водоема. Расчетная формула имеет вид

$$\lambda_{W1} = \lambda'_{W1} k_{W1}. \quad (4.19)$$

4.2.4. Расчет коэффициента турбулентного дрейфового обмена (теплопроводности). Дрейфовое перемешивание изучено менее подробно, чем волновое. В работе [33] отмечается, что в настоящее время существуют три способа расчета коэффициента A_{W2} , основанные на использовании: 1) полуэмпирической теории Прандтля—Кармана (работы С. А. Китайгородского, В. А. Цикунова, В. В. Шулейкина); 2) уравнения баланса турбулентной энергии (работы Д. Л. Лайхтмана и Ю. П. Доронина) и 3) диффузионной теории турбулентности (работы В. М. Маккавеева и А. В. Караушева).

Результаты, полученные первыми двумя способами, для условий водохранилищ непригодны, так как при выводе расчетных формул для A_{W2} вертикальное распределение скоростей дрейфовых течений принято в соответствии с теорией океанических течений Экмана, т. е. без учета ветрового наклона уровня воды и шероховатости дна.

В исследованиях В. М. Маккавеева и А. В. Караушева эти факторы учтены, однако полученные результаты нуждаются в усовершенствовании, так как, во-первых, исходное выражение для A_{W2} выбрано в форме, предложенной ранее для русловых потоков, и, во-вторых, не исследована изменчивость A_{W2} по глубине.

В работе [33] рассмотрена задача о ветровых течениях с учетом ветрового наклона уровня и шероховатости дна, причем коэффициент A_{W2} принят изменяющимся по глубине скачкообразно. Глубина h_1 , на которой происходит изменение A_{W2} , принята совпадающей с границей раздела между верхним слоем воды, в котором течение направлено вдоль действия ветра,

и нижним слоем, охваченным компенсационным противотечением. Расчетные формулы для A_{w2} получены подстановкой результатов интегрирования уравнений равномерного установившегося движения в выражение для A , принятое в соответствии с теорией турбулентности Прандтля—Кармана. В итоге формулы для коэффициента теплопроводности имеют вид: при $0 \leq z \leq h_1$

$$\lambda_{w2} = 1,66hc \sqrt{\frac{\rho T_a [(Pr_0 + 1)^4 - 1]}{Pr_0}}, \quad (4.20)$$

при $h_1 < z \leq h$

$$\lambda_{w2} = 1,66k_{w2}hc \sqrt{\frac{\rho T_a [(Pr_{\eta_0} + 1)^4 - 1]}{Pr_{\eta_0}}}, \quad (4.21)$$

причем

$$h_1 = \eta_0 h. \quad (4.22)$$

4.3. Динамическое турбулентное перемешивание

При расчете динамического турбулентного перемешивания обычно рассматривают отдельно потоки, покрытые льдом, и потоки со свободной поверхностью.

Прежде чем перейти непосредственно к расчетным формулам для коэффициентов турбулентного обмена (теплопроводности), приведем некоторые сведения по кинематике подледных потоков.

Из обзора существующих исследований, приведенного в [34], следует, что в настоящее время имеются два направления в аналитических исследованиях подледных потоков.

Согласно первому из них (работы И. И. Леви и К. В. Гришанина и Ф. А. Спецова), расчетные формулы для скорости течения находятся путем интегрирования уравнений турбулентного пограничного слоя. В результате найдено, что вертикальный профиль скорости в каждом слое ($0 \leq z \leq h_1$ и $h_1 < z \leq h$) описывается логарифмической формулой Прандтля—Кармана.

Второе направление представлено работами В. М. Маккавеева и А. В. Караушева. Указанные авторы исходили из классических уравнений движения, заменив в них молекулярную вязкость турбулентной. В результате найдено, что скорость течения изменяется с глубиной по параболическому закону.

Рассмотрим преимущества и недостатки каждого из этих направлений. Прежде всего отметим, что логарифмическая формула скорости качественно лучше согласуется с натурными данными, чем параболическая. Надо, однако, отметить, что такой подход к изучению кинематики подледных потоков предопределяет необходимость рассматривать верхнюю ($z < h_1$) и нижнюю ($z > h_1$) зоны потока как два самостоятельных течения, не оказывающих силового воздействия друг на друга. А это приводит

к тому, что распределение скорости зависит не от абсолютных значений шероховатости ледяного покрова и дна, а от соотношения между ними. Так, например, положение точки максимума скорости зависит от отношения коэффициентов шероховатости ледяного покрова и дна.

Этот вывод не согласуется с результатами специальных экспериментов по изучению кинематики потока, текущего между двумя поверхностями с разной шероховатостью, выполненных В. И. Синотиным и З. А. Генкиным [80]. Опыты, проведенные в воздушном и гидравлическом лотках, показали, что положение глубины определяется не только отношением коэффициентов шероховатости верхней и нижней поверхностей, но и абсолютным их значением.

Выявить указанную особенность подледных потоков позволяет второе из перечисленных двух направлений в исследованиях, так как при решении уравнений движения заранее не вводится никаких предположений относительно влияния шероховатости граничных поверхностей. Однако при этом возникают трудности, связанные с определением коэффициента турбулентного обмена, входящего в уравнения движения.

Турбулентное перемешивание в потоках, покрытых льдом, изучалось А. А. Труфановым [88], В. М. Маккавеевым [51], А. В. Караушевым [40] и И. М. Коноваловым [45].

А. А. Труфанов, интегрируя уравнения равномерного установившегося движения воды между стенками с разной шероховатостью, принял, что коэффициент турбулентного обмена изменяется пропорционально расстоянию от стенки

$$A_V = az^2 + \mu,$$

где a — эмпирический коэффициент. Малая обоснованность данного предположения очевидна.

В. М. Маккавеев для расчета коэффициента турбулентного обмена в потоках под ледяным покровом предложил пользоваться формулой

$$A_V = \frac{\gamma q^*}{2mC},$$

предложенной им ранее для потоков со свободной поверхностью в качестве q^* принимать расход воды только в нижней зоне потока, ограниченной сверху плоскостью максимума скорости.

И. М. Коновалов также рекомендует пользоваться этой же формулой, но, в отличие от Маккавеева, в качестве q^* предлагает принимать полный расход воды от поверхности до дна.

Оценивая перечисленные исследования, можно отметить, что предложение Маккавеева содержит известную долю произвола, так как он, вычисляя коэффициент обмена через расход воды для части живого сечения, распространяет полученный результат на все живое сечение. Нельзя признать вполне удовлетворительным

и предложение Коновалова, так как указанная формула для коэффициента обмена справедлива для условия, когда на одной границе потока касательные напряжения отсутствуют. Это условие, в частности, и послужило Маккавееву основанием для того, чтобы рекомендовать указанный выше способ назначения расхода воды.

В работе [34] для расчета коэффициента λ_V применена полуэмпирическая теория турбулентности Прандтля—Кармана, т. е. формула (4.9). Вертикальное распределение скорости найдено путем интегрирования уравнений равномерного установившегося движения, причем граничные условия на дне и нижней поверхности ледяного покрова приняты в форме, предложенной ранее Маккавеевым [51]:

$$V_i = j_i R_i \frac{dV_i}{dz},$$

где $i=1$ и 2 ; R_i — гидравлический радиус (для верхней зоны потока $R_1 = h_1$, для нижней зоны потока $R_2 = h - h_1$); j_i — безразмерные величины, определяемые по данным опытов или натуральных наблюдений.

В отличие от опубликованных ранее работ, в [34] принято, что коэффициент турбулентного обмена изменяется скачкообразно на глубине $z = h_1$, соответствующей глубине максимальной скорости. Полученные в итоге расчетные формулы для коэффициента турбулентной теплопроводности воды имеют следующий вид:

при $0 \leq z \leq h_1$

$$\lambda_V = 0,6641 c_{рх} h_1 \sqrt{gI h_1}; \quad (4.23)$$

при $h_1 < z \leq h$

$$\lambda_V = 0,6641 c_{рх} (h - h_1) \sqrt{gI (h - h_1)}. \quad (4.24)$$

Глубина, на которой скорость максимальна, равна

$$h_1 = \eta_1 h. \quad (4.25)$$

Значения безразмерного параметра η_1 зависят от величин j_1 и j_2 , с которыми он связан соотношением:

$$\eta_1 = \frac{1}{b^2 + 1}, \quad (4.26)$$

где

$$b = \frac{2j_1 + 1}{2j_2 + 1}. \quad (4.27)$$

Вопрос об определении величин j_1 и j_2 рассмотрен в [34, 99] на основе анализа данных опытов В. И. Синотина и З. А. Генкина [80] и натуральных наблюдений Ф. А. Спецова [27].

Зависимость $j_i = f(n_0, n_{00})$ аппроксимируется формулой

$$j_i = \ln \left[870 n_0^{-1,87} \left(\frac{n_0}{n_{00}} \right)^{-1,52} \right]. \quad (4.28)$$

Если коэффициенты шероховатости n_0 и n_{00} заменить высотой выступов шероховатости Δ_0 и Δ_{00} , то, вместо (4.28), получим

$$j_i = \ln \left[9,5 \Delta_{00}^{-0,312} \left(\frac{\Delta_0}{\Delta_{00}} \right)^{-0,255} \right]. \quad (4.29)$$

Найденные экспериментально значения j_i представлены в зависимости от отношения V_{*i}/V_{\max} , где V_{*i} — динамическая скорость соответственно для верхней и нижней зон потока

$$V_{*i} = \sqrt{gIR_i}.$$

Экспериментальные и натурные данные хорошо согласуются между собой. Зависимости $j_i = f(V_{*i}/V_{\max})$ соответствует формула

$$j_i = 0,054 \left(\frac{V_{*i}}{V_{\max}} \right)^{-1/3}. \quad (4.30)$$

При известных значениях n_i или Δ_i для определения j_i следует пользоваться формулами (4.28) или (4.29). Если эти данные неизвестны, то j_i можно найти по формуле (4.30), для чего надо знать h_1 и V_{\max} . Отношение V_{*i}/V_{\max} можно также найти по формуле

$$\frac{V_{*i}}{V_{\max}} = 3,15 n_{\text{пр}}^{0,9}. \quad (4.31)$$

построенной по данным упомянутых выше экспериментов [20]. «Приведенный» коэффициент шероховатости $n_{\text{пр}}$ при заданных значениях n_1 и n_2 можно вычислить, например, по формуле Н. Н. Павловского

$$n_{\text{пр}} = \sqrt{\frac{n_2^2 + a n_1^2}{1 + a}}, \quad (4.32)$$

где a — отношение смоченных периметров русла и льда.

В заключение подчеркнем, что согласно результатам, полученным в [34], кинематические характеристики потоков под ледяным покровом (в том числе и коэффициент турбулентного обмена) зависят от абсолютных значений шероховатости ледяного покрова и дна, а не только от их отношения, как было принято считать ранее.

В потоках со свободной поверхностью подход к задаче расчета коэффициента динамического турбулентного обмена иной, чем в рассмотренных ранее случаях. Исходная формула для

коэффициента A_V выводится из уравнений равновесия сил при установившемся равномерном движении:

$$A_V = - \frac{\gamma I z}{\frac{dV}{dz}}. \quad (4.33)$$

Расчетные формулы получаются путем подстановки в выражение (4.33) той или иной эпюры скорости, заданной в аналитической форме.

В настоящее время известно несколько выражений для расчета коэффициента A_V , найденных на основании использования эмпирических зависимостей $V=f(z)$. Подробный анализ этих формул, выполненный А. В. Караушевым [39], позволил рекомендовать для практических вычислений среднего по глубине A_V широко известную формулу

$$A_V = \frac{\gamma q}{2mC}, \quad (4.34)$$

полученную В. М. Маккавеевым с использованием параболической эпюры скорости Базена (здесь $m=22,3$).

Дальнейшие исследования Караушева показали, что наилучшее согласие с натурными данными дает эллиптическая формула скорости, приводящая к следующему выражению для коэффициента турбулентного обмена:

$$\bar{A}_V = \frac{\gamma h \bar{V}}{MC}, \quad (4.35)$$

где $M=0,7C+8$ (при $10 \leq C \leq 60 \text{ м}^{0,5}/\text{с}$), $M=48$ (при $C > 60 \text{ м}^{0,5}/\text{с}$).

Окончательно, заменяя в уравнении (4.35) среднюю скорость по формуле Шези ($\bar{V}=C\sqrt{hI}$) и учитывая выражение (4.6), получим следующую расчетную формулу для коэффициента турбулентной динамической теплопроводности воды:

$$\lambda_V = 5,850 \cdot 10^4 \frac{\gamma h \sqrt{hI}}{M}. \quad (4.36)$$

Другой расчетной формулой является

$$\lambda_V = \lambda'_V k_V. \quad (4.37)$$

Величина λ'_V отвечает значению λ_V при $h=1 \text{ м}$.

Практика гидротермических расчетов показывает, что эта формула дает наилучшие результаты применительно к условиям в нижних бьефах ГЭС, каналах и реках. При расчете λ_V для условий водохранилищ ошибка возрастает. Кроме того, возникают трудности при определении коэффициента Шези. Поэтому можно рекомендовать пользоваться формулой

К. И. Россинского [47], полученной на основании эмпирического анализа материалов наблюдений на Ивановском, Акуловском и Ленинском водохранилищах:

$$\lambda_v = 1,16 (\sqrt{0,1q^2 + 0,521h^3} + 0,5), \quad (4.38)$$

здесь q и h — средние значения удельного расхода воды и глубины.

4.4. Свободноконвективное перемешивание

Свободная (или естественная) конвекция возникает вследствие неоднородности в пространственном распределении плотности воды, причем на внутренних водоемах (озерах и водохранилищах) плотностная неоднородность обусловлена главным образом неравномерностью температурного поля, т. е. в водоемах наблюдается термическая свободная конвекция.

Явление свободной конвекции играет исключительно важную роль в формировании теплового и ледового режима водохранилищ. Иллюстрацией может служить тот факт, что задержка в наступлении ледостава на водохранилищах по сравнению с бытовыми условиями вызвана главным образом влиянием свободной конвекции, которая способствует подводу тепла из глубинных слоев воды к поверхности. На Братском водохранилище, например, ледостав осенью зачастую совпадает по времени с моментом прекращения свободной конвекции, когда средняя по глубине температура понижается до температуры наибольшей плотности пресной воды 4°C (см. раздел 2.2).

Наибольшего развития свободная конвекция достигает в первом и третьем периодах годового термического цикла. Оба эти периода характеризуются наличием неустойчивой плотностной стратификации водной толщи, хотя температурная стратификация в это время различна. В первом периоде происходит нагревание воды при температуре ниже 4°C , и неустойчивой стратификации по плотности соответствует прямая температурная стратификация. В третьем периоде, длительность которого обычно больше первого периода, неустойчивость возникает в результате охлаждения воды, имеющей температуру выше 4°C , и наблюдается обратная стратификация по температуре. В относительно мелководных водохранилищах начавшаяся свободная конвекция быстро захватывает всю толщу воды от поверхности до дна, приводя к практически полному выравниванию температуры по глубине. Прекращается конвекция, когда температура на всех глубинах достигает 4°C . В глубоководных водохранилищах (например, в Братском), особенно в первом периоде, увеличение толщины слоя воды, охваченного конвекцией, происходит более медленно. Характерной особенностью таких водохранилищ является сохранение неустойчивости в придонных

слоях воды в летние месяцы, хотя в вышележащих слоях наблюдается устойчивая стратификация.

Необходимо отметить, что, несмотря на весьма большое влияние свободной конвекции на тепловые процессы в водохранилищах, изучена она хуже других способов переноса тепла. Объясняется это не только сложностью явления, но и трудностями его экспериментального исследования. Вместе с тем имеется обширная литература, посвященная свободноконвективному теплообмену в различных жидкостях около вертикальной или горизонтальной пластины, между двумя параллельными пластинами, внутри замкнутых полостей различных форм и т. п. Обзор этих исследований с точки зрения применения достигнутых результатов к расчету конвекции в водохранилищах содержится в [59]. В итоге отмечается, что большинство работ носит экспериментальный характер, и уравнения движения, неразрывности и энергии, описывающие процесс свободноконвективного теплообмена, служат обычно не для аналитических исследований, а для определения вида критериев подобия, используемых при проведении опытов и обработке результатов.

Как известно, при установившемся режиме из упомянутых выше уравнений получаются три критерия подобия:

$$\text{критерий Грасгофа } Gr \equiv \frac{g\beta \Delta t h^3}{\nu^2};$$

$$\text{критерий Прандтля } Pr \equiv \frac{\nu}{a_{\phi}},$$

$$\text{критерий Нуссельта } Nu \equiv \frac{\alpha h}{\lambda_{\phi}}.$$

Причем, первые два критерия могут рассматриваться как определяющие (заданные по условию задачи), а последний критерий — как неопределяющий (искомый). Если пренебречь ускорением, которое, как правило, мало, то, вместо двух критериев Gr и Pr , получим их произведение

$$Ra = Gr \cdot Pr \equiv \frac{g\beta \Delta t h^3}{\nu a_{\phi}}, \quad (4.39)$$

называемое критерием Релея.

Водохранилище в первом приближении можно рассматривать как конвективную систему типа «горизонтального слоя» со свободной верхней границей. При неустойчивой стратификации в такой системе возникает вертикальный тепловой поток, причем в зависимости от величины критерия Релея возможны три формы свободного движения жидкости. Первые две формы, наблюдающиеся при $650 \leq Ra \leq 90\,000$, относятся к ламинарной конвекции и характеризуются наличием в жидкости ячеек,

в центре которых жидкость поднимается, а по периферии опускается. Различия между этими формами конвекции проявляются в конфигурации ячеек: для первой формы характерны неправильные ячейки с количеством сторон от 4 до 7, для второй — правильные шестигранники. Третья форма свободной конвекции, наблюдающаяся при $Ra > 90\,000$, характерна для турбулентного режима. Здесь ячейки отсутствуют и в жидкости имеют место неустойчивые, неправильной формы поверхности раздела между восходящими и нисходящими струями. Именно этот тип свободноконвективного теплообмена и наблюдается в водохранилищах.

В целях упрощения практических расчетов такой сложный процесс теплообмена принято рассматривать как элементарное явление теплопередачи путем теплопроводности, для чего вводится понятие «кажущийся эквивалентный коэффициент теплопроводности» λ_k . Величина λ_k определяется из условия равенства тепловых потоков, возникающих под действием разности температур Δt в слое жидкости толщиной h и в твердом теле такого же размера, выполненного из материала с коэффициентом теплопроводности λ_k

$$S = \alpha \Delta t = \lambda_k \frac{\Delta t}{h}.$$

Тогда критерий Нуссельта принимает вид $Nu \equiv \frac{\lambda_k}{\lambda_\phi}$ и характеризует повышение интенсивности теплопереноса под влиянием конвекции по сравнению с переносом тепла за счет физической теплопроводности.

Введение понятия кажущегося эквивалентного коэффициента теплопроводности дает большие преимущества, а именно позволяет для расчета температурного режима жидкости использовать хорошо разработанный аппарат теории теплопроводности; а также облегчает обработку экспериментальных данных по свободноконвективному теплообмену.

Ряд авторов (М. А. Михеев, Ниманн, Сильвестон, Шмидт и Саундерс и др.) для расчета интенсивности свободноконвективного теплообмена предложили эмпирические формулы вида $Nu = f(Ra)$. Однако для нужд гидротермики эти формулы мало пригодны, так как процессы свободноконвективного теплообмена обладают рядом особенностей по сравнению с процессами в «горизонтальном слое».

Одна из наиболее важных особенностей вытекает из того, что вследствие неравномерности распределения глубин по акватории, неодинаковости теплообмена с грунтом дна и т. п. в водохранилищах наряду с вертикальными наблюдаются и горизонтальные течения и теплообмен. Приблизительно механизм воздействия свободной конвекции на тепловое состояние

водохранилища можно представить как совокупность двух взаимосвязанных частей.

Первая часть связана с вертикальной неоднородностью (неустойчивостью) водной массы, следствием чего является перемешивание воды и перенос тепла по вертикали — свободноконвективное перемешивание.

Вторая часть связана с наличием горизонтальной неоднородности, приводящей к возникновению конвективных течений — плотностная циркуляция.

Необходимо, однако, отметить, что исследование и расчет свободноконвективного теплообмена с учетом как вертикальной, так и горизонтальной неоднородности плотности представляет весьма сложную задачу. Поэтому, исходя из первоочередных практических потребностей гидротермики, представляется целесообразным решать эту задачу в постановке, принятой при исследовании свободной конвекции в горизонтальном слое, т. е. использовать понятие кажущегося эквивалентного коэффициента теплопроводности, а результаты экспериментов представлять в виде зависимости $Nu = f(Ra)$. При этом опыты должны проводиться либо в натуральных условиях, либо на экспериментальной установке, позволяющей хотя бы приближенно учесть возможность возникновения и влияния конвективных течений.

Такие исследования были поставлены во ВНИИГ им. Б. Е. Веденеева. Опыты проводились на крупномасштабной установке, размеры которой имели одинаковый порядок величины во всех трех измерениях ($200 \times 50 \times 150$ см); в установке имелось устройство для создания неодинаковой глубины. Кроме того, некоторые опыты проведены при неравномерном (по площади дна) нагреве. Опыты позволили найти зависимость критерия Нуссельта от критерия Рейля, имеющую вид

$$Nu = 4,07 \cdot 10^{-4} Ra^{0,71}. \quad (4.40)$$

При построении этой зависимости использованы также материалы наблюдений на Братском водохранилище.

При вычислении критерия Рейля в формуле (4.40) величина $\Delta t = t_1 - t_2$ представляет собой разность температур в слое конвективного перемешивания толщиной h , а тепло-физические характеристики ν , $\alpha_{\text{ф}}$, $\lambda_{\text{ф}}$, β определяются по средней температуре в этом слое $\bar{t} = \frac{1}{2} (t_1 + t_2)$.

4.5. Расчет коэффициентов теплопроводности по данным натуральных термических наблюдений

4.5.1. Прежде чем перейти к рассмотрению методов расчета коэффициентов теплопроводности, оговорим граничные условия.

Граничные условия делятся на три вида:

I рода — известна температура поверхности воды;

II рода — известна интенсивность теплового потока в воду извне;

III рода — задаются температурой воздуха над водной поверхностью; известен закон теплообмена между средой и водной поверхностью.

4.5.2. Выше рассмотрены методы расчета коэффициента теплопроводности воды, основанные на анализе причин, вызывающих перемешивание водных масс. Кроме того, существует ряд косвенных методов определения λ , в основе которых лежит изучение последствий перемешивания, в том числе анализ температурных полей.

Известно несколько методов расчета коэффициента теплопроводности воды, в которых в качестве исходных данных используются результаты наблюдений за температурным режимом: методы Шмидта, Фьельдстада, Штокмана, Богуславского, Пивоварова и др. Изложение и анализ этих методов можно найти в литературе (см., например, [37, 93]). Не останавливаясь на этом подробно, отметим лишь, что все методы основаны либо на самом уравнении теплопроводности, либо на каком-нибудь его конкретном решении. Методы позволяют найти суммарное («эффективное») значение коэффициента теплопроводности воды.

Из перечисленных методов весьма большую популярность завоевал метод Штокмана, основанный, как известно, на уравнении теплопроводности, представленном в форме конечных разностей [93]:

$$a = \frac{\Delta t}{\Delta \tau} / \frac{\Delta^2 t}{\Delta z^2}. \quad (4.41)$$

Этот метод позволяет получить переменные во времени средние в слое Δz значения коэффициента a .

Очевидно, что при интенсивном перемешивании, когда распределение температуры по глубине близко к изотермическому, имеем $\frac{\Delta^2 t}{\Delta z^2} \rightarrow 0$ и $a \rightarrow \infty$. Для этих периодов можно пользоваться следующим приближенным способом, основанным на применении свойств регулярного теплового режима II рода [31].

Так как длительность периода гомотермии обычно невелика, то можно принять, что теплообмен с атмосферой во времени постоянен: $S = \text{const}$. В этом случае распределение температуры по глубине описывается формулой

$$\Theta = Fo + \frac{\eta^2}{2} - \eta + \frac{1}{3}, \quad (4.42)$$

где

$$\Theta \equiv \frac{\lambda(t - t_0)}{Sh}; \quad Fo \equiv \frac{a\tau}{h^2}; \quad \eta \equiv \frac{z}{h}. \quad (4.43)$$

Очевидно, что перепад температуры между поверхностью ($\eta=0$) и дном ($\eta=1$) равен:

$$\Delta t = t_{z=0} - t_{z=h} = \frac{Sh}{2\lambda}, \quad (4.44)$$

откуда

$$\lambda = \frac{Sh}{2\Delta t}. \quad (4.45)$$

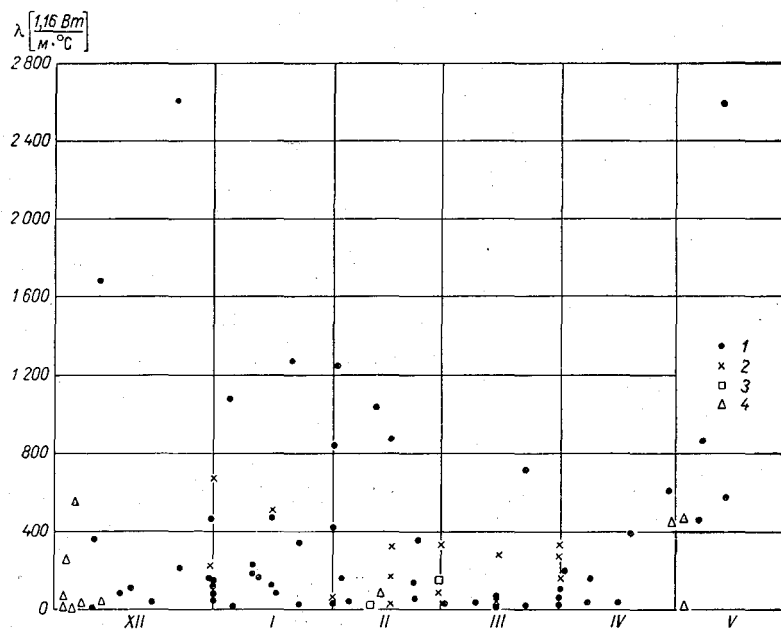


Рис. 24. Коэффициент температуропроводности воды по данным термических наблюдений.

1 — Братское водохранилище, 2 — Бухтарминское, 3 — Камское, 4 — Усть-Каменогорское.

Формула (4.45) обладает тем преимуществом перед (4.41), что требует вычисления не второй производной температуры по глубине, а лишь разности температур, обеспечивая тем самым большую точность расчетов a в условиях гомотермии. Значение S можно приближенно принять пропорциональным разности теплосодержания воды в двух достаточно близких друг к другу моментах времени.

По формулам (4.41) и (4.45) были вычислены значения коэффициентов a для Братского, Бухтарминского, Камского и Усть-Каменогорского водохранилищ. Результаты расчетов представлены на рис. 24, а также в табл. 26.

Таблица 26

Коэффициент температуропроводности воды в Братском водохранилище
(м²/ч)

Год	I	II	III	IV	V	VI
1964	0,98	2,02	6,66	—	—	0,80
1965	0,04	0,41	1,13	0,25	0,28	0,21
1966	0,33	—	0,14	0,18	—	34,8
1967	—	—	0,10	0,90	0,10	1,0
1971	—	—	0,10	0,07	1,9	1,9
1972	1,0	1,1	0,26	0,35	2,0	22,4
Год	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1964	0,80	0,06	0,02	11,0	82,3	—
1965	0,04	0,08	0,85	17,5	18,4	2,0
1966	0,13	0,06	0,05	5,3	30,2	—
1967	0,36	0,30	1,1	—	5,4	—
1971	—	—	—	—	0,51	0,80
1972	—	—	4,5	0,18	9,3	—

Как видим, для коэффициентов a и λ характерна значительная внутригодовая изменчивость, причем в течение всего года они превышают молекулярное значение. Наибольших значений они достигают в переходные сезоны года, когда наблюдается интенсивное свободноконвективное перемешивание: $a \approx 50 \div 100$ м²/ч.

5. ПОСТАНОВКА ГИДРОТЕРМИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

5.1. Существующие методы расчета температуры воды

История исследований, посвященных расчету температуры воды водохранилищ, не уходит в далекое прошлое, как это имеет место, например, с вопросом о переохлаждении воды и образовании внутриводного льда. Тем не менее к настоящему времени опубликовано большое число работ, которые касаются методов расчета температуры воды. Не ставя перед собой задачу составления исторического обзора, рассмотрим основные направления в решении задачи расчета температуры воды, обращая особое внимание на то, насколько тот или иной метод позволяет учесть особенности режима водохранилищ.

Существующие в настоящее время методы расчета температуры воды можно подразделить на следующие три группы:

- 1) составление эмпирических связей между температурой воды и влияющими на нее факторами;
- 2) подбор водоема-аналога, термический режим которого известен;
- 3) аналитические методы расчета, в которых используется уравнение теплового баланса.

Эмпирические зависимости обычно отыскиваются между температурой воды и температурой воздуха или разностью температуры вода—воздух (работы И. В. Молчанова, И. А. Бенашвили, С. И. Руденко, Б. Д. Зайкова, В. К. Давыдова, К. И. Россинского и др.). Они часто используются в прогностических целях для рек и озер, по которым накоплен достаточный материал наблюдений. Однако эмпирические связи имеют, как правило, локальное значение и могут применяться лишь для того периода времени и того водного объекта, материалы наблюдений в котором использованы для составления этих связей. Поэтому данный метод не может быть использован при расчетах теплового режима многих водохранилищ, созданных в последние годы. Если учесть, что эмпирические формулы составлены обычно лишь для температуры поверхности воды, то станет ясным, что эмпирический метод не удовлетворяет многим современным требованиям науки и практики.

Метод аналогов базируется на сравнительном анализе двух водных объектов, термический режим одного из которых

известен (работы Г. Ю. Верещагина, К. П. Воскресенского, В. И. Мокляка и Н. Н. Радзиевской и др.). Наиболее важными признаками, по которым производится сравнение, являются: климатические особенности района, морфометрические характеристики и режим эксплуатации водоема, условия перемешивания водных масс и т. п. Очевидно, что метод аналогов может дать лишь общее представление о тепловом режиме рассматриваемого водного объекта. Поэтому этот метод целесообразно применять не для определения температуры воды, а для выбора исходных данных (например, начальной температуры), необходимых при расчете температуры воды аналитическими методами.

Аналитические методы расчета температуры воды с использованием уравнения теплового баланса являются наиболее распространенными, так как они, во-первых, физически наиболее обоснованы и, во-вторых, позволяют найти изменение температуры как во времени, так и в пространстве. В настоящее время наметились два пути в использовании уравнения теплового баланса для целей расчета температуры воды.

Согласно первому пути, температуру воды вычисляют непосредственно из уравнения теплового баланса. Предложенный впервые Н. М. Бернадским и Б. В. Проскураковым [5] и О. Девиком [98] этот метод использовался многими советскими и зарубежными учеными, а в настоящее время он получил наибольшее развитие в работах А. П. Браславского [9, 10], В. С. Самойленко [76] и М. П. Тимофеева [86].

Общий порядок расчета следующий. Составляют уравнение теплового баланса для водоема в целом или для отдельных его участков, причем сумму всех составляющих теплового баланса, выражающих различные виды теплообмена с внешней средой (атмосферой и грунтом дна) и интенсивность тепловыделения внутренних источников (тепло трения, биологических процессов и ледообразования) приравнивают к изменению теплосодержания выбранного отсека воды за данный промежуток времени. При этом вводится допущение, что температура воды по глубине (сечению, объему) одинакова. Далее разделяют члены, зависящие и независящие от температуры воды, и получают дифференциальное уравнение первого порядка, интегрирование которого при заданном начальном условии приводит к зависимости для определения хода средней температуры во времени. Допущение об одинаковости температуры существенно облегчает задачу расчета и позволяет получить решение в конечном виде. Однако оно справедливо лишь для неглубоких и хорошо перемешиваемых водохранилищ, тепловой режим которых с достаточной точностью может быть охарактеризован ходом средней температуры воды.

Принципиальная трудность при использовании данного способа расчета температуры воды заключается в переходе от

средней температуры, получаемой из уравнения теплового баланса, к температуре поверхности, необходимой для вычисления отдельных составляющих теплового баланса.

В работах [66, 65] рекомендуется принимать, что в период нагревания $t_{\text{н}}=1,1t$, а в период охлаждения $t_{\text{о}}=0,9t$.

Развивая эту мысль, А. П. Браславский [9] вводит в расчет величину μh , где μ — отношение средней и поверхностной температуры воды, h — глубина водоема. Автор справедливо отмечает, что произведение μh зависит не только от глубины водоема, но и от условий перемешивания воды, и изменяется во времени. На основе эмпирической обработки натуральных наблюдений в Кенгирском водохранилище и Валдайском озере в [9] дана графическая зависимость μh от средней глубины и средней протяженности водоема, что позволяет до некоторой степени учесть влияние ветрового перемешивания. Рекомендации по назначению μh , основанные на анализе натуральных наблюдений в оз. Севан, в зависимости от глубины водоема, скорости ветра и сезона года содержатся также в работах М. П. Тимофеева [86, 85].

Оценивая рассмотренные вкратце методы расчета температуры воды, отметим, что они широко применяются в практических расчетах и в ряде случаев дают хорошие результаты. Однако необходимо подчеркнуть, что эти методы пригодны только для незамерзающих водоемов или для периода, когда ледяной покров отсутствует. Для практических расчетов часто рекомендуется сложная графическая или численная методика и не указываются аналитические формулы. Однако наиболее существенной особенностью данных методов является то, что они развиты применительно к задаче расчета средней по глубине температуры воды и не дают возможности определить изменение температуры по глубине. Более того, эта характеристика термического режима входит в число исходных данных в виде коэффициента μ или произведения μh .

Из сказанного следует, что рассмотренные методы имеют ограниченную сферу применения и не могут быть использованы для расчета температуры воды во многих недавно созданных и вновь проектируемых глубоководных водохранилищах. Решение задачи расчета вертикального распределения температуры воды возможно лишь на основе подробного изучения тепловых процессов, происходящих внутри водной толщи, что приводит к необходимости использования уравнения теплопроводности (энергии). В данном случае уравнение теплового баланса служит в качестве граничного условия при решении уравнения теплопроводности. В этом и заключается второй путь использования уравнения теплового баланса в гидротермических расчетах.

В настоящее время известны три способа постановки задачи расчета температуры воды с использованием уравнения теплопроводности.

Так, например, можно решать уравнение теплопроводности лишь для воды, а тепловое взаимодействие воды с окружающей средой (атмосферой и грунтом дна) учитывать в виде граничных условий (работы Д. Н. Бибикова и Н. Н. Петруничева [6], Б. В. Проскурякова [66, 65], А. И. Пеховича [54, 55, 58], К. И. Россинского [53, 70] и др.).

Иным путем пошли А. Г. Колесников и А. А. Пивоваров [43, 62], которые решали систему уравнений для воды и грунта дна. Такая постановка задачи характерна для расчета температуры воды в неглубоких водоемах в предледоставный и зимний периоды.

И наконец, для расчета суточных колебаний температуры воды А. Г. Колесниковым и А. А. Пивоваровым [43, 62], Д. Л. Лайхтманом, И. Н. Мелентьевой и др. использована система уравнений для воды и воздуха. Совместное рассмотрение тепловых процессов в двух средах (вода + грунт или вода + воздух) представляет значительный интерес. Однако при этом задача сильно усложняется, что касается не только чисто математической и вычислительной стороны дела. Такой метод решения задачи приводит к увеличению объема исходных данных, для назначения которых оказывается недостаточно материалов стандартных наблюдений и изысканий. К числу таких дополнительных исходных данных относятся, например, характеристики турбулентности в атмосфере.

Поэтому применительно к практическим потребностям наиболее рациональным надо считать первый из указанных выше трех способов постановки гидротермических задач, в котором для расчета температуры воды используется уравнение теплопроводности, а тепловое взаимодействие воды с окружающей средой учитывается с помощью уравнений теплового баланса на поверхности воды и на дне. Среди работ этого направления заслуживают внимания исследования К. И. Россинского [70].

В последние годы исследования по термике водохранилищ предприняты во ВНИИГ им. Б. Е. Веденеева, институте «Гидропроект» им. С. Я. Жука, ГГИ и др. Основываясь на накопленном опыте, А. И. Пехович совместно с В. М. Жидких разработал аналитический метод теплового расчета водохранилищ различной глубины и проточности [90]. При этом значительное внимание было уделено не только сугубо методическим исследованиям, но и вопросам назначения исходных данных для расчета, классификации водохранилищ и т. д. Полученные результаты являются основой излагаемой ниже методики гидротермических расчетов.

5.2. Дифференциальное уравнение теплообмена в воде и краевые условия

Перенос тепла в воде, как и в любой движущейся жидкости, не отделим от самого движения жидкости. Поэтому строгая

математическая постановка задачи о гидротермическом режиме водохранилищ должна основываться на системе, состоящей из трех дифференциальных уравнений: движения, неразрывности и энергии (теплопроводности). Эта система, дополненная условиями однозначности, исчерпывающе описывает процесс формирования температурного и скоростного полей в водохранилищах. Технические средства современной математики позволяют в ряде случаев проинтегрировать указанную систему уравнений. Однако слабая изученность некоторых сторон гидротермического процесса, недостаточная точность исходных данных и т. п. не дают возможности в настоящее время получить решение задачи с удовлетворительной для практики точностью. Поэтому при разработке методов расчета температуры воды обычно стремятся упростить исходные уравнения, что неизбежно приводит к схематизации явления. Основной вопрос, который возникает при этом, состоит в том, чтобы дать возможно более простую формулировку задачи, которая в то же время достаточно полно отражала бы физические закономерности, управляющие явлением, и обеспечивала необходимую точность конечного результата расчета.

Если считать, что гидравлический режим водохранилища известен, то процесс формирования теплового режима описывается уравнением энергии (теплопроводности), которое в общем случае имеет вид:

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} + u \frac{\partial t}{\partial x} + v \frac{\partial t}{\partial y} + w \frac{\partial t}{\partial z} = \frac{1}{c\rho} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda_x \frac{\partial t}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda_y \frac{\partial t}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_z \frac{\partial t}{\partial z} \right) \right]. \quad (5.1)$$

(здесь и далее начало координат расположено на поверхности воды и ось x направлена перпендикулярно поперечному сечению водохранилища, проходящего через расчетную вертикаль; оси y и z расположены в створе поперечного сечения, причем ось y направлена горизонтально, а ось z — вертикально вниз).

Следует отметить, что разработка инженерных методов расчета температуры воды на основе уравнения (5.1) сопряжена с немалыми трудностями, особенно если учесть сложность условий однозначности. В то же время конкретный анализ процессов переноса тепла в водохранилищах показывает, что можно упростить уравнение (5.1), представив его в виде

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} + u \frac{\partial t}{\partial x} = \frac{\lambda}{c\rho} \cdot \frac{\partial^2 t}{\partial z^2}. \quad (5.2)$$

При переходе от уравнения (5.1) к уравнению (5.2) приняты следующие допущения:

1) перенос тепла в продольном направлении x происходит главным образом за счет течений, т. е.

$$c\rho u \frac{\partial t}{\partial x} \gg \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda_x \frac{\partial t}{\partial x} \right); \quad (5.3)$$

2) перенос тепла в поперечном направлении y практически отсутствует, т. е.

$$c\rho v \frac{\partial t}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda_y \frac{\partial t}{\partial y} \right) \approx 0; \quad (5.4)$$

3) перенос тепла в вертикальном направлении z происходит главным образом за счет теплопроводности, т. е.

$$c\rho w \frac{\partial t}{\partial z} \ll \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_z \frac{\partial t}{\partial z} \right); \quad (5.5)$$

4) коэффициент теплопроводности воды не меняется по глубине и численно равен его среднему значению, т. е. вместо $\frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_z \frac{\partial t}{\partial z} \right)$ имеем $\lambda \frac{\partial^2 t}{\partial z^2}$.

Перечисленные допущения следует отнести к типу физических допущений, так как они в той или иной мере искажают истинную картину процесса. Некоторые из допущений, например второе и третье, подтверждаются анализом большого числа натуральных наблюдений и являются общепризнанными. То же самое можно сказать и о первом допущении, т. е. о возможности пренебречь изменением кондуктивного теплового потока в продольном направлении. Этот вопрос специально рассмотрен А. И. Пеховичем [61], который показал, что практически во всех гидротермических расчетах этот член пренебрежимо мал; исключения иногда могут составлять начальные участки водотоков.

Что касается допущения о постоянстве по глубине коэффициента λ_z , то оно вызвано главным образом тем, что накопленные в настоящее время знания не позволяют вполне надежно определить характер зависимости λ_z от координаты z . Поэтому использование в расчете недостаточно надежной связи $\lambda_z = f(z)$ может не только не повысить точность окончательного результата, но, напротив, даже ее уменьшить, а методика расчета при этом сильно усложнится. Конечно, в дальнейшем по мере накопления натуральных и экспериментальных данных о коэффициентах λ_z появится возможность решать задачу в более строгой постановке. Пока что ограничимся случаем, рассмотренным в п. 6.5, когда коэффициент λ меняется по глубине скачкообразно, причем в верхнем слое $\lambda \rightarrow \infty$ за счет волнового или свободноконвективного перемешивания.

Анализ натуральных данных показывает, что во многих водохранилищах скорости течения настолько малы, что из уравнения (5.2) можно исключить член $u \frac{\partial t}{\partial x}$; тогда уравнение примет вид

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = \frac{\lambda}{c_p} \cdot \frac{\partial^2 t}{\partial z^2}. \quad (5.6)$$

Важно отметить, что уравнением (5.6) можно пользоваться и при тепловом расчете проточных водохранилищ, если вместо неподвижной системы координат пользоваться подвижной системой, связанной с отсеком воды, движущимся со средней скоростью $u > 0$.

Пользование подвижной системой координат позволяет упростить методическую сторону вопроса о расчете температуры воды при наличии течений. Однако при этом возникает задача определения местоположения рассматриваемого отсека воды; изменяется также физическое содержание условий однозначности и объем исходных данных, необходимых для расчета. Кроме того, при переходе к подвижной системе координат надо убедиться, что скорости течения на разных глубинах мало отличаются от средней скорости.

Все эти вопросы непосредственно связаны с термической классификацией водохранилищ по проточности и глубине, рассматриваемой в п. 5.3.

Для решения уравнения (5.6) надо знать условия однозначности, которые включают в себя:

- начальное условие, т. е. распределение температуры по глубине в момент времени, принимаемый за начальный;
- граничные условия, которые выражают собой тепловое взаимодействие водной массы с окружающей средой (атмосферой и грунтом дна);
- морфометрические условия, в частности глубину водохранилища;

теплофизические характеристики воды — коэффициенты тепло- и температуропроводности, теплоемкость и объемный вес.

Назначение каждого из перечисленных условий представляет собой задачу, не одинаковую по трудности.

Наиболее просто назначить теплоемкость и объемный вес воды, так как они практически постоянны и легко могут быть найдены из таблиц. Глубины водохранилища также обычно известны.

Начальное условие назначается либо на основании натуральных наблюдений на данном водохранилище или водоеме-аналоге, либо путем теплового расчета за предыдущий период времени. Если эти способы применить не удастся или если начальное распределение температуры оказывается очень сложным, то можно задать его приближенно, отнеся начальный момент в до-

статочно отдаленное прошлое. Решение таких задач будет рассмотрено в п. 6.3.

При назначении коэффициента теплопроводности воды и граничных условий приходится прибегать к расчетам.

Вид граничного условия на поверхности воды зависит от того, имеется ли ледяной покров или нет.

При отсутствии ледяного покрова граничное условие выражается уравнением теплового баланса для поверхности воды

$$-\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z=0} = S_R + S_H + S_K. \quad (5.7)$$

Иногда граничное условие II рода вида (5.7) целесообразно заменить граничным условием III рода, для чего в расчет вводится «эквивалентная» температура воздуха [54, 90]:

$$\vartheta_в = \vartheta + \frac{S_R + S_H}{\alpha}. \quad (5.8)$$

Тогда, вместо (5.7), имеем

$$-\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z=0} = \alpha (\vartheta_в - t_{z=0}). \quad (5.9)$$

При наличии ледяного покрова на поверхности воды задана постоянная температура 0°C (граничное условие I рода):

$$t|_{z=0} = 0^\circ\text{C}. \quad (5.10)$$

Граничное условие на дне зависит не только от сезона года, но и от типа водохранилища по глубине (ниже будет показано, что водохранилища по глубине подразделяются на мелкие, глубокие и очень глубокие).

При отсутствии ледяного покрова в мелких и глубоких водохранилищах на дне следует принимать адиабатическое условие

$$\frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z=h} = 0, \quad (5.11)$$

так как теплообмен с грунтом дна пренебрежимо мал по сравнению с теплообменом через открытую водную поверхность.

При наличии ледостава теплоотдача ложа является одним из важнейших факторов, формирующих термический режим мелких водохранилищ, а поэтому граничное условие на дне имеет вид

$$\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z=h} = S_{дн}. \quad (5.12)$$

В глубоких водохранилищах адиабатическое условие (5.11) на дне принимается в течение всего года, так как даже при наличии ледяного покрова грунтовое тепло существенно не сказывается на изменении теплосодержания водной толщи.

В очень глубоких водохранилищах, кроме условия (5.11), должно соблюдаться условие постоянства придонной температуры

в течение расчетного интервала времени. Это означает, что дно водохранилища является пассивной границей, тепловые условия на которой не оказывают никакого влияния на тепловой режим воды. Положение такой границы для удобства расчетов может быть изменено, например она может быть отодвинута в бесконечность [56, 57]. Тогда граничные условия принимают вид:

$$\frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z=\infty} = 0 \text{ и } t \Big|_{z=\infty} = t_0. \quad (5.13)$$

Из сказанного выше следует, что в гидротермических расчетах могут встретиться все три рода граничных условий, известных в теории теплопередачи. Практически назначение граничных условий сводится к определению составляющих теплообмена с атмосферой и грунтом дна. Если данные наблюдений за этими величинами отсутствуют, то их можно вычислить по формулам, приведенным, например в разделе 3. Отметим, что исходными материалами для вычисления составляющих теплового баланса служат метеорологические данные (температура и влажность воздуха, скорость ветра, облачность и др.), которые весьма изменчивы в пространстве и во времени. Поэтому граничные условия гидротермических задач также переменные.

Теплопроводность воды в водохранилищах зависит главным образом от турбулентного и свободноконвективного перемешивания, эффект которых в тепловых расчетах учитывается с помощью коэффициентов турбулентной и свободноконвективной («эффективной») теплопроводности. Способы определения численного значения коэффициентов теплопроводности даны в разделе 4.

В заключение кратко рассмотрим вопрос о поглощении водной лучистой энергии и об учете этого явления в гидротермических расчетах.

Содержание написанных выше дифференциальных уравнений (5.2) и (5.6) и граничного условия (5.7) фактически означает, что входящая в воду лучистая энергия полностью поглощается в самом верхнем весьма тонком слое воды. Это предположение можно считать вполне оправданным для длинноволновой радиации, полное превращение которой в тепло происходит в слое воды толщиной менее 1 мм [86]. Что касается коротковолнового потока лучистой энергии, в частности лучей видимой части спектра, то он проникает на значительно большие глубины, обуславливая подводную освещенность. Наличие в воде объемно распределенных источников тепла $q_v = f(z, \tau)$ требует включения в правую часть уравнений (5.2) и (5.6) дополнительного члена $q_v/c\rho$, причем распределение интенсивности источников по глубине описывается экспоненциальной функцией

$$q_v(z, \tau) = q_0(\tau) \exp(-pz), \quad (5.14)$$

где $q_0(\tau)$ — проникающая в поверхность воды радиация; p — показатель ослабления радиации (в м^{-1}), зависящий от глубины из-за селективности процессов поглощения и рассеяния лучистой энергии (табл. 27).

Таблица 27

Послойные значения коэффициента ослабления (м^{-1}) для суммарной радиации [86]

Водоем	Глубина слоя, м					
	0—0,2	0,2—0,5	0,5—1,0	1—2	2—4	4—10
оз. Севан	4,70	0,93	0,72	0,41	0,31	0,18
Кандалакшский залив	3,13	1,33	0,84	0,58	0,33	—
Цимлянское водохранилище	2,23	2,21	2,03	2,08	—	—
Черное море	2,2	—	0,46	—	0,32	—

Прямые измерения суммарного потока радиации, проникающей на различные глубины, показывают, что наиболее резкое ослабление происходит в верхнем однометровом слое воды (табл. 28). В водоемах малой прозрачности на глубинах свыше 2—3 м лучистые потоки практически отсутствуют; даже в водоемах с весьма чистой водой на глубине 7—10 м интенсивность радиации составляет не более 1—2% упавшей на поверхность воды.

Из сказанного не следует делать вывод о том, что в гидротермических расчетах можно во всех случаях заранее пренебрегать процессами объемного поглощения лучистой энергии. Ответ на вопрос о целесообразности учета проникающей в воду радиации может быть получен путем совместного анализа различных процессов, влияющих на ход температуры воды, и в первую очередь процессов перемешивания.

При интенсивном перемешивании водных масс оказывается не существенным, где выделяется тепло: на поверхности или внутри воды [39]. Напротив, при небольших значениях коэффициента теплопроводности воды учет объемного выделения тепла может привести к заметным ошибкам, в особенности для поверхностного слоя. Кроме того, весьма важное влияние оказывает длительность расчетного промежутка времени: с увеличением τ возрастает роль внутриводного турбулентного теплообмена, который «сглаживает» влияние объемных источников тепла, расположенных в поверхностных слоях.

Сказанное позволяет наметить круг задач, при решении которых возникает необходимость учитывать объемное поглощение радиации. Прежде всего это относится к расчету температуры

воды в конце пятого периода годового термического цикла (зимний режим), после таяния снежного покрова на льду, а также во втором периоде (нагревание от 4°C и выше), когда наблюдается устойчивая стратификация воды и коэффициенты турбулентного обмена невелики. Однако даже в это время при длительности расчетного промежутка времени 3—5 суток и более неучет объемного поглощения радиации, как правило, не приводит к существенным ошибкам в расчете температуры воды. Практически необходимость учета поглощения лучистой энергии возникает при расчете суточных колебаний температуры воды.

5.3. Термическая классификация водохранилищ

В настоящее время существуют различные классификации водохранилищ.

А. Б. Авакян и В. А. Шарапов предложили классификацию, построенную на географо-морфологических признаках (площадь зеркала, конфигурация и объем водохранилища и др.); эта классификация, рассмотренная в первом разделе, не предназначена для анализа и расчета теплового режима [1].

Известны классификации (Б. Зайков, А. Яролинский, Йошимура, Уиппл, Фостер, Хатчинсон и др.), в которых в той или иной степени учтены особенности теплового режима водохранилищ (об этих классификациях см. в работах Б. В. Богословского [12] и Б. Д. Зайкова [36]).

М. П. Тимофеев [86], а за ним А. А. Пивоваров [62] предложили подразделять водоемы на две группы: мелкие и глубокие.

К мелким относятся сильно турбулизованные водоемы с достаточно хорошо сглаженным распределением температуры по глубине, причем слой активного теплообмена охватывает всю толщу воды до дна; сюда относится большинство степных открытых водоемов с глубинами 10—15 м.

Глубокими считаются водоемы, в которых слой активного теплообмена отделен от нижележащих вод слоем температурного скачка.

Несомненно, что классификация Тимофеева и Пивоварова обладает рядом преимуществ перед указанными ранее, так как основывается на более глубоком анализе тепловых процессов в водоемах. Однако и эту классификацию нельзя считать достаточно полной, так как она, по существу, учитывает лишь один (хотя и важный) фактор — турбулентное перемешивание, индикатором которого служит перепад температуры по глубине.

А. И. Пехович [54] выделил три группы водных объектов в зависимости от способа переноса тепла внутри водной массы: бессточные озера, слабопроточные озера и водные потоки.

В бессточном озере перенос тепла происходит главным образом в вертикальном направлении, причем основную роль

играют свободная конвекция и физическая теплопроводность; температурный режим описывается дифференциальным уравнением вида (5.6).

В слабопроточных озерах наряду с вертикальным теплообменом за счет турбулентного и свободноконвективного перемешивания надо учитывать и продольно направленный теплоперенос за счет вынужденной конвекции; тогда дифференциальное уравнение приобретает вид (5.2).

В водном потоке главенствующую роль играет турбулентное перемешивание по вертикали и адвективный теплоперенос в направлении движения воды; поэтому можно исключить первый член из левой части уравнения (5.2).

Как видим, здесь дается не только качественная характеристика выделенных групп водных объектов, но и указывается, каким дифференциальным уравнением описывается термический режим той или иной группы и какой вид перемешивания преобладает.

В [90] предложена классификация водохранилищ, являющаяся развитием классификации, данной в [54]. В основу классификации положен анализ дифференциального уравнения теплообмена в воде (5.2) и условий однозначности. Рассмотрение численных значений получающихся при этом критериев подобия (Био Bi , Фурье Fo) дает ответ на вопрос о том, к какому типу относится данное конкретное водохранилище.

Водохранилища будем различать по двум признакам: по проточности и по глубине. Примем следующий порядок изложения. Вначале перечислим типы водохранилищ и дадим качественную (физическую) характеристику отдельных типов. Затем покажем, каковы особенности методики расчета данного типа водохранилища. И наконец, рассмотрим критерии и способы, служащие для практического определения типа водохранилища.

По степени проточности водохранилища можно подразделить на два типа: слабопроточные и проточные.

Слабопроточные водохранилища характеризуются относительно небольшими скоростями течения. Поэтому в уравнении (5.2) можно пренебречь членом $u \frac{\partial t}{\partial x}$ и непосредственно получить уравнение (5.6) без перехода к подвижной системе координат.

В проточных водохранилищах скорости течения относительно велики и на изменение температуры во времени в какой-либо точке большое влияние оказывает постоянное поступление новых порций воды, имеющей другую температуру. При термическом расчете таких водохранилищ надо пользоваться приемом, указанным в п. 5.2, т. е. рассматривать подвижный отсек воды, движущийся со скоростью u . Тогда из уравнения (5.2) также выпадает член $u \frac{\partial t}{\partial x}$ и оно принимает вид (5.6).

Хотя формально дифференциальное уравнение теплообмена для водохранилищ обоих типов одинаково, тем не менее физическое содержание и способы назначения условий однозначности различны. Эти различия состоят в следующем.

Во-первых, при расчете слабопроточных водохранилищ начальным условием является распределение температуры по глубине на расчетной вертикали в предшествующий момент времени, принимаемый за начало отсчета.

При расчете проточных водохранилищ начальное распределение температуры должно назначаться на вертикали, отстоящей от расчетной вверх по течению на расстояние L . В зависимости от характера и объема имеющихся данных возможны два варианта назначения начального распределения температуры в проточных водохранилищах.

Если известен ход температуры во времени на каком-либо расстоянии от расчетного створа и изменение по длине скорости течения на этом расстоянии (т. е. если задано расстояние L до исходного створа), то начальный момент времени определяется из условия

$$\tau_k = \int_0^L \frac{dx}{u(x)}. \quad (5.15)$$

Если известно изменение температуры по длине на какую-либо дату и ход во времени скорости течения (т. е. если задан расчетный промежуток времени τ_k), то определяется расстояние до исходного створа

$$L = \int_0^{\tau_k} u(\tau) d\tau. \quad (5.16)$$

Во-вторых, граничные условия и коэффициент теплопроводности воды в задачах расчета слабопроточных водохранилищ вычисляются для расчетной вертикали и являются функцией текущего времени τ .

При расчете проточных водохранилищ граничные условия и коэффициент λ должны быть известны для всего района водохранилища между начальной и расчетной вертикалями и зависят от текущей координаты x . Очевидно, что эти величины можно представить как функцию текущего времени τ_x , которое связано с текущей координатой x соотношением

$$\tau_x = \int_0^x \frac{dx}{u(x)}. \quad (5.17)$$

В-третьих, при расчете слабопроточных водохранилищ достаточно знать глубину на расчетной вертикали.

При расчете проточных водохранилищ необходимо знать распределение глубин на всем расстоянии L , т. е. глубина водохранилища является функцией либо расстояния от начального створа x , либо — времени τ_x .

Для ответа на вопрос, к какому типу относится какое-либо конкретное водохранилище, рассмотрим отношение значений двух критериев Фурье, подсчитанных в предположении о том, что водохранилище слабопроточное (Fo') и проточное (Fo''):

$$Fo' = \frac{a\tau}{h^2} \text{ и } Fo'' = \int_0^L \frac{a}{uh^2} dx. \quad (5.18)$$

Если $k_u = Fo'/Fo'' \geq 0,9$, то водохранилище можно рассматривать как слабопроточное, и наоборот. Приближенные значения Fo'' даны в табл. 29.

Таблица 29

Значения величины Fo'' (к классификации водохранилищ по проточности)

Bi	50— ∞	50—10	10—4	4—1	1—0,6	0,6—0,4	Меньше 0,4
Fo''	0,12	0,15	0,20	0,30	0,4	0,5	0,8

5.3.1. Водоохранилища по глубине будем подразделять на три типа: мелкие, глубокие и очень глубокие, причем рассмотрим отдельно период с открытой водной поверхностью и период ледостава.

При открытой водной поверхности в качестве отличительных признаков приняты значение перепада температуры по глубине и степень изменчивости во времени придонной температуры воды (табл. 30).

Таблица 30

Типы водохранилищ по глубине при свободной водной поверхности

Тип водохранилища	Признаки		Критерии	
	перепад температуры по глубине Δt	изменчивость придонной температуры	Bi	Fo
Мелкие	$\Delta t \approx 0$	$t_{дн} = \text{var}$	$Bi \leq 0,2$	—
Глубокие	$\Delta t \neq 0$	$t_{дн} = \text{var}$	$Bi > 0,2$	$Fo \geq Fo_{кр}$
Очень глубокие	$\Delta t \neq 0$	$t_{дн} = \text{const}$	$Bi > 0,2$	$Fo < Fo_{кр}$

Мелкие водохранилища характеризуются весьма незначительным перепадом температуры по глубине и большой изменчивостью во времени температуры на всех глубинах, в том числе и в непосредственной близости ото дна.

Глубокие водохранилища отличаются от предыдущего типа величиной перепада температуры по глубине: температура воды на поверхности существенно отличается от придонной температуры. Как и в мелких водохранилищах, придонная температура во времени переменна.

В очень глубоких водохранилищах перепад температуры по глубине велик, но температура придонных слоев во времени практически не изменяется.

Термический режим первых двух типов водохранилищ складывается под совокупным влиянием тепловых условий на поверхности воды и на дне. Такие водохранилища можно назвать водохранилищами конечной глубины. К ним применимо известное в теории теплопередачи понятие «пластина конечной толщины».

В очень глубоких водохранилищах дно является пассивной в тепловом отношении границей, на которой источники тепла отсутствуют. Положение такой границы может быть изменено, например она может быть отодвинута в бесконечность. Такие водохранилища можно рассматривать как «бесконечно глубокие водохранилища». К ним применим термин «полуограниченное тело».

Из вышесказанного следует, что оценка глубины водохранилища необходима для решения вопроса о виде граничного условия на дне водохранилища.

Деление водохранилища на типы по глубине производится путем анализа численных значений критериев Био и Фурье:

$$Bi \equiv \frac{ah}{\lambda} \text{ и } Fo \equiv \frac{a\tau}{h^2}.$$

Использование этих критериев для наших целей основано на следующих их свойствах.

Критерий Био (Bi), как известно, представляет собой отношение двух тепловых сопротивлений: внутреннего теплового сопротивления тела (в нашем случае воды в водохранилище), равного h/λ , и внешнего теплового сопротивления $1/\alpha$. С другой стороны, критерий Bi может рассматриваться как отношение двух толщин: толщины тела h и толщины теплового пограничного слоя, которая равна λ/α . Таким образом:

$$Bi = \frac{h/\lambda}{1/\alpha} = \frac{h}{\lambda/\alpha}. \quad (5.19)$$

При небольших значениях Bi основное сопротивление сосредоточено у границы тела. Это означает, что температурный перепад внутри тела мал, или, другими словами, толщина тела мала. Напротив, при больших значениях Bi основным сопротивлением теплообмену является внутреннее сопротивление

ние. Тогда температура поверхности тела мало отличается от температуры среды и основной температурный перепад сосредоточен внутри тела, т. е. тело является «толстым». Таким образом, по величине критерия Bi можно судить о величине вертикального перепада температуры в водохранилище.

В критерии Фурье Fo сопоставлены длительность расчетного периода времени τ и группа величин h^2/a , имеющая размерность времени и характеризующая время перестройки температурного поля внутри тела.

Очевидно, что при фиксированных значениях a и h критерий Fo может рассматриваться как безразмерная форма текущего времени.

Необходимость использования критерия Fo при оценке глубины водохранилища связана с тем, что ответ на вопрос о глубине водохранилища зависит и от длительности расчетного интервала времени. Может оказаться, что в течение относительно коротких отрезков времени (например, месяца) температурные колебания не успевают распространиться от поверхности воды до дна и придонная температура остается постоянной. При увеличении длительности расчетного периода времени (например, до года) температура придонных слоев изменится. Следовательно, по величине критерия Fo можно судить о том, успеют ли в течение расчетного периода времени температурные колебания на поверхности воды достигнуть дна или нет. Первое будет иметь место при $Fo \geq Fo_{кр}$, второе — при $Fo < Fo_{кр}$. Приближенное значение $Fo_{кр}$ дано в табл. 31.

Таблица 31

Значения критерия $Fo_{кр}$ (к классификации водохранилищ по глубине)

Bi	∞	10	1	0,6	0,4	0,2
$Fo_{кр}$	0,07	0,10	0,15	0,18	0,20	0,28

Необходимо отметить, что значения критериев Bi и $Fo_{кр}$ зависят не только от величин α , λ , a , h и τ , но и от характера зависимости от времени граничного условия на поверхности воды. Особенно это относится к критерию $Fo_{кр}$. Некоторые дополнительные сведения по этому вопросу содержатся в разделе 7, в котором даны примеры расчета температуры воды конкретных водохранилищ. Приведенные в табл. 31 значения $Fo_{кр}$ соответствуют условию $\Phi = \text{const}$.

5.3.2. При наличии ледостава отличительными признаками служат степень влияния на термический режим воды теплоотдача грунта дна и изменчивость во времени придонной температуры (табл. 32).

Типы водохранилищ по глубине при наличии ледяного покрова

Тип водохранилища	Признак		Критерий	
	теплоотдача ложа	изменчивость придонной температуры	Fo_1	Fo
Мелкие	$S_{дн} \neq 0$	$t_{дн} = var$	$Fo_1 \geq Fo_{кр}$	$Fo > 0,15$
Глубокие	$S_{дн} \approx 0$	$t_{дн} = var$	$Fo_1 < Fo_{кр}$	$Fo > 0,15$
Очень глубокие	$S_{дн} \approx 0$	$t_{дн} = const$	$Fo_1 < Fo_{кр}$	$Fo \leq 0,15$

В мелких водохранилищах теплообмен с грунтом дна оказывает существенное влияние на термический режим воды, придонная температура во времени переменна.

Глубокие водохранилища отличаются от предыдущего типа тем, что теплообмен с ложем практически не влияет на термический режим воды, хотя придонная температура переменна.

В очень глубоких водохранилищах теплоотдача ложа также не влияет на термический режим воды, а придонная температура не изменяется во времени.

Очевидно, что, как и при открытой водной поверхности, водохранилища первых двух типов являются водохранилищами «конечной глубины», водохранилища третьего типа — «бесконечно глубокими».

Величина $S_{дн}$, а следовательно, и степень его влияния на температуру воды под ледяным покровом определяются количеством тепла, накопленным грунтом в летний период. Будем считать, что основная часть тепла образуется в грунте в течение периода времени τ_1 , когда температура воздуха выше некоторого значения $\vartheta_{кр}$, например 10°C . Величине τ_1 соответствует значение критерия $Fo_1 = \frac{a_1 \tau_1}{h_1^2}$, где a_1 и h_1 — коэффициент

температуропроводности и глубина воды в течение времени τ_1 .

Очевидно, что (при прочих равных условиях) теплозапас в грунте тем больше, чем быстрее температурные колебания распространяются от поверхности до дна. Время, необходимое для проникновения температурных колебаний, характеризуется величиной критерия $Fo_{1кр}$, приближенные значения которого даны в табл. 33. Сопоставив между собой значения критериев Fo_1 и $Fo_{1кр}$, можно судить о том, насколько велико накопленное грунтом тепло и, следовательно, необходим ли учет этого тепла при расчете водохранилища, покрытого льдом.

Что касается изменчивости придонной температуры в зимнее время то она характеризуется соотношением между критерием $Fo_{2кр} \approx 0,15$ и критерием Fo , вычисленным для расчетного отрезка времени.

В заключение укажем общий порядок постановки и решения задачи расчета температуры воды в водохранилище.

Таблица 33

Значения критерия F_{01kp} (к классификации водохранилищ по глубине)

V_1	∞	10	2	1	0,6	0,4	0,3	0,2
F_{01kp}	0,6	0,75	1,2	1,6	2,4	3,0	4,0	5,0

Выполнение всех операций по тепловому расчету водохранилища можно представить себе в виде трех последовательных стадий: сбора и анализа первичных исходных данных, постановки гидротермической задачи и ее решения.

Первичные исходные данные включают в себя:

- 1) морфометрические характеристики водохранилища — глубины водохранилища, площадь зеркала, конфигурация котловины и т. п.;
- 2) гидравлические материалы — план и скорости течения, график колебания уровня, сведения о притоке и сбросе воды и др.;
- 3) метеорологические характеристики района водохранилища — температура и влажность воздуха, скорость и направление ветра, облачность.

Кроме того, желательно иметь данные о температуре воды, вносимой в водохранилище притоками, и о температуре воды в данном водохранилище или водоеме-аналоге в предшествующий период времени.

Постановка гидротермической задачи является важнейшей и зачастую весьма трудоемкой стадией в тепловом расчете водохранилища. Она состоит из математической формулировки задачи и определения численных значений всех величин, входящих в условия однозначности.

Математическая формулировка задачи сводится к определению типа водохранилища по проточности и глубине.

Условия однозначности, как указывалось выше, включают в себя начальную температуру, граничные условия на поверхности воды и на дне, коэффициенты тепло- и температуропроводности и глубину воды.

Для назначения начальной температуры служат материалы наблюдений на данном водохранилище или водоеме-аналоге в предшествующий момент времени. Если водохранилище слабопроточное, то начальная температура назначается для района расчетной вертикали; если водохранилище проточное — то для района вертикали, расположенной выше по течению. При этом надо учитывать, к какому периоду годового термического цикла относится начальный момент времени (момент, на который известна температура воды). На практике наиболее удобно совмещать начальный момент времени с концом пер-

вого или третьего периодов годового термического цикла, когда вследствие интенсивного свободноконвективного перемешивания температура воды по глубине одинакова и близка к 4°C . В другие периоды годового термического цикла, если водохранилище к тому же относится к типу глубоких или очень глубоких, начальная температура может оказаться переменной по глубине.

Для численного назначения граничных условий надо вычислить составляющие теплового баланса на поверхности воды и на дне по формулам раздела 3.

При определении коэффициентов тепло- и температуропроводности надо вначале выявить преобладающий вид перемешивания водных масс, а затем вычислить значения коэффициентов λ и a с помощью материалов раздела 4.

После постановки гидротермической задачи следует наметить методику ее решения. В соответствии с найденным конкретным характером зависимости условий однозначности от определяющих аргументов z и τ принятая методика должна позволить вычислять температуру воды при сложном распределении по глубине начальной температуры, переменных во времени граничных условиях и коэффициентах тепло- и температуропроводности и т. д. Практические приемы решения указанных задач даны в разделе 6.

6. ПРАКТИЧЕСКИЕ СПОСОБЫ РАСЧЕТА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ В ВОДОХРАНИЛИЩАХ

6.1. Принцип суперпозиции — основа инженерных способов расчета температуры воды

Из предыдущей главы следует, что задача теплового расчета водохранилища в конечном итоге заключается в определении температуры воды как функции двух аргументов — вертикальной координаты z и времени τ . Если водохранилище слабопроточное, то τ имеет смысл текущего времени, отсчитываемого от начального момента, т. е. от момента задания начальной температуры на расчетной вертикали. Если водохранилище проточное, то время τ приобретает смысл времени добегаания воды от начальной до расчетной вертикали и связано с пройденным путем соотношением (5.17). Таким образом, задача сводится к интегрированию дифференциального уравнения

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} \quad (6.1)$$

при заданных условиях однозначности.

В основу рассматриваемых ниже способов расчета температуры воды положен метод суперпозиции, разработанный А. И. Пеховичем [56, 57]. В последующем изложении метода суперпозиции мы будем в основном придерживаться материалов [57].

Сущность метода суперпозиции заключается в разложении решаемой сложной тепловой задачи на несколько более простых задач и последующем алгебраическом суммировании решений (температуры) простых задач, дающем решение (температуру) в основной задаче.

Одним из важнейших понятий в методе суперпозиции является понятие источника тепла.

Будем считать, что любое изменение теплового состояния тела (в нашем случае воды в водохранилище) является результатом действия источника тепла. Источники тепла разнообразны и могут быть классифицированы по различным признакам: местоположению (внешние и внутренние), знаку (положительные и отрицательные), конфигурации и объему (точечные, линейные, плоские и объемные), характеру действия (мгновен-

ные и непрерывные), изменчивости во времени (постоянные и переменные во времени) и т. д. Однако с точки зрения метода суперпозиции наиболее важной является тепловая характеристика источника, т. е. что об источнике известно — его температура или интенсивность (мощность). В первом случае будем говорить об источнике тепла заданной температуры I_t , во втором — об источнике заданного количества тепла I_S .

Важно понять, почему именно этому признаку в методе суперпозиции придается особое значение. Для этого рассмотрим пример.

Пусть даны две неограниченные пластины одинаковой толщины с однородными тепло-физическими характеристиками. В первой пластине на обеих поверхностях действуют одинаковые по величине источники теплового потока $I_S > 0$; во второй пластине источник $I_S > 0$ действует лишь на одной поверхности, а другая поверхность теплоизолирована. Очевидно, что через некоторое время после начала нагрева средняя температура во второй пластине окажется в два раза ниже, чем в первой, или время нагрева до какой-либо температуры первой пластины в два раза меньше, чем второй. Удваивая, например, температуру в каждой точке второй пластины, мы найдем температурное поле первой пластины в тот же момент времени. Следовательно, можно считать, что источники тепла типа I_S действуют независимо от других источников, а складывая результаты действия нескольких источников $I_{S,i}$ можно найти результат действия суммарного источника $\sum_{(i)} I_{S,i}$.

Рассмотрим теперь те же пластины, но заменим источники типа I_S на температурные источники I_t , одинаковые по величине и знаку (например, $I_t = 100^\circ\text{C}$). Очевидно, что через некоторое, хотя и неодинаковое, время температура обеих пластин достигнет температуры источника 100°C и далее изменяться не будет. Следовательно, действия температурных источников не подлежат простому суммированию.

Из сказанного следует, что основное различие между источниками обоих типов состоит в том, что действие источника тепла типа I_S не зависит от действия других источников, а действие источника типа I_t может зависеть от других источников, если их действие достигнет местоположения рассматриваемого источника I_t .

В методе суперпозиции начальное и граничные условия рассматриваются как источники тепла.

Так, например, заданные температуры поверхности воды или воздуха являются источниками типа I_t . Различие между этими источниками состоит в том, что в первом случае действие источника ничем не ослаблено во втором случае действие источника ослаблено внешним температурным сопротивлением $R = \frac{1}{\alpha}$.

Теплообмен с атмосферой заданной интенсивности S возникает от внешнего источника типа I_s .

Начальная температура также может рассматриваться как источник типа I_s : заданное в начальный момент распределение температуры по глубине есть результат действия внутренних мгновенных источников тепла типа I_s , мощность которых в каждой точке равна произведению объемной теплоемкости воды на температуру в данной точке.

Практическая сторона метода суперпозиции сформулирована в [57] в виде двух принципов — элементарной и сложной суперпозиции.

Принцип элементарной суперпозиции (ПЭС) гласит: «Если действие отдельных источников тепла, расположенных на границе тела или внутри него, не зависит друг от друга, то можно рассматривать действие каждого источника отдельно, а конечный тепловой эффект находить, складывая алгебраически действия всех источников. Кроме того, можно и действие отдельного источника определять как сумму действий любой комбинации источников, расположенных на том же месте и имеющих в сумме ту же температуру или интенсивность, что и исходный источник» [57, с. 45]. ПЭС может применяться для решения задач с источниками тепла типа I_s , т. е. задач со сложными граничными условиями II рода и задач с неодинаковой по толщине тела начальной температурой. ПЭС применим также и для решения задач с источниками типа I_t , если они не подвержены влиянию других источников.

Принцип сложной суперпозиции (ПСС) касается только источников тепла типа I_t и формулируется следующим образом: «При определении действия источника тепла типа I_t надо принимать, что все остальные источники типа I_t имеют температуру, равную нулю, а источники типа I_s бездействуют. В остальном справедливы все правила принципа элементарной суперпозиции об алгебраическом сложении действия всех источников и о возможности разложения каждого источника на элементы» [57, с. 47].

При разложении источника тепла на составляющие источники или при суммировании действий отдельных источников полезно пользоваться свойствами тепловой симметрии. Тепловая симметрия возникает между источниками тепла одинакового типа и равной величины, причем возможны два рода симметрии.

О симметрии первого рода говорят, когда источники не только равны по величине, но и одинаковы по знаку. Плоскость (точка, прямая) симметрии располагается посередине между источниками и является адиабатической, т. е. через нее тепловой поток не проходит (идеальная теплоизоляция, $I_s=0$); температура на этой плоскости переменна во времени.

При симметрии второго рода знаки у источников тепла противоположны. Поэтому плоскость (точка, прямая) симметрии является изотермической, т. е. температура этой плоскости все время остается неизменной; тепловой поток не равен нулю.

Простейшим примером тепловой симметрии могут служить два источника тепла, расположенные в неограниченном теле. Очевидно, что плоскость, перпендикулярная прямой, соединяющей источники, и проходящая через ее середину, является адиабатической (если знаки источников одинаковы) или изотермической (если знаки источников противоположны) плоскостью. Поэтому задачу о тепловом режиме неограниченного тела с двумя источниками тепла можно заменить двумя задачами на полуограниченное тело с одним источником, заменив действие второго источника адиабатическим или изотермическим граничным условием на поверхности полуограниченного тела (плоскости симметрии). Другим примером является неограниченная пластина толщиной h , нагреваемая с обеих поверхностей тепловым потоком, одинаковым по величине и знаку. В данном случае можно рассматривать лишь половину пластины толщиной $h/2$, приняв в качестве граничного условия на одной поверхности заданный тепловой поток, а на другой — адиабатическое условие; во второй половине пластины температурное поле будет симметричным. Итак, метод суперпозиции позволяет решать тепловые задачи со сложными условиями путем сложения решений более простых задач. Основное правило заключается в том, что сумма источников тепла для слагаемых задач должна быть равна источникам тепла в основной задаче.

Применительно к гидротермическим задачам это правило может быть сформулировано следующим образом: сумма начальных температур воды и температур или тепловых потоков на поверхности воды и на дне (в отдельности) для слагаемых задач должна быть равна начальной температуре и температуре или тепловому потоку на поверхности и на дне в основной задаче. Коэффициенты тепло- и теплопроводности воды (a и λ) и коэффициент теплоотдачи на поверхности воды (α) в решаемой и слагаемых задачах должны быть одинаковыми, за исключением случаев, в которых коэффициенты a и λ меняются во времени. На основе этого правила разработаны практические способы расчета температуры воды, излагаемые ниже.

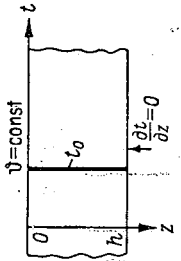
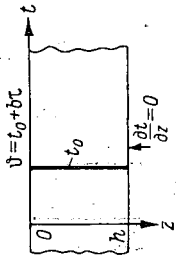
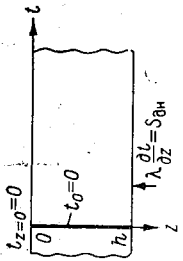
При практическом пользовании методом суперпозиции в тепловых расчетах надо располагать набором задач, имеющих готовые решения. В табл. 34 приведены краевые условия 11 задач, снабженных точными аналитическими решениями. Будем в дальнейшем называть эти задачи элементарными.

Первые пять задач служат для расчета температуры воды в глубоких водохранилищах.

Задачами № 1—5 следует также пользоваться при расчете температуры воды в мелких водохранилищах при отсутствии

Перечень задач, для которых построены расчетные графики

№ зад.	Тепловая схема	Крайевые условия	Исходные аргументы	Расчетная формула	Примечания
1		$t _{\tau=0} = t_n$ $t _{z=0} = t_n$ $\frac{\partial t}{\partial z} _{z=h} = 0$	$Fo \equiv \frac{a\tau}{h^2}$ $\eta \equiv \frac{z}{h}$	$t = t_n + \Theta(t_0 - t_n)$	
2		$t _{\tau=0} = t_n + \Delta t \eta$ $t _{z=0} = t_n$ $\frac{\partial t}{\partial z} _{z=h} = 0$	$Fo \equiv \frac{a\tau}{h^2}$ $\eta \equiv \frac{z}{h}$	$t = t_n + \Theta \Delta t$	
3		$t _{\tau=0} = t_0$ $-\lambda \frac{\partial t}{\partial z} _{z=0} = S$ $\frac{\partial t}{\partial z} _{z=h} = 0$	$Fo \equiv \frac{a\tau}{h^2}$ $\eta \equiv \frac{z}{h}$	$t = t_0 + \Theta \frac{Sh}{\lambda}$	При $Fo > 0,7$ $\Theta = Fo + \frac{\eta^2}{2} - \frac{1}{3}$

<p>4</p>  <p> $\dot{t} = \text{const}$ t_0 $\frac{\partial t}{\partial z} = 0$ z h </p>	<p> $t _{z=0} = t_0$ $-\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \Big _{z=0} = a(t_0 - t_{z=0})$ $\dot{\vartheta} = \text{const}$ $\frac{\partial t}{\partial z} \Big _{z=h} = 0$ </p>	<p> $Fo \equiv \frac{ac}{h^2}$ $Bi \equiv \frac{ah}{\lambda}$ $\eta \equiv \frac{z}{h}$ </p>	<p> При $Fo \leq 0.5$ $t = t_0 + \theta (\vartheta - t_0)$ при $Fo > 0.5$ $t = t_0 + k\theta \eta_{-1} (\vartheta - t_0)$ </p>	
<p>5</p>  <p> $\dot{t} = t_0 + b*c$ t_0 $\frac{\partial t}{\partial z} = 0$ z h </p>	<p> $t _{z=0} = t_0$ $-\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \Big _{z=0} = a(\vartheta - t_{z=0})$ $\dot{\vartheta} = t_0 + b*c$ $\frac{\partial t}{\partial z} \Big _{z=h} = 0$ </p>	<p> $Fo \equiv \frac{ac}{h^2}$ $Bi \equiv \frac{ah}{\lambda}$ $\eta \equiv \frac{z}{h}$ </p>	<p> При $Fo > 5$ $\theta = Fo + \frac{1}{Bi} + \frac{\eta^2}{2} - \eta$ </p>	
<p>6</p>  <p> $t_{z=0} = 0$ t_0 $\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \Big _{z=h} = S_{\text{нп}}$ z h </p>	<p> $t _{z=0} = 0$ $t _{z=h} = 0$ $\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \Big _{z=h} = S_{\text{нп}}$ </p>	<p> $Fo \equiv \frac{ac}{h^2}$ $\eta \equiv \frac{z}{h}$ </p>	<p> $t = \theta \frac{S_{\text{нп}} h}{\lambda}$ </p>	

№ зав.	Тепловая схема	Крайние условия	Исходные аргументы	Расчетная формула		Примечания
				3	4	
7		$t _{z=0} = t_0$ $t _{z=l} = t_n$ $t _{t=0} = t_0$ $t _{t=\tau} = t_0$ $\frac{\partial t}{\partial z} \Big _{z=0} = 0$ $\frac{\partial t}{\partial z} \Big _{z=l} = 0$	$FO_z \equiv \frac{a\tau}{z^2}$	$t = t_n + \theta (t_0 - t_n)$		
8		$t _{z=0} = t_0 + b\tau$ $t _{z=l} = t_0$ $t _{t=0} = t_0$ $t _{t=\tau} = t_0$ $\frac{\partial t}{\partial z} \Big _{z=0} = 0$ $\frac{\partial t}{\partial z} \Big _{z=l} = 0$	$FO_z \equiv \frac{a\tau}{z^2}$	$t = t_0 + \theta b\tau$		
9		$t _{z=0} = t_0$ $t _{z=l} = t_0$ $t _{t=0} = t_0$ $t _{t=\tau} = t_0$ $-\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \Big _{z=0} = S$ $-\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \Big _{z=l} = S$	$FO_z \equiv \frac{a\tau}{z^2}$	$t = t_0 + \theta \frac{Sz}{\lambda}$		

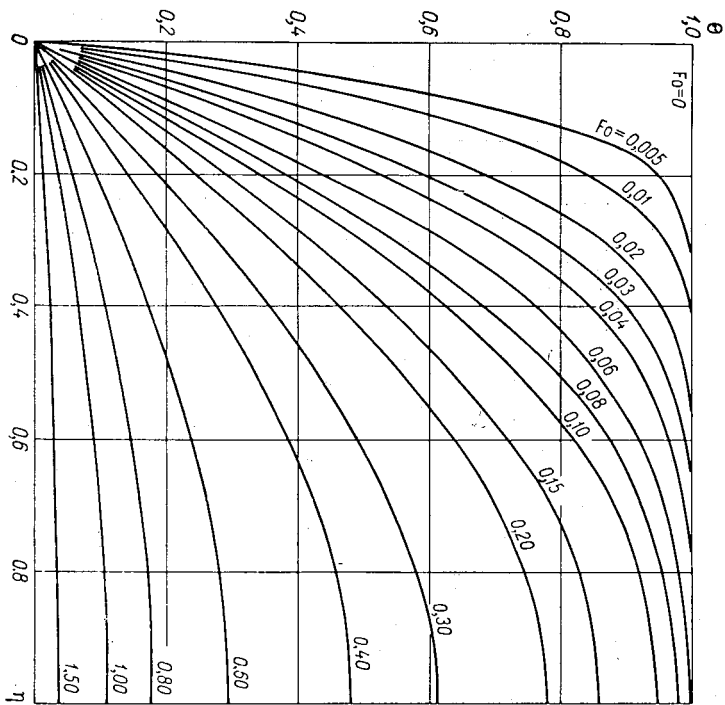


Рис. 25. Расчетный график задачи № 1.

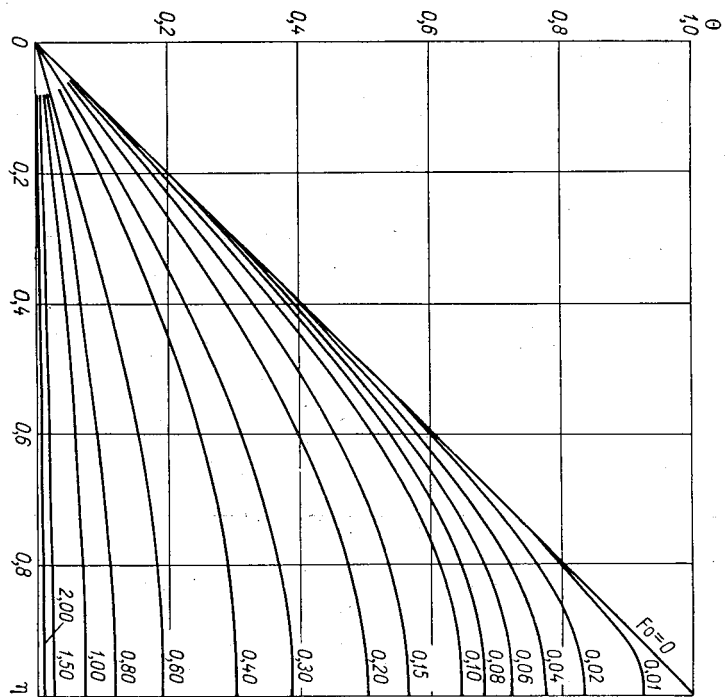
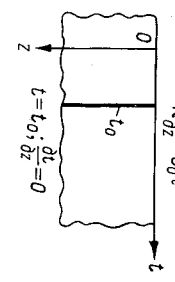
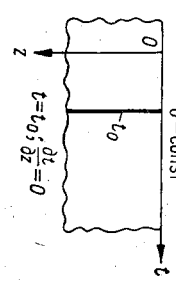


Рис. 26. Расчетный график задачи № 2.

<p>10</p> 	$t _{\tau=0} = t_0$ $-\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \Big _{z=0} = S_0 \tau$ $t _{z=\infty} = t_0$ $\frac{\partial t}{\partial z} \Big _{z=\infty} = 0$	$Fo_z \equiv \frac{a\tau}{z^2}$	$t = t_0 + \theta \frac{S_0 x^3}{\lambda a}$
<p>11</p> 	$t _{\tau=0} = t_0$ $-\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \Big _{z=0} =$ $= \alpha (\theta - t_{z=0}),$ $\theta = const$ $t _{z=\infty} = t_0$ $\frac{\partial t}{\partial z} \Big _{z=\infty} = 0$	<p>При $z=0$:</p> $II \equiv \frac{a^2 a \tau}{\lambda^2}$ <p>При $z > 0$:</p> $Fo_z \equiv \frac{a\tau}{z^2}$ $Bi_z \equiv \frac{\alpha z}{\lambda}$	$t = \theta + \Theta (t_0 - \theta)$

ледяного покрова, а задачей № 6 — при наличии ледяного покрова.

Задачи № 7—11 служат для расчета температуры воды в очень глубоких водохранилищах.

Для каждой из задач по аналитическим решениям построены расчетные графики в безразмерных координатах Θ , Fo , Bi и η , причем Fo , Bi и η являются исходными (заданными) аргументами, а Θ — искомой величиной (рис. 25—35).

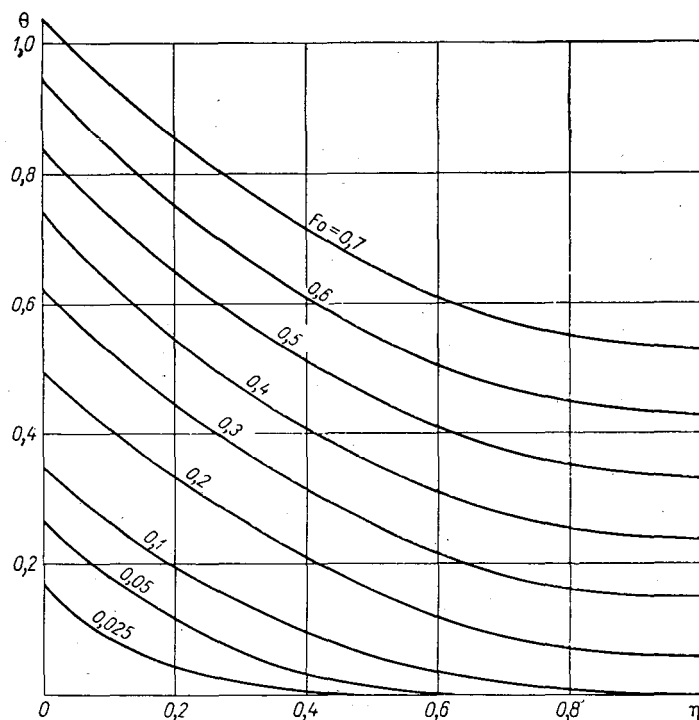
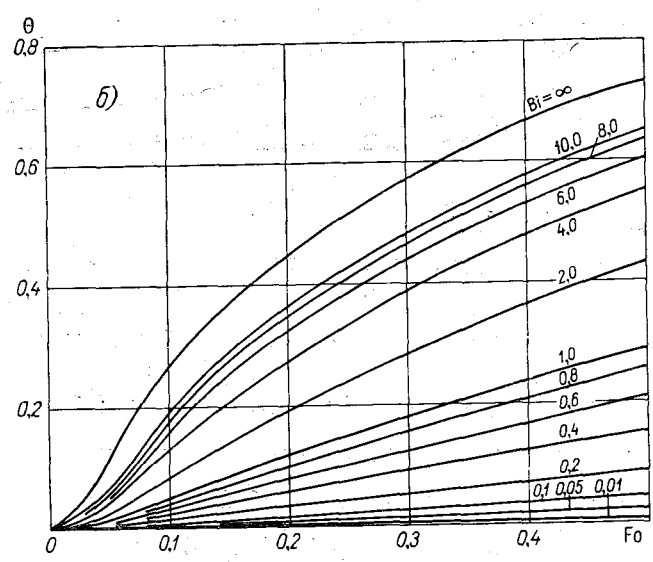
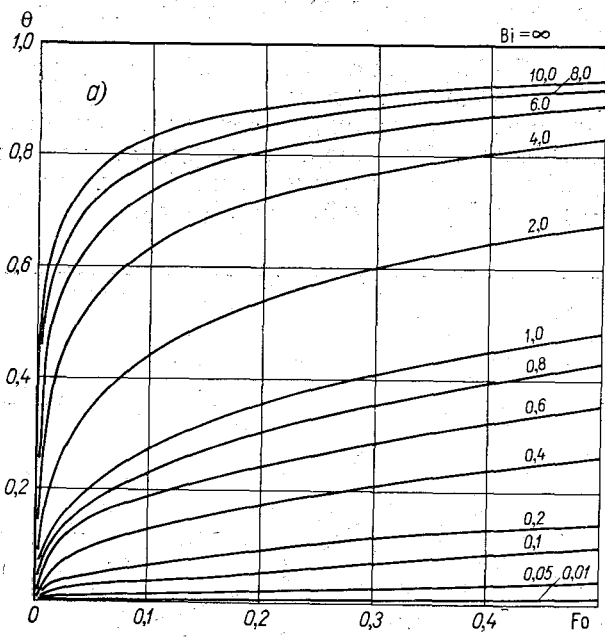


Рис. 27. Расчетный график задачи № 3.

Физическое содержание чисел Фурье Fo и Био Bi было рассмотрено выше в п. 5.3. Здесь мы лишь напомним, что число Фурье $Fo \equiv \frac{a\tau}{h^2}$ может рассматриваться как безразмерная форма текущего времени τ , а число Био $Bi \equiv \frac{\alpha h}{\lambda}$ — как безразмерная форма коэффициента теплоотдачи на поверхности воды.

Симплекс $\eta \equiv \frac{z}{h}$ представляет собой вертикальную координату, выраженную в долях от общей глубины водохранилища, и изменяется от $\eta = 0$ на поверхности воды до $\eta = 1$ на дне.



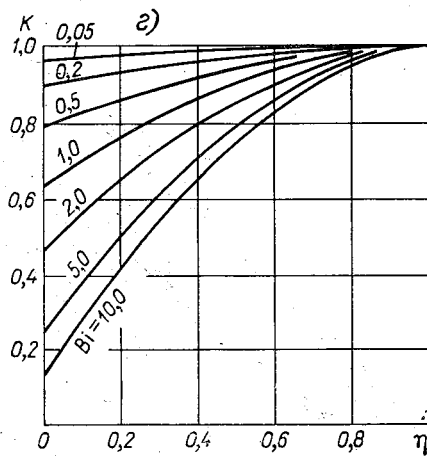
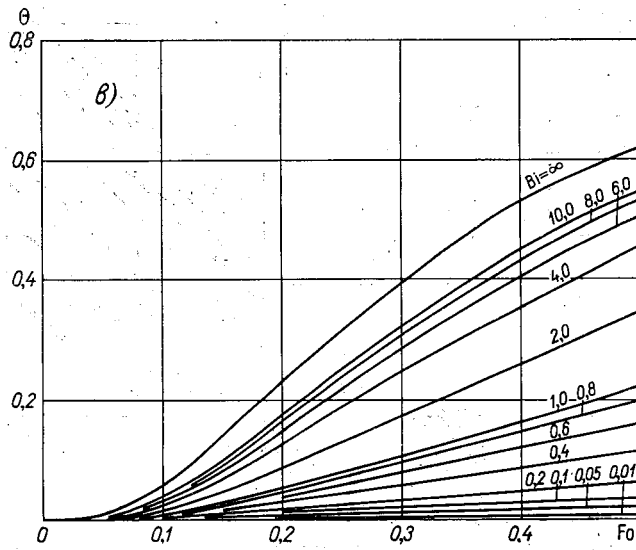
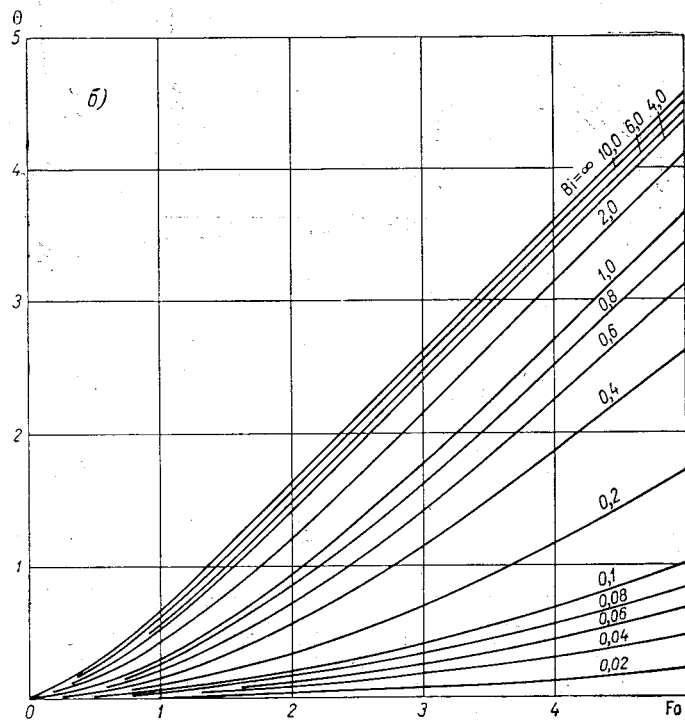
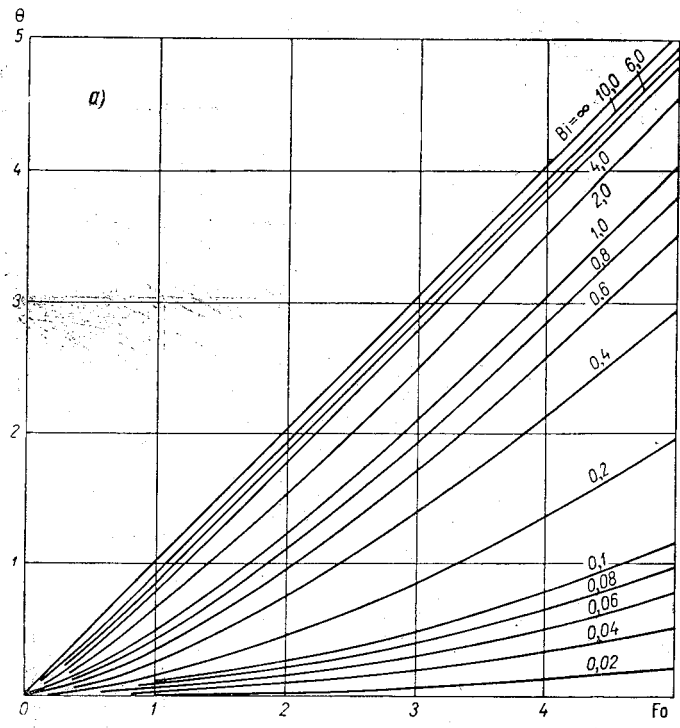


Рис. 28. Расчетные графики задачи № 4.
 а — при $\eta=0$ и $Fo \leq 0,5$; б — при $\eta=0,5$ и $Fo \leq 0,5$; в — при $\eta=1$ и $Fo \leq 0,5$; з — значения k .



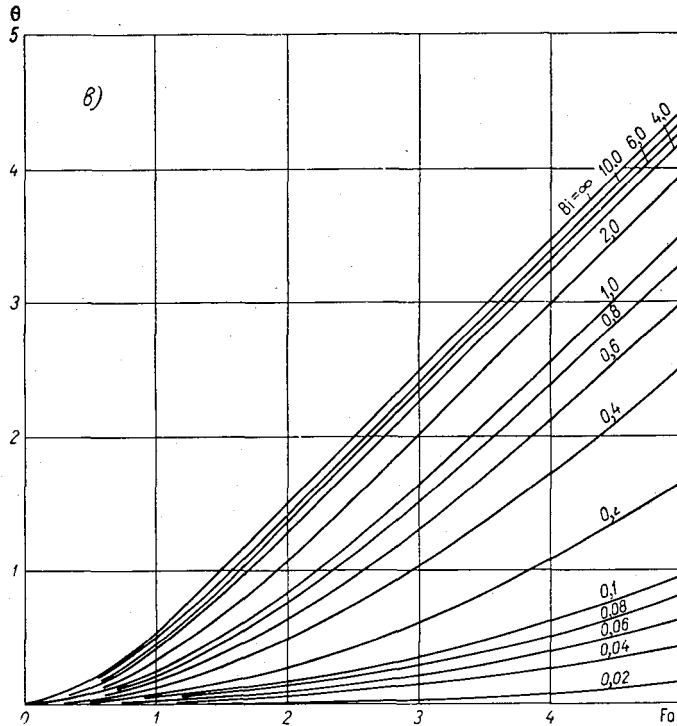


Рис. 29. Расчетные графики задачи № 5.
 а -- при $\eta=0$; б -- при $\eta=0.5$; в -- при $\eta=1$.

Рассмотрим теперь зависимую безразмерную переменную — параметр температуры Θ .

В задачах № 1, 4, 7 и 11 температурный параметр составлен из величин, выражающих характерные температуры t_0 и $t_{\text{п}}$ (или ϑ)

$$\Theta \equiv \frac{t - t_{\text{п}}}{t_0 - t_{\text{п}}} \text{ или } \Theta \equiv \frac{t - \vartheta}{t_0 - \vartheta},$$

и называется относительной (избыточной) температурой. Если $t_{\text{п}}=0$ (или $\vartheta=0$), то параметр Θ представляет собой отношение температуры в данной точке в данный момент времени к начальной температуре тела. Величина Θ изменяется от $\Theta=1$ при $Fo=0$ до $\Theta=0$ при $Fo \rightarrow \infty$.

Если в начальный момент времени между поверхностью и дном имеется перепад температуры Δt (задача № 2), то температурный параметр представляет собой отношение перепада

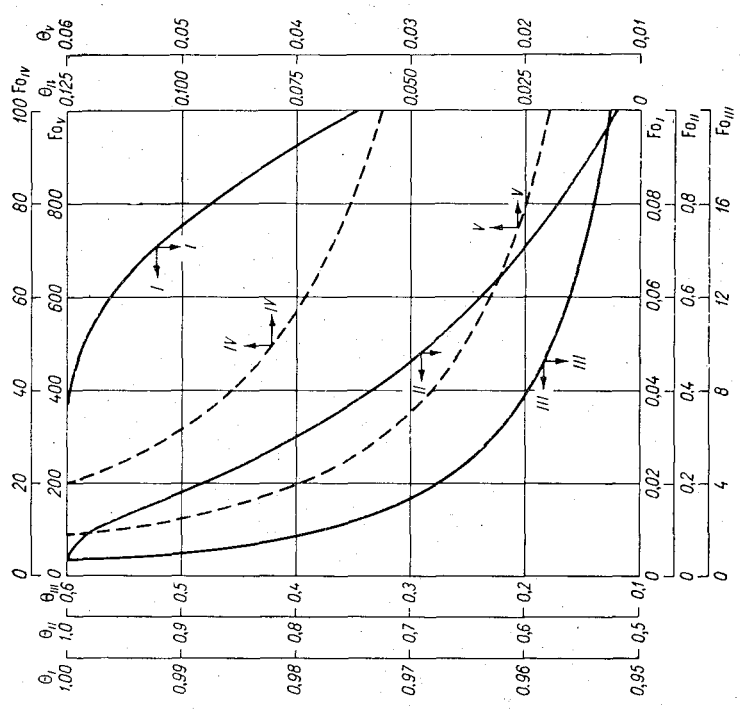


Рис. 31. Расчетный график задачи № 7.

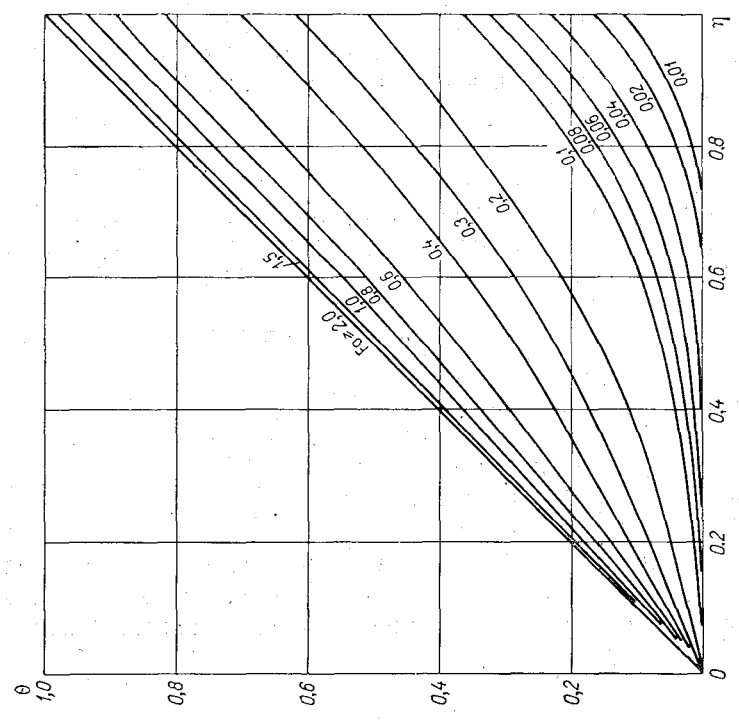


Рис. 30. Расчетный график задачи № 6.

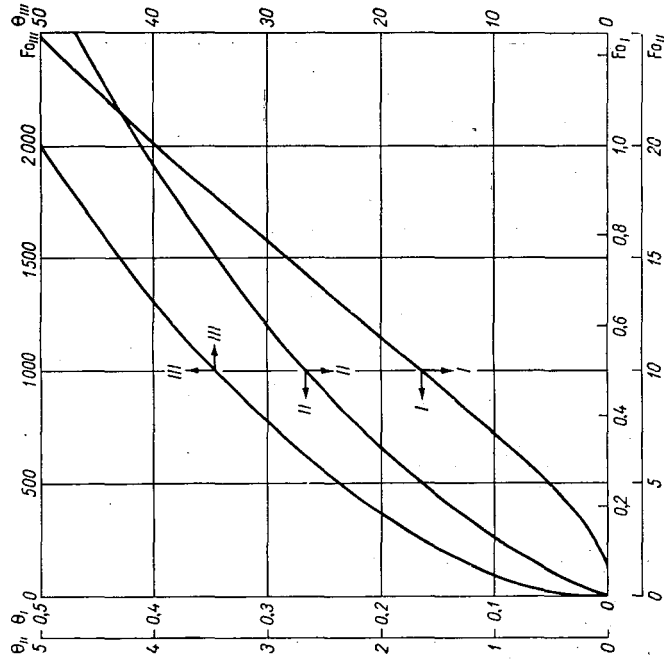


Рис. 33. Расчетный график задачи № 9.

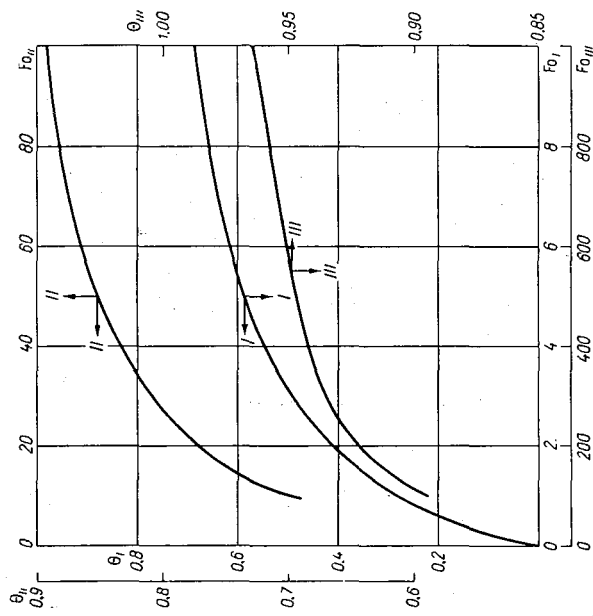


Рис. 32. Расчетный график задачи № 8.

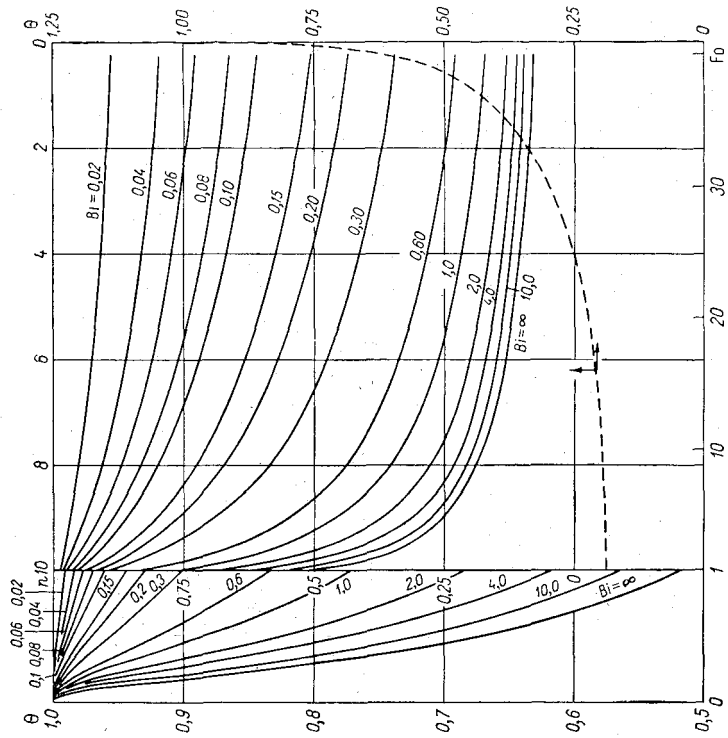


Рис. 35. Расчетный график задачи № 11.

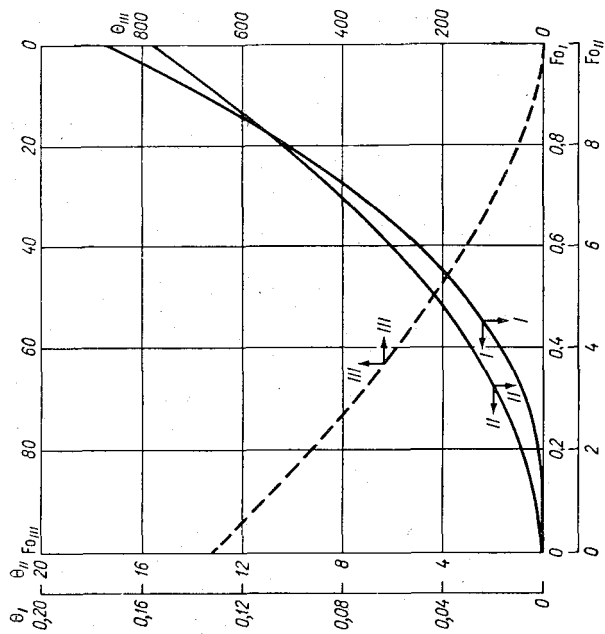


Рис. 34. Расчетный график задачи № 10.

температуры между данной точкой и поверхностью в данный момент времени к начальному перепаду Δt :

$$\Theta \equiv \frac{t - t_{\Pi}}{\Delta t}.$$

В начальный момент времени ($Fo=0$) Θ изменяется пропорционально закону изменения начальной температуры, а при $Fo \rightarrow \infty$ параметр $\Theta=0$.

В задачах с переменными во времени граничными условиями I и III рода и граничными условиями II рода¹ (задачи № 3, 5, 6, 8, 9, 10) температурный параметр составлен из величин, имеющих различный физический смысл и размерность. Параметр Θ в этих случаях с точностью до постоянного множителя равен разности между начальной температурой и температурой в данной точке в данный момент времени. Множитель пропорциональности представляет собой произведение величин, входящих в условия однозначности: тепло-физических характеристик λ и a , размера тела h и т. п.

Следует подчеркнуть, что пользование расчетными графиками в безразмерных координатах значительно упрощает практические вычисления температуры воды, сводя их к простейшим арифметическим операциям по формулам графы 5 табл. 34. Примеры расчетов с помощью графиков даны ниже при изложении способов решения гидротермических задач при сложных начальных и граничных условиях.

6.2. Расчет температуры воды при переменном во времени теплообмене с атмосферой и грунтом дна

Рассмотрим методику расчета температуры воды в водохранилищах при переменном во времени теплообмене с атмосферой и грунтом дна, причем все сказанное ниже относится в равной мере к водохранилищам всех типов по глубине и проточности. В качестве начального условия примем одинаковую по глубине температуру воды. Способ учета более сложного начального распределения температуры будет рассмотрен ниже. Для расчета температуры воды при переменных во времени граничных условиях на поверхности воды и на дне надо решать задачу разложить на составляющие задачи и находить ее решение как алгебраическую сумму решений составляющих (слагаемых) задач.

Разложение решаемой задачи должно удовлетворять основному правилу метода суперпозиции о равенстве суммы источников тепла в слагаемых задачах источникам тепла в решаемой задаче. Кроме того, необходимо, чтобы все слагаемые задачи были элементарными, т. е. имели расчетные графики или

¹ О граничных условиях см. на стр. 97.

удобные для расчета формулы. Начальную температуру основной задачи можно включить в любую из слагаемых задач, а все остальные решать при $t_0=0^\circ\text{C}$. Рассмотрим несколько примеров решения гидротермических задач со сложными граничными условиями.

Пример 1. Дано: в свободном ото льда очень глубоком водохранилище изменение во времени теплообмена с атмосферой можно представить в виде линейной функции $S(\tau) = S_1 + S_0\tau$, причем $S_1 = 100 \text{ Вт/м}^2$ и $S_0 = 0,1 \text{ Вт/м}^2$. Начальная температура воды $t_0 = 4^\circ\text{C}$. Коэффициенты турбулентной тепло- и теплопроводности воды равны: $\lambda = 500 \text{ Вт/(м} \cdot \text{град)}$, $a = 0,5 \text{ м}^2/\text{ч}$.

Найти температуру воды на глубине $z = 10 \text{ м}$ через $\tau = 15 \text{ сут} = 360 \text{ ч}$.

Решение задачи будем отыскивать в виде суммы решений двух задач, тепловые схемы которых показаны на рис. 36. Пер-

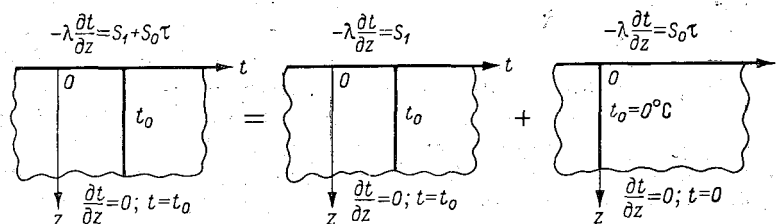


Рис. 36. Схема решения задачи для очень глубокого водохранилища при переменном во времени теплообмене с атмосферой.

вая задача показывает, на сколько нагреется вода при начальной температуре $t_0 = 4^\circ\text{C}$ и постоянном теплообмене с атмосферой $S_1 = 100 \text{ Вт/м}^2$. Вторая задача отражает влияние на тепловой режим водохранилища линейного изменения во времени теплового потока $S(\tau) = S_0(\tau)$. Так как начальное условие уже включено в первую задачу, то вторую задачу будем решать при нулевой начальной температуре. Нетрудно убедиться, что сумма источников тепла (начальных и граничных условий) слагаемых задач равна источникам тепла (начальному и граничным условиям) в основной задаче. Каждая из задач является элементарной, так как для них построены расчетные графики (рис. 33 и 34). По табл. 34 находим, что в обеих слагаемых задачах исходным аргументом является $Fo_z = \frac{a\tau}{z^2}$. Вычисляем:

$$Fo_z = \frac{0,5 \cdot 360}{100} = 1,8.$$

По рис. 33 и 34 находим, что температурные параметры равны: в первой задаче $\Theta_1 = 0,73$; во второй задаче $\Theta_2 = 0,80$.

Вычисляем искомую температуру воды, пользуясь формулами графы 6 табл. 34:

$$t = t_0 + \Theta_1 \frac{S_1 z}{\lambda} + \Theta_2 \frac{S_0 z^3}{\lambda a} =$$

$$= 4 + 0,73 \frac{100 \cdot 10}{500} + 0,80 \frac{0,1 \cdot 1000}{500 \cdot 0,5} = 5,78^\circ\text{C}.$$

Пр и м е р 2. Дано: на поверхности глубокого водохранилища ($h=30$ м) происходит теплообмен по закону Ньютона, причем

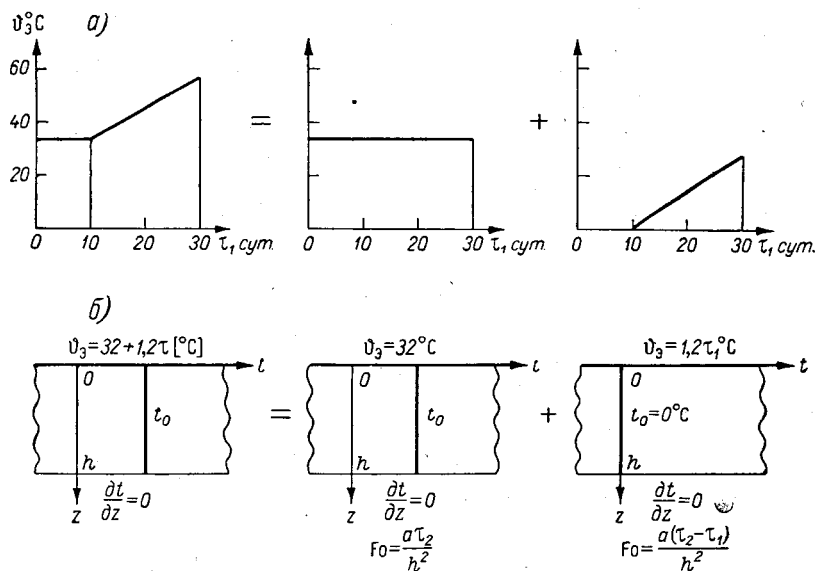


Рис. 37. Схема решения задачи для глубокого водохранилища при переменном во времени теплообмене с атмосферой.

а — разложение источника тепла у поверхности воды на составляющие; б — разложение решаемой задачи на слагаемые задачи.

средняя суточная «эффективная» температура воздуха в течение $\tau_1 = 10$ сут = 240 ч постоянна и равна $\phi_3 = 32^\circ\text{C}$, а затем возрастает линейно со скоростью $b = 1,2^\circ\text{C}/\text{сут} = 0,04^\circ\text{C}/\text{ч}$. Коэффициент теплоотдачи на поверхности воды равен $\alpha = 10$ Вт/(м²·°C). Начальная температура воды $t_0 = 6,3^\circ\text{C}$. Коэффициенты турбулентной тепло- и температуропроводности равны: $\lambda = 200$ Вт/(м·°C), $a = 0,2$ м²/ч.

Найти температуру поверхности воды ($z=0$ м) через $\tau_2 = 720$ ч.

Решение. Разложим источник тепла типа I_t , действующий у поверхности воды (т. е. «эффективную» температуру воздуха), на два составляющих источника, показанных на рис. 37 а.

Первый источник ($\vartheta_s = 32^\circ\text{C}$) постоянен во времени и действует в течение всего расчетного периода времени $\tau_2 = 720$ ч. Второй источник, равный $b\tau$, «включается» в момент времени τ_1 и действует в течение периода $\tau_2 - \tau_1 = 480$ ч. Решение задачи находим в виде суммы решений двух задач (по числу составляющих источников). Начальную температуру $t_0 = 6,3^\circ\text{C}$ можно включить в любую из этих задач, например в первую, а во второй принимать $t_0 = 0^\circ\text{C}$ (рис. 37 б).

По табл. 34 убеждаемся, что первая слагаемая задача совпадает по краевым условиям с задачей № 4, вторая — с задачей № 5; для расчетов температуры воды служат графики рис. 28 а и 29 а. Исходными аргументами для определения параметра температуры по расчетным графикам служат Fo , Bi и η , причем при вычислении Fo для первой элементарной задачи надо принимать $\tau = \tau_2 = 720$ ч, а для второй элементарной задачи $\tau = \tau_2 - \tau_1 = 480$ ч.

Вычисляем:

первая элементарная задача

$$Fo = \frac{a\tau_2}{h^2} = \frac{0,2 \cdot 720}{900} = 0,16,$$

$$Bi = \frac{ah}{\lambda} = \frac{10 \cdot 30}{200} = 1,5,$$

$$\eta = \frac{z}{h} = \frac{0}{30} = 0;$$

вторая элементарная задача

$$Fo = \frac{a(\tau_2 - \tau_1)}{h^2} = \frac{0,2 \cdot 480}{900} = 0,11,$$

$$Bi = \frac{ah}{\lambda} = 1,5,$$

$$\eta = \frac{z}{h} = 0.$$

Расчетная формула для температуры воды имеет вид (см. графу 5 табл. 34):

$$t = t_0 + \Theta_1(\vartheta_s - t_0) + \Theta_2 \frac{bh^2}{a}.$$

Находим по графикам $\Theta_1 = 0,37$ и $\Theta_2 = 0,02$ и вычисляем искомую температуру поверхности воды

$$t = 6,3 + 0,37(32 - 6,3) + 0,02 \frac{0,04 \cdot 900}{0,2} = 19,4^\circ\text{C}.$$

6.3. Расчет температуры воды при сложном изменении по глубине начальной температуры

Рассмотрим способы решения гидротермических задач со сложными начальными условиями, принимая, что граничные условия на поверхности и на дне имеют простейший вид — постоянные или линейно изменяющиеся во времени температура поверхности, тепловой поток или температура воздуха.

Для расчета температуры воды при сложном распределении по глубине начальной температуры могут использоваться следующие три способа.

Первый способ основан на принципе элементарной суперпозиции. Так как начальное распределение температуры в методе суперпозиции рассматривается как результат действия источников тепла типа I_S , то можно разложить заданную температурную кривую $t_{\tau=0} = f(z)$ на составляющие (вертикальную или наклонную прямую, параболу, косинусоиду и т. п.) и, принимая каждую из составляющих в качестве начального условия элементарной задачи, находить решение основной задачи в виде суммы элементарных задач. Граничные условия основной задачи включаются в одну из элементарных задач, а другие решаются при нулевых граничных условиях (температура поверхности, тепловой поток или температура воздуха равны нулю).

Данный способ физически понятен и не нуждается в особых пояснениях. Однако его применение ограничено количеством и характером задач, которые можно использовать как элементарные. Приведенные в настоящей работе элементарные задачи (см. табл. 34) позволяют применять этот способ для расчета температуры воды в водохранилищах при постоянных или линейно изменяющихся во времени граничных условиях. При других граничных условиях данный способ не применим.

В основу второго способа расчета при сложной зависимости начальной температуры от глубины положено представление о том, что тепловой режим водохранилища при $\tau > 0$ не зависит от условий, при которых возникло начальное тепловое состояние. Поэтому можно представить заданное в решаемой задаче начальное распределение температуры как промежуточное распределение, соответствующее моменту времени τ_n (или, что то же самое, числу Фурье Fo_n), и наступившее в результате имевшего место ранее более простого начального условия, например одинаковой по глубине температуры.

Практически задача решается по расчетным графикам любой из задач, в которой имеют место такие же тепловые условия на поверхности воды и на дне, что и в основной задаче. Порядок расчета зависит от типа водохранилища по глубине.

Если водохранилище относится к типу глубоких, то определению подлежит исходное («простое») начальное условие t_0 и

промежутков времени τ_n . Расчет удобно вести в следующем порядке:

1) выбрав на расчетном графике какую-либо кривую $\Theta = f(Fo, \eta)$, определяют значение параметра температуры при $\eta = 1$ (т. е. при $z = h$);

2) пользуясь расчетной формулой графы 5 табл. 34, вычисляют исходную («простую») начальную температуру t_0 , принимая в качестве t заданную по условию задачи придонную температуру;

3) используя найденное значение t_0 , по формуле графы 5 табл. 34 вычисляют параметр температуры Θ для других η (т. е. других z), принимая вместо t заданную температуру на соответствующей глубине. Если получившаяся в результате кривая $\Theta = f(\eta)$ с достаточной точностью совпадает с кривой $\Theta = f(Fo, \eta)$, по которой было найдено t_0 , то значение Fo , соответствующее этой кривой, и есть искомое Fo_n . В противном случае расчет повторяется, для чего надо выбрать на графике другую исходную кривую $\Theta = f(Fo, \eta)$;

4) окончательно расчет температуры воды ведется для $Fo = Fo' + Fo_n$, где $Fo' = \frac{a\tau'}{h^2}$ — число Фурье, вычисленное по расчетному промежутку времени τ' основной задачи. В расчетную формулу для температуры воды графы 5 табл. 34 надо подставлять найденное выше значение начальной температуры t_0 .

Пример. Дано: водохранилище глубиной $h = 25$ м покрыто льдом (т. е. $t_{z=0} = 0^\circ\text{C}$). Начальное распределение температуры следующее:

z м	0	5	10	15	20	25
$t_{\tau=0}$ °C	0	1,08	1,94	2,70	3,02	3,25

Теплообмен с грунтом дна пренебрежимо мал (т. е. на дне — адиабатическое условие $\frac{\partial t}{\partial z} = 0$). Коэффициент температуропроводности воды равен $a = 0,25$ м²/ч.

Найти температуру воды на глубине $z = 15$ м через $\tau' = 175$ ч.

Решение. Будем рассматривать заданное начальное распределение температуры как промежуточное распределение в задаче с более простым начальным условием. По граничным условиям решаемая задача совпадает с задачами № 1—2 по табл. 34. Если считать, что заданному распределению температуры предшествовало условие $t_{\tau=0} = \text{const}$, то в дальнейших расчетах надо пользоваться графиком задачи № 1; если считать, что имело место линейное начальное условие $t_{\tau=0} = \Delta t \frac{z}{h}$, то — графиком

задачи № 2 и т. д. В нашем случае удобно принять второй вариант исходного (простого) начального условия.

Выберем на рис. 26 какую-либо кривую, например соответствующую $Fo=0,4$. При $\eta = \frac{z}{h} = 1$ находим $\Theta = 0,3$, и по формуле графы 5 табл. 34 вычисляем Δt , зная $t = t_{z=h} = 3,25^\circ\text{C}$ и $t_{\pi} = 0^\circ\text{C}$:

$$\Delta t = \frac{t - t_{\pi}}{\Theta} = \frac{3,25}{0,3} = 10,8^\circ\text{C}.$$

Используя найденное значение $\Delta t = 10,8^\circ\text{C}$, вычисляем Θ для других значений η , принимая в качестве t температуру, заданную по условию задачи:

$\eta = z/h$	0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0
$\Theta = t/\Delta t$	0	0,10	0,18	0,25	0,28	0,30

По рис. 26 убеждаемся, что найденная кривая $\Theta = f(\eta)$ с достаточной точностью совпадает с кривой графика, соответствующей $Fo=0,4$. Следовательно, найденное значение Fo и есть искомое $Fo_{\text{н}}$.

Вычисляем исходные аргументы в решаемой задаче:

$$Fo = Fo_{\text{н}} + \frac{\alpha \tau'}{h^2} = 0,4 + \frac{0,25 \cdot 175}{625} = 0,47; \quad \eta = \frac{z}{h} = \frac{15}{25} = 0,6.$$

По рис. 26 находим $\Theta = 0,21$ и вычисляем искомую температуру воды

$$t = \Theta \Delta t = 0,21 \cdot 10,8 = 2,27^\circ\text{C}.$$

Если водохранилище относится к типу очень глубоких, то порядок расчета иной. Напомним, что критерий Фурье, служащий аргументом при определении параметра температуры по расчетным графикам элементарных задач для очень глубоких водохранилищ (задачи № 7—11 по табл. 34), имеет вид $Fo_z = \frac{\alpha \tau}{z^2}$. Иными словами, он может рассматриваться как безразмерная форма текущего времени лишь при фиксированном значении глубины z . Поэтому нельзя по графикам подобрать единое значение $Fo_{\text{н}}$ для всех z .

Кроме того, отличительной особенностью очень глубоких водохранилищ является постоянство во времени придонной температуры воды. Поэтому исходная (простая) начальная температура становится величиной известной: она равна заданной в основной задаче придонной температуре воды. Следовательно, искомой является лишь длительность промежутка времени $\tau_{\text{н}}$, определение которой производится в следующем порядке:

1) выбираем какую-либо глубину z и вычисляем параметр температуры по формулам графы 5 табл. 34, принимая в качестве t заданную температуру на глубине z , а в качестве t_0 — придонную температуру;

2) определяем значение Fo_z , соответствующее вычисленному Θ , пользуясь расчетным графиком задачи с заданными тепловыми условиями на поверхности воды и на дне;

3) вычисляем $\tau = \frac{Fo_z z^2}{a}$;

4) повторяем расчет еще для нескольких значений z .

Если получающиеся величины τ оказываются близкими между собой, то найденное значение τ и есть искомое τ_n .

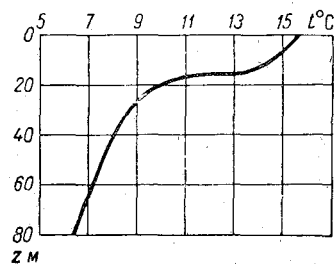


Рис. 38. Начальное распределение температуры.

Пример. Дано: начальное распределение температуры в очень глубоком водохранилище (рис. 38). Интенсивность теплообмена с атмосферой $S = 300 \text{ Вт/м}^2$. Глубина водохранилища $h = 80 \text{ м}$. Коэффициенты турбулентной тепло- и температуропроводности воды: $\lambda = 700 \text{ Вт/м} \cdot ^{\circ}\text{C}$, $a = 0,7 \text{ м}^2/\text{ч}$.

Найти температуру воды через 20 сут. ($\tau' = 480 \text{ ч}$) на глубине $z = 20 \text{ м}$.

Решение. Примем в качестве исходной начальной температуры придонную температуру $t_0 = 6,5^{\circ}\text{C}$. Тогда решаемая задача по условиям совпадает с задачей № 9 (табл. 34), параметр температуры в которой имеет вид

$$\Theta = \frac{(t - t_0) \lambda}{S_z}$$

Вычислим Θ , принимая вместо t температуру на какой-либо глубине, заданную по начальному условию задачи. Например, при $z = 10 \text{ м}$ имеем $t = 14,4^{\circ}\text{C}$ и

$$\Theta = \frac{(14,4 - 6,5) 700}{300 \cdot 10} = 1,84.$$

При $\Theta = 1,84$ по рис. 34 находим $Fo_z = 5,8$ и вычисляем

$$\tau_n = \frac{Fo_z z^2}{a} = \frac{5,8 \cdot 100}{0,7} = 830 \text{ ч}.$$

Повторим расчеты еще для нескольких значений z . Ход вычислений приведен в табл. 35. Как видим, значения τ_n оказались достаточно близкими, а среднее значение равно $\tau_n = 832 \text{ ч}$.

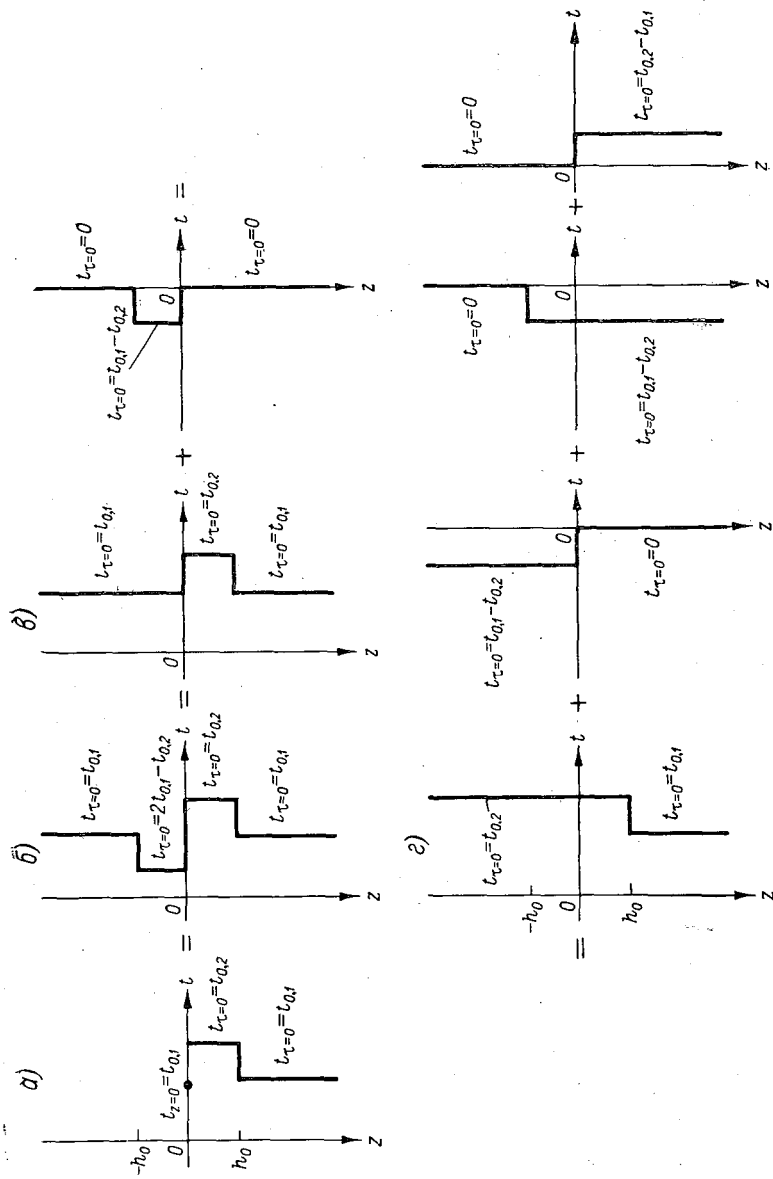


Рис. 39. Схема решения задачи при сложном начальном условии в очень глубоком водохранилище. а — начальная температура в «полуограниченном» теле (основная задача); б — начальная температура в «неограниченном» теле; в — первый этап разложения начальной температуры на составляющие; г — второй этап разложения начальной температуры на составляющие.

Для вычисления искомой температуры воды на глубине 20 м служит формула (см. табл. 34):

$$t = t_0 + \Theta \frac{Sz}{\lambda},$$

где $t_0 = 6,5^\circ\text{C}$, а величина Θ определяется по графику рис. 34, причем исходный аргумент равен

$$Fo_z = \frac{a(\tau_n + \tau')}{z^2} = \frac{0,7(832 + 480)}{400} = 2,3.$$

Тогда $\Theta = 0,9$ и $t = 6,5 + \frac{0,9 \cdot 300 \cdot 20}{700} = 14,2^\circ\text{C}$.

Т а б л и ц а 35

К определению начального условия

z м	$t^\circ\text{C}$	Θ	Fo_z	τ_n часы
20	9,9	0,63	1,46	835
40	8,2	0,10	0,36	832
60	7,0	0,02	0,16	830

В третьем способе расчета температуры воды при сложном начальном условии использованы свойства тепловой симметрии, причем наиболее широко возможности этого способа раскрываются при решении гидротермических задач для очень глубоких водохранилищ, когда на поверхности воды заданы граничные условия I и II рода. Покажем это на примерах, выбрав в качестве элементарной задачу № 7 по табл. 34, решение которой, как известно, имеет вид [50]:

$$t = t_n + (t_0 - t_n) \operatorname{erf} \frac{z}{2\sqrt{a\tau}}, \quad (6.2)$$

где $\operatorname{erf}(u) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^u e^{-u^2} du$ — табулированная функция, называемая функцией ошибок.

Очевидно, что выражение (6.2) является также решением тепловой задачи для неограниченного тела с зеркально-поворотносимметричным начальным распределением температуры в области $z < 0$, т. е. при:

$$\begin{aligned} t|_{\tau=0} &= t_0 & (0 \leq z \leq \infty); \\ t|_{\tau=0} &= 2t_n - t_0 & (-\infty \leq z < 0). \end{aligned}$$

В данном случае плоскость $z=0$ является изотермической, температура которой равна t_n . С помощью этой задачи можно решить ряд других, более сложных задач.

Пусть, например, в очень глубоком водохранилище начальная температура от поверхности до глубины $z=h_0$ равна $t_{0,2}$, а в нижележащем слое равна $t_{0,1}$ (рис. 39 а):

$$\begin{aligned} t|_{\tau=0} &= t_{0,2} & (0 < z < h_0); \\ t|_{\tau=0} &= t_{0,1} & (h_0 \leq z \leq \infty). \end{aligned} \quad (6.3)$$

На поверхности температура постоянна и равна температуре в нижнем слое: $t_{z=0} = t_{0,1}$.

Для решения этой задачи введем в рассмотрение фиктивный слой воды $z < 0$ с зеркально-поворотносимметричным распределением температуры (рис. 39 б). Очевидно, что полученная задача эквивалентна основной задаче. Представим начальное распределение температуры, включая и область $z < 0$, в виде двух распределений, показанных на рис. 30 в. Нетрудно убедиться, что их сумма равна заданному распределению температуры. Поэтому сумма решений этих задач служит решением основной задачи. В свою очередь, каждую из последних задач можно разложить на две задачи с зеркально-поворотносимметричным распределением начальной температуры относительно плоскостей: в первой задаче $z=h_0$, во второй и четвертой задачах $z=0$, в третьей задаче $z=-h_0$ (рис. 39 в). Полученные четыре задачи являются элементарными, так как их решением служит выражение (6.2), и для практических расчетов можно пользоваться графиком (рис. 31). Окончательно аналитическое решение основной задачи получаем в виде

$$\begin{aligned} t &= t_{0,1} + (t_{0,2} - t_{0,1}) \operatorname{erf} \frac{z}{2\sqrt{a\tau}} - \\ &- \frac{t_{0,2} - t_{0,1}}{2} \left(\operatorname{erf} \frac{z+h_0}{2\sqrt{a\tau}} + \operatorname{erf} \frac{z-h_0}{2\sqrt{a\tau}} \right). \end{aligned} \quad (6.4)$$

Очевидно, что рассмотренный прием легко применим и в других случаях, когда заданное сложное начальное условие можно представить в виде нескольких «ступенек» по глубине. Схемы разложения двух подобных задач на элементарные показаны на рис. 40. Аналитические решения имеют вид:

в первой задаче (рис. 40 а)

$$\begin{aligned} t &= t_{0,1} + \frac{t_{0,2} - t_{0,1}}{2} \left(\operatorname{erf} \frac{z+h_1}{2\sqrt{a\tau}} + \operatorname{erf} \frac{z-h_1}{2\sqrt{a\tau}} - \right. \\ &- \left. \operatorname{erf} \frac{z+h_1+h_2}{2\sqrt{a\tau}} - \operatorname{erf} \frac{z-h_1-h_2}{2\sqrt{a\tau}} \right), \end{aligned} \quad (6.5)$$

во второй задаче (рис. 40 б)

$$t = t_{0,1} + \frac{t_{0,2} - t_{0,1}}{2} \left(\operatorname{erf} \frac{z+h_0}{2\sqrt{a\tau}} - \operatorname{erf} \frac{z-h_0}{2\sqrt{a\tau}} \right). \quad (6.6)$$

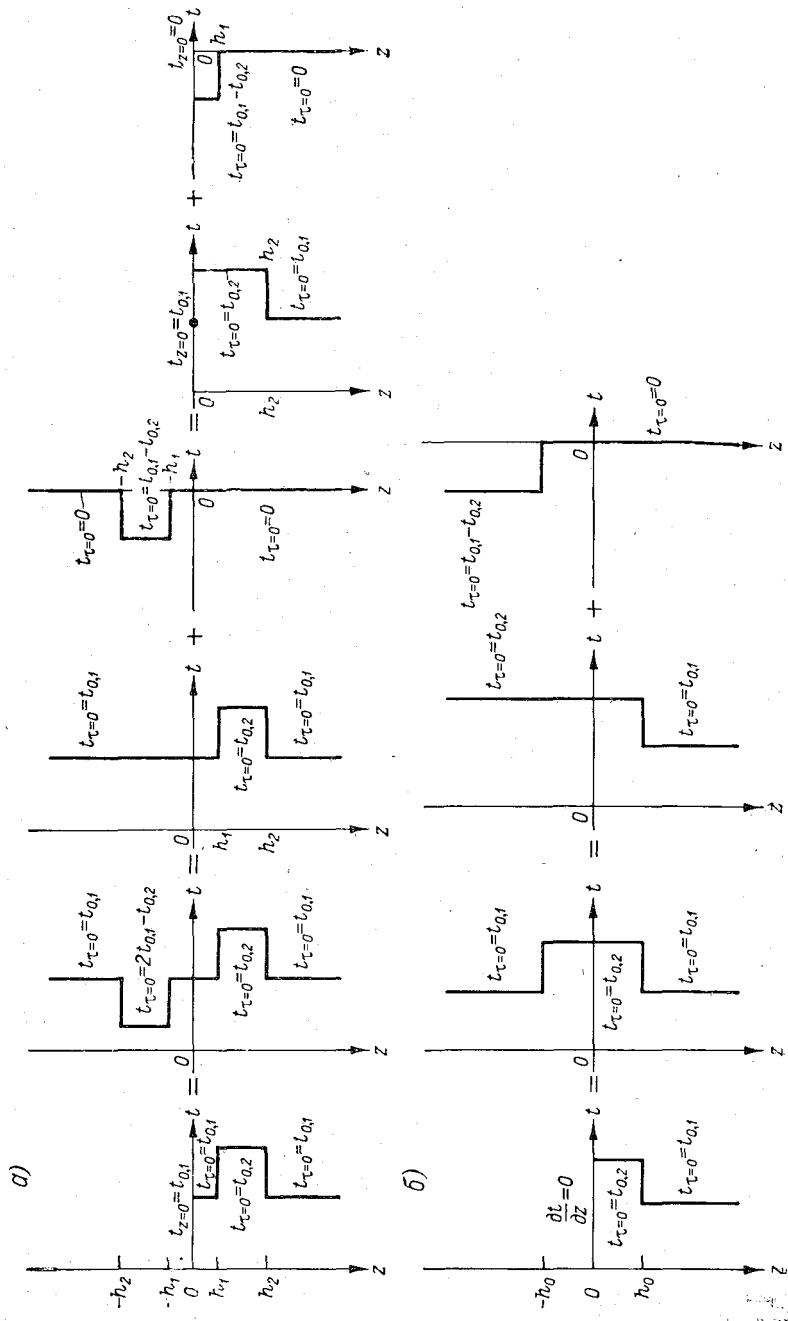


Рис. 40. Схемы решения двух задач при сложном начальном условии в очень глубоком водоносном горизонте.
 а — первая задача; б — вторая задача.

Для практических расчетов во всех рассмотренных примерах служит рис. 31. Так, выражение (6.4) можно представить в виде

$$t = t_{0,1} + \Theta_1 (t_{0,2} - t_{0,1}) - \frac{t_{0,2} - t_{0,1}}{2} (\Theta_2 + \Theta_3). \quad (6.7)$$

Исходными аргументами для определения параметров температуры Θ_i по расчетному графику (рис. 31) служат: для Θ_1 — величина $Fo = \frac{a\tau}{z^2}$, для Θ_2 — величина $Fo = \frac{a\tau}{(z+h_0)^2}$, для Θ_3 — величина $Fo = \frac{a\tau}{(z-h_0)^2}$.

Необходимо отметить, что рассмотренные выше три способа расчета температуры воды при сложном начальном условии могут применяться как независимо друг от друга, так и совместно. Фактически мы уже применяли одновременно два способа (первый и третий) при выводе соотношений (6.4) — (6.6). Весьма плодотворным может оказаться и совместное использование второго способа с первым или третьим.

Вернемся к соотношению (6.4) и запишем его в безразмерной форме

$$\Theta = \operatorname{erf} \frac{1}{2\sqrt{Fo}} - \frac{1}{2} \left(\operatorname{erf} \frac{\eta_0 + 1}{2\sqrt{Fo}} + \operatorname{erf} \frac{\eta_0 - 1}{2\sqrt{Fo}} \right), \quad (6.8)$$

где

$$\Theta \equiv \frac{t - t_{0,1}}{t_{0,2} - t_{0,1}}, \quad Fo \equiv \frac{a\tau}{h_0^2}, \quad \eta_0 \equiv \frac{z}{h_0}. \quad (6.9)$$

По формуле (6.8) построен график в безразмерных координатах (6.9), приведенный на рис. 41. Покажем, как пользоваться этим графиком для решения гидротермических задач со сложным начальным распределением температуры путем подбора более простого начального условия (второй способ решения задач).

Пусть в очень глубоком водохранилище, покрытом льдом (т. е. при $t_{z=0} = 0^\circ\text{C}$), в начальный момент времени наблюдается распределение температуры, схематически показанное на рис. 42 а. Применяя первый способ решения задач со сложным начальным условием, разложим заданную температурную кривую $t_{\tau=0} = f(z)$ на две составляющие $t'_{\tau=0} = \varphi(z)$ и $t''_{\tau=0} = \psi(z)$, которые будем рассматривать как начальные условия двух слагаемых задач. Далее для решения этих задач применим второй способ.

Порядок подбора «простого» начального условия в первой слагаемой задаче был рассмотрен выше.

Для решения второй слагаемой задачи применим рис. 41, соответствующий задаче с крайними условиями (6.3). В данном случае исходную (простую) температуру в нижнем слое надо считать известной — она равна придонной температуре: $t_{0,1} = t_{\text{дн}}$. Следовательно, необходимо найти $t_{0,2}$, h_0 и $\tau_{\text{н}}$. Для

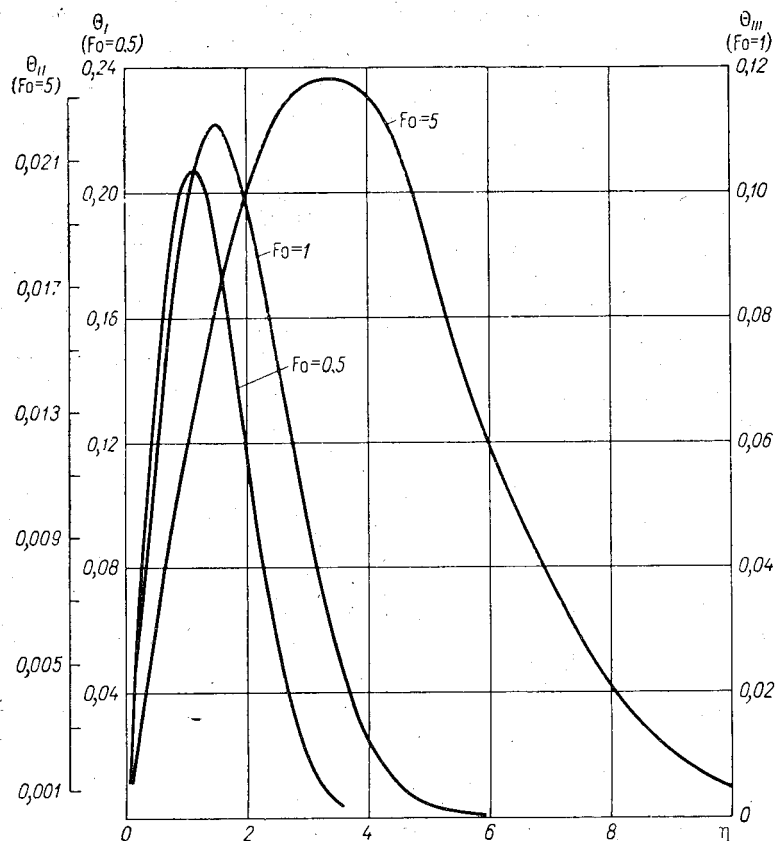


Рис. 41. Расчетный график зависимости (6.8).

этого, задаваясь значениями h_0 и $\tau_{\text{н}}$, по рис. 41 при вычисленных $Fo = \frac{\alpha \tau_{\text{н}}}{h_0^2}$ и $\eta_0 = \frac{z}{h_0}$ находим параметр температуры Θ и вычисляем

$$t_{0,2} = \frac{t + t_{0,1}(\Theta - 1)}{\Theta}, \quad (6.10)$$

принимая вместо t заданную температуру на глубине z и $t_{0,1} = t_{\text{дн}}$. Далее, при том же значении Fo , но других η_0 (т. е. дру-

гих z), находим по расчетному графику Θ и вычисляем

$$t = t_{0,1} + \Theta (t_{0,2} - t_{0,1}). \quad (6.11)$$

Хорошее совпадение вычисленной кривой $t=f(z)$ с заданным распределением температуры $t''=\psi(z)$ указывает на то, что величины $t_{0,2}$, h_0 и τ_H найдены правильно. Дальнейшие расчеты также производятся по графику (рис. 41), причем значения Fo принимаются равными $Fo = \frac{a(\tau' + \tau_H)}{h_0^2}$, где τ' — расчетное время

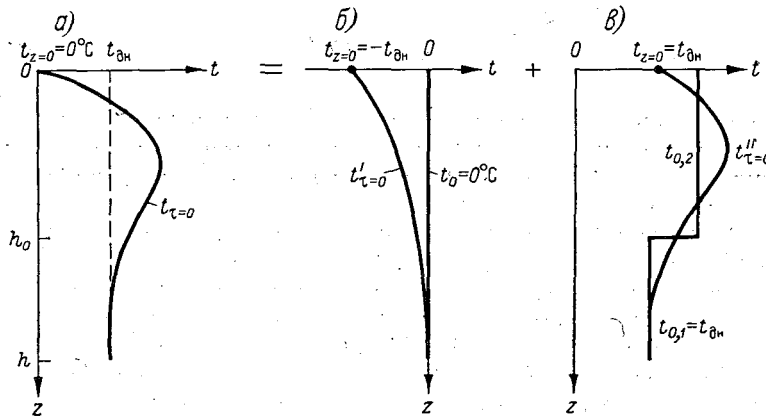


Рис. 42. Схема решения задачи при сложном начальном условии.

a — начальная температура в основной задаче, $б, в$ — начальная температура в слагаемых задачах.

в основной задаче. Искомая температура воды вычисляется по формуле (6.6).

6.4. Расчет температуры воды при переменных во времени коэффициентах тепло- и температуропроводности

Прежде всего отметим, что если коэффициенты тепло- и температуропроводности изменяются во времени, то в качестве граничных условий на поверхности и на дне надо принимать либо температуру воды (граничное условие I рода), либо тепловой поток (граничное условие II рода). Задачи с заданной температурой воздуха (граничное условие III рода) излагаемыми ниже способами не решаются. Практические приемы расчета температуры воды зависят от рода граничных условий.

При решении гидротермических задач с граничными условиями I рода надо учитывать лишь изменения коэффициента

температуропроводности $a(\tau)$, для чего в расчет вводится его среднее значение

$$a_{\text{ср}} = \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} a(\tau) d\tau. \quad (6.12)$$

Далее все вычисления температуры воды выполняются на основе решения задач с постоянным коэффициентом a , причем критерий Фурье, служащий для определения параметра температуры по расчетным графикам элементарных задач, равен

$$Fo = \frac{1}{h^2} \int_0^{\tau} a(\tau) d\tau. \quad (6.13)$$

Если гидротермическая задача раскладывается на несколько слагаемых задач, то в последних могут приниматься различные значения $a_{\text{ср}}$, соответствующие периоду действия каждого из слагаемых источников тепла.

Рассмотренный прием, как показано в [57], не вносит каких-либо дополнительных погрешностей, так как решения задач с постоянными a остаются вполне строгими и для задач с переменными a , если критерий Фурье вычислен по формуле (6.7).

Для пояснения сказанного представим себе две задачи, в которых все элементы условий однозначности одинаковы, за исключением коэффициента температуропроводности. При равных значениях критерия Fo поля температуры в обеих задачах будут одинаковы, что легко видеть из аналитических решений задач с граничными условиями I рода. Так, например, для задачи № 1 (табл. 34)

$$t = t_n + (t_0 - t_n) \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^{n+1} \frac{2}{\mu_n} \cos [\mu_n (1 - \eta)] \exp(-\mu_n^2 Fo),$$

где $\mu_n = (2n - 1) \frac{\pi}{2}$.

Образно говоря, при равных значениях Fo в обеих задачах пройден одинаковый «тепловой путь», хотя «скорость» прохождения этого пути различна — она пропорциональна коэффициенту a .

При решении гидротермических задач с граничными условиями II рода необходимо одновременно учитывать изменения коэффициентов a и λ , причем учет зависимости a от времени производится способом, изложенным выше.

Невозможность учета изменчивости коэффициента λ простым осреднением вытекает из того, что он непосредственно входит в температурный параметр Θ (см. табл. 34, графа 5). Поэтому, несмотря на то что значения Θ при одинаковых Fo равны, поля температуры будут не одинаковы, а лишь подобны.

Способ учета изменчивости λ во времени основан на том, что при нулевых граничных условиях II рода процесс формирования температурного поля не зависит от λ .

Пусть, например, имеем задачу, в которой на поверхности тела в течение периода времени τ_1 действует тепловой источник S , а затем источник выключается и одновременно изменяются значения a и λ (рис. 43). Так как при $\tau > \tau_1$ температура в теле не зависит от λ , то можно принять любое значение λ , в том числе равное λ_1 . Следовательно, задача свелась к задаче с переменными во времени тепловым потоком и коэффициентом теплопроводности. Решение такой задачи нетрудно получить в виде суммы решений двух задач (см. рис. 43).

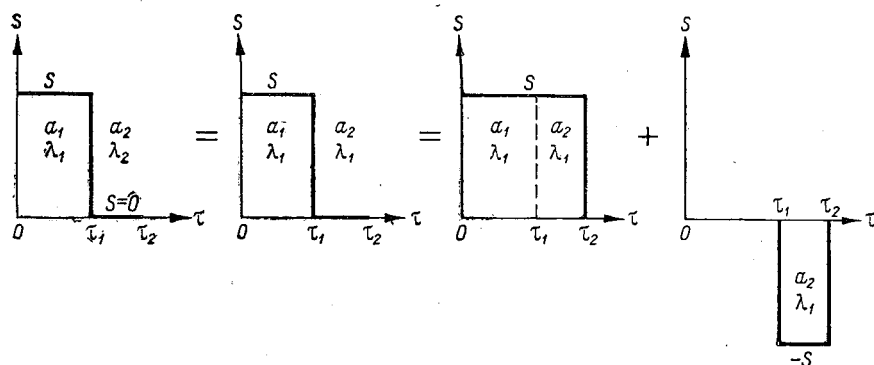


Рис. 43. К расчету температуры воды при переменном во времени коэффициенте теплопроводности и граничных условиях II рода.

Практически данный способ удобно применять, когда зависимость λ от времени может быть представлена в виде ступенчатого графика. Интенсивность теплового потока S может быть либо постоянной, либо изменяться во времени скачкообразно, причем моменты смены значений λ и S должны совпадать.

Решение такой задачи отыскивается в виде суммы решений нескольких задач с постоянными значениями λ и S . При разложении основной задачи на составляющие необходимо, чтобы сумма величин теплового потока в слагаемых задачах при принятом значении $\lambda = \text{const}$ в любой момент времени была равна величине теплового потока в основной задаче в тот же момент времени. В качестве слагаемых элементарных задач служат: при расчете температуры в глубоких водохранилищах — задача № 3 (табл. 34), в очень глубоких водохранилищах — задача № 9.

Пример. Дано: интенсивность теплообмена на поверхности воды с атмосферой в течение периода времени $\tau_1 = 10$ сут = = 240 ч составляет $S_1 = 150$ Вт/м², затем величина теплового потока становится равной $S_2 = 250$ Вт/м² (рис. 44 а). Коэффициенты турбулентной тепло- и температуропроводности равны:

в течение первого периода $\lambda_1=400$ Вт/(м·°С) и $a_1=0,4$ м²/ч, в течение второго периода $\lambda_2=750$ Вт/(м·°С) и $a_2=0,75$ м²/ч. Температура воды в начальный момент одинакова по глубине и равна $t_0=5^\circ\text{C}$. Глубина водохранилища $h=25$ м.

Найти температуру воды на глубине $z=10$ м через $\tau_2=20$ сут=480 ч.

Решение. Разложим решаемую задачу на две задачи, показанные на рис. 44 б. В первой из этих задач можно выделить

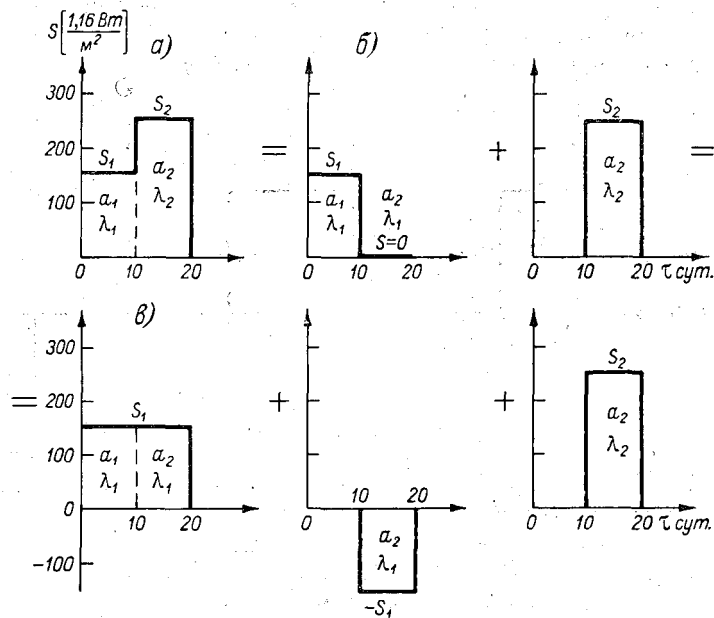


Рис. 44. Схема решения задачи при переменных во времени коэффициентах тепло- и температуропроводности воды.

а — основная задача; б — первый этап разложения; в — второй этап разложения;

два периода: период нагревания длительностью τ_1 и период выравнивания температуры при адиабатических условиях на поверхности воды и на дне длительностью $\tau_2 - \tau_1$. Во втором периоде ход температуры не зависит от коэффициента λ , который поэтому можно принять любым, например равным λ_1 . Следовательно, первая слагаемая задача свелась к задаче с переменными значениями a и S . Такую задачу представим как сумму двух задач (рис. 44 в). Окончательно решение основной задачи находим как сумму решений трех задач, каждая из которых совпадает по условиям с задачей № 3 (табл. 34), и для прак-

тических расчетов можно пользоваться рис. 27. Расчетная формула для температуры воды имеет вид:

$$t = t_1 + t_2 + t_3 = t_0 + \Theta_1 \frac{S_1 h}{\lambda_1} + \Theta_2 \frac{-S_1 h}{\lambda_1} + \Theta_3 \frac{S_2 h}{\lambda_2}.$$

Исходными аргументами для определения параметров температуры Θ_1 , Θ_2 и Θ_3 служат: в первой задаче

$$Fo_1 = \frac{a_1 \tau_1}{h^2} + \frac{a_2 (\tau_2 - \tau_1)}{h^2} = \frac{0,4 \cdot 240}{625} + \frac{0,4 (480 - 240)}{625} = 0,30 \text{ и}$$

$$\eta = \frac{z}{h} = \frac{10}{25} = 0,4;$$

во второй и третьей задачах

$$Fo_2 = Fo_3 = \frac{a_2 (\tau_2 - \tau_1)}{h^2} = \frac{0,75 (480 - 240)}{625} = 0,29 \text{ и } \eta = 0,4.$$

По графику находим: $\Theta_1 = 0,32$ и $\Theta_2 = \Theta_3 = 0,30$. Вычисляем искомую температуру воды:

$$t = 5 + 0,32 \frac{150 \cdot 25}{400} - 0,30 \frac{150 \cdot 25}{400} + 0,30 \frac{250 \cdot 25}{750} = 13,6^\circ\text{C}.$$

6.5. Расчет температуры воды при наличии изотермии

Турбулентное или свободноконвективное перемешивание воды зачастую может быть столь интенсивным, что приводит к выравниванию температуры по вертикали. В этом случае в водохранилище возникает явление изотермии (гомотермии) по глубине.

Толщина изотермического слоя зависит от интенсивности перемешивания. В конце первого и третьего периодов годового термического цикла, когда свободная конвекция достигает максимального развития, гомотермией охвачена, как правило, вся толща воды от поверхности до дна. В более мелководных водохранилищах полное перемешивание воды может быть вызвано и турбулентным, в частности волновым, перемешиванием.

Как показано выше в п. 5.3, водохранилища с незначительным перепадом температуры по глубине относятся к типу мелких в термическом отношении. Задачей теплового расчета таких водохранилищ является определение хода во времени средней по вертикали температуры воды на основе решения уравнения теплового баланса вида (3.2). Расчетная формула для слабопроточных водохранилищ имеет вид

$$\bar{t} = t_0 + \frac{1}{c \rho h} \int_0^{\tau} S(\tau) d\tau. \quad (6.14)$$

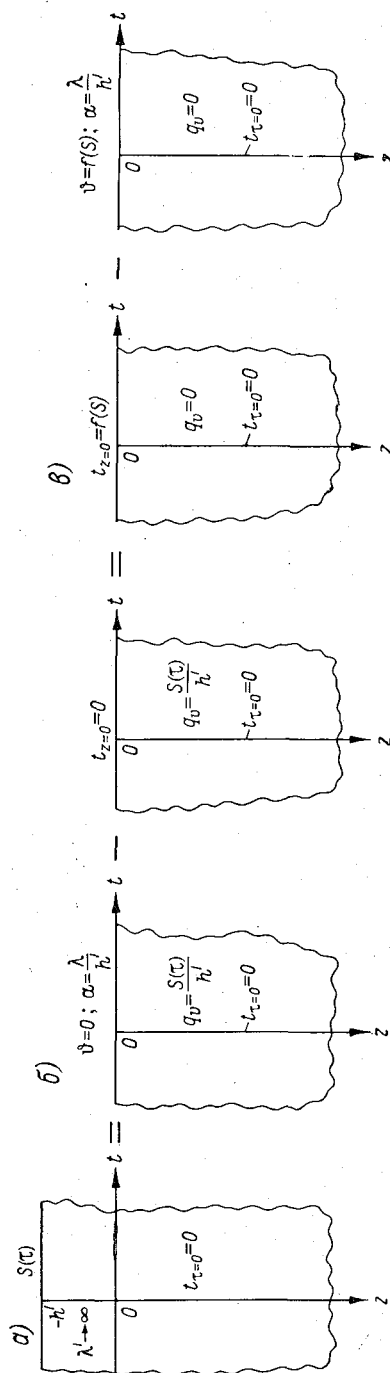


Рис. 45. Схема решения задачи при наличии изотермического слоя в очень глубоком водохранилище.

Очевидно, что формула (6.14) пригодна и для расчета проточных водохранилищ, для чего достаточно внести глубину воды h под знак интеграла и понимать под τ время добегания воды от начальной до расчетной вертикали.

На практике, однако, явление гомотермии наблюдается чаще не по всей толще воды, а лишь до некоторой глубины h' . В этом случае изотермический слой играет роль теплоемкостного сопротивления с очень большим коэффициентом теплопроводности ($\lambda' \rightarrow \infty$). В нижележащих слоях коэффициент теплопроводности имеет конечную величину λ .

Если водохранилище относится к типу глубоких, причем в течение расчетного промежутка времени $h' = \text{const}$, то наличие изотермического слоя не вносит принципиальных отличий в методику гидротермических расчетов. Особенность заключается лишь в том, что в качестве элементарной должна использоваться задача № 10 по табл. 34.

Рассмотрим методику расчета температуры воды в очень глубоких водохранилищах, поверхностный слой которых обладает очень высокой теплопроводностью ($\lambda' \rightarrow \infty$), а на поверхности воды задан теплообмен с атмосферой в общем случае переменной во времени интенсивности $S(\tau)$. Вначале для простоты предположим, что начальная температура

на всех глубинах одинакова. Так как в слое $0 \leq z \leq h'$ коэффициент теплопроводности $\lambda' \rightarrow \infty$, то температура здесь одинакова и равна температуре на глубине $z = h'$ (рис. 45 а). Для решения таких задач воспользуемся следующей связью между решениями задач с внутренними источниками тепла при граничных условиях I и III родов (рис. 45 б) [56]:

$$t = t_{q, III} - t_{q, I}. \quad (6.15)$$

(здесь t — искомая температура; $t_{q, I}$ и $t_{q, III}$ — температуры, получаемые из решения задач при нулевых условиях I и III родов, т. е. при $t_{z=0} = 0^\circ\text{C}$ и $\Phi = 0^\circ\text{C}$), и с внутренними источниками тепла интенсивностью

$$q_v = \frac{S}{h'}. \quad (6.16)$$

В задаче с граничными условиями III рода коэффициент теплоотдачи на поверхности равен

$$\alpha = \frac{\lambda}{h'}. \quad (6.17)$$

Начальное условие можно включить в любую из этих задач, а в другой принимать $t_0 = 0^\circ\text{C}$.

Решения этих задач можно получить на основе связей между задачами с внутренними источниками тепла и с переменной температурой поверхности или среды [57]:

$$t_q = t_{ад} - t_t. \quad (6.18)$$

Здесь $t_{ад}$ — адиабатическая температура к расчетному моменту времени (температура, которую принимает тело с внутренними источниками тепла при отсутствии теплообмена на всех границах); t_t — температура, получаемая из решения задачи без внутренних источников при переменной во времени температуре поверхности или среды, равной

$$\left. \begin{array}{l} t_{z=0} \\ \Phi \end{array} \right\} = \frac{1}{c\rho} \int_0^\tau q_v(\tau) d\tau. \quad (6.19)$$

Подставляя соотношение (6.18) в формулу (6.9), окончательно получаем

$$t = t_{t, I} - t_{t, III}. \quad (6.20)$$

Здесь $t_{t, I}$ и $t_{t, III}$ — соответственно решения задач без внутренних источников, но с переменной температурой поверхности и среды, равной (рис. 45 в):

$$\left. \begin{array}{l} t_{z=0} \\ \Phi \end{array} \right\} = \frac{1}{c\rho h'} \int_0^\tau S(\tau) d\tau. \quad (6.21)$$

Например, при $S = \text{const}$ в задачах с граничными условиями I и III родов надо принимать линейную зависимость от времени температуры поверхности (или среды) от времени:

$$\left. \begin{array}{l} t_{z=0} \\ \vartheta \end{array} \right\} = b\tau, \text{ где } b = \frac{S}{c\rho h'}. \quad (6.22)$$

На практике возможны случаи, когда толщина изотермического слоя меняется во времени. Такие условия могут наблюдаться в начале первого и третьего периодов годового термического цикла, когда свободная конвекция по мере своего развития проникает все глубже и глубже, пока не достигнет дна.

Задачей расчета в этом случае является определение толщины слоя, охваченного конвекцией, и температуры в этом слое. Указанные величины, по предложению А. И. Пеховича [54], могут отыскиваться путем графоаналитического решения уравнения

$$\frac{1}{c\rho} \int_0^\tau S(\tau) d\tau = \int_0^{h'} t(z) dz. \quad (6.23)$$

Интеграл в правой части этого уравнения равен площади, заключенной между кривой, выражающей начальное распределение температуры, осью температур и вертикальной прямой, соответствующей температуре в слое $0-h'$ в расчетный момент времени (рис. 46).

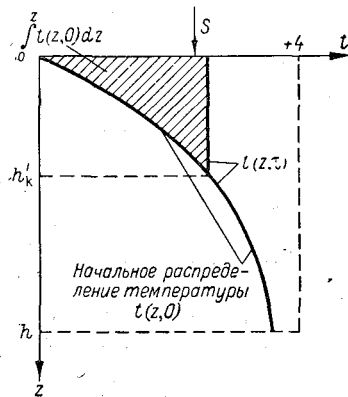


Рис. 46. К расчету температуры воды при переменной толщине изотермического слоя.

Заметим, что соотношение (6.18) имеет и самостоятельное значение в гидротермических расчетах, так как позволяет вычислять температуру воды с учетом объемного поглощения тепла солнечной радиации. Для этого надо заменить истинное распределение мощности источников (поглощение тепла) по координате «ступенчатым» распределением, принимая в каждом слое значение q_v неизменным. Все дальнейшие этапы расчетов выполняются по методике решения гидротермических задач со сложным начальным распределением температуры в очень глубоких водохранилищах. Для объяснения этого напомним, что в методе суперпозиции начальное распределение температуры рассматривается так же, как результат действия внутренних источников тепла (мгновенных).

Важно отметить, что источники тепла могут быть как постоянными, так и переменными во времени, причем в каждом слое может быть свой закон зависимости мощности источника от времени.

Пусть, например, в поверхностном слое воды толщиной h' действуют внутренние источники тепла $q_v = \text{const}$, а в нижележащих слоях $q_v = 0$. Граничное условие на поверхности воды и начальное условие показаны на рис. 47 а.

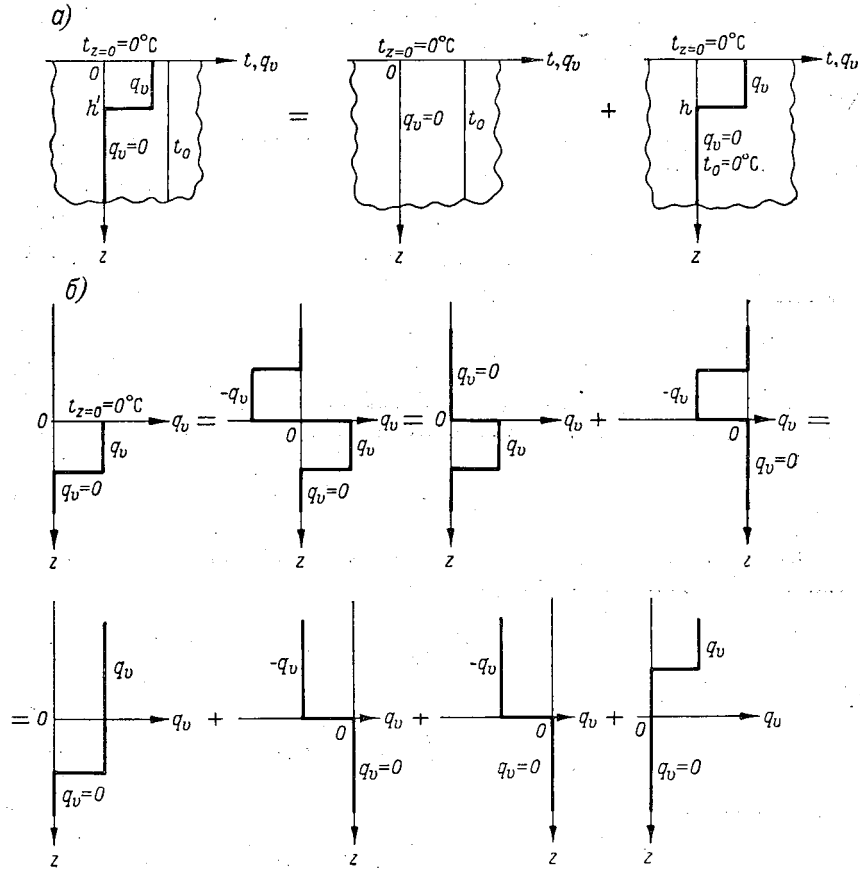


Рис. 47. Схема решения задачи с внутренними источниками тепла в поверхностном слое очень глубокого водохранилища.

а — разложение основной задачи; б — разложение источников тепла во второй слаженной задаче.

Представим эту задачу в виде суммы двух задач (рис. 47 б). Способы решения первой задачи были рассмотрены выше. Покажем, как решать вторую задачу.

Как и при расчете температуры со «ступенчатым» начальным распределением температуры, введем в рассмотрение фиктивный слой $z < 0$ с антисимметричным распределением источников, создающем на поверхности $z=0$ изотермическое условие

(рис. 47). Разложим теперь задачу с источниками тепла в неограниченном теле на четыре слагаемые задачи, соответствующие четырем составляющим источникам тепла. Каждая из этих задач может рассматриваться как элементарная. Так, например, представив распределение источников в первой задаче в виде суммы двух распределений (рис. 47), найдем решение этой задачи в виде

$$t = t_1 + t_2. \quad (6.24)$$

Применяя к каждому слагаемому правой части (6.24) формулу (6.18), получаем:

$$t_1 = t_{ад}, \quad (6.25)$$

$$t_2 = t_{ад} - t_{2,t}, \quad (6.26)$$

причем

$$t_{ад} = \frac{q_0 \tau}{2c\rho}. \quad (6.27)$$

Температура $t_{2,t}$ определяется как решение задачи с граничным условием I рода, причем температура поверхности равна

$$t_{z=0} = b\tau, \quad \text{где } b = -\frac{q_0}{2c\rho}. \quad (6.28)$$

По табл. 34 убеждаемся, что такая задача совпадает по условиям с задачей № 8. Тогда:

$$t_{2,t} = \frac{q_1 \tau}{2c\rho} \Theta_{14}. \quad (6.29)$$

и

$$t_2 = \frac{q_1 \tau}{2c\rho} (1 - \Theta_{14}). \quad (6.30)$$

Следовательно,

$$t = \frac{q_1 \tau}{c\rho} (1 - \Theta_{14}). \quad (6.31)$$

Очевидно, что решением трех остальных задач также служит выражение (6.23). Различия заключаются лишь в местоположении изотермической плоскости: во второй задаче она сдвинута на $z = h'$, в четвертой задаче — на $z = -h'$. Для практических вычислений служит график на рис. 32, причем исходные аргументы для определения параметра температуры по графику равны: в первой и третьей задачах $Fo = \frac{a\tau}{z^2}$, во второй задаче

$$Fo = \frac{a\tau}{(z - h')^2}, \quad \text{в четвертой задаче } Fo = \frac{a\tau}{(z + h')^2}.$$

6.6. Расчет температуры воды в период наполнения водохранилищ

Тепловой режим водохранилищ в период наполнения исследован менее подробно, чем в период эксплуатации. Недостаточно изучен и гидравлический режим, который в это время является неустановившимся. До последнего времени при изучении неустановившегося гидравлического режима основное внимание уделялось так называемому волновому режиму, наблюдающемуся, например, при пусках воды на вышерасположенных ГЭС или при прорывах заторов и зажоров. Данное обстоятельство существенно усложняет задачу расчета температуры воды, так как особенности термических условий в период наполнения в первую очередь определяются своеобразием кинематического режима.

Одним из первых исследований, в котором была поставлена задача разработать методику гидротермического расчета водохранилищ при наполнении, является работа А. И. Пеховича и В. М. Жидких [60], в которой рассмотрены три кинематические схемы наполнения водохранилищ: схемы «перемешивания», «поршня» и «налива».

При схеме перемешивания поступающая вода полностью перемешивается с водой, уже имеющейся в водохранилище, причем время смешения мало по сравнению с длительностью расчетного периода времени. В этом случае задачей теплового расчета водохранилища является определение хода во времени средней во всем объеме водохранилища температуры воды. При поршневой схеме наполнения поступающая вода вытесняет имеющуюся в водохранилище воду, действуя наподобие поршня. При схеме налива перемешивание также не происходит, но поступающая вода распространяется поверх имеющейся воды. В задачу теплового расчета водохранилищ, наполнение которых происходит по второй и третьей схемам, входит определение изменений температуры как во времени, так и по глубине.

Осуществление на практике той или иной схемы наполнения зависит от многих факторов: морфометрических характеристик водохранилища, местоположения притоков, расходов поступающей и сбрасываемой воды, скоростей течений, соотношения между температурой воды в водохранилище и температурой притоков, характера термической стратификации, интенсивности турбулентного перемешивания, направления и интенсивности теплообмена с атмосферой и др. Сложность и недостаточная изученность процессов наполнения водохранилищ заставляют часто при выборе расчетной схемы наполнения обращаться к методу аналогов или методу гидравлического моделирования. Не малое значение имеет также и инженерный опыт проектировщика. Можно указать, что схема перемешивания наиболее часто возникает в начальный период наполнения при больших скоростях

подъема уровня воды и интенсивных течениях. Возможность осуществления этой схемы возрастает при неустойчивой температурной стратификации воды.

По схеме поршня наполняются обычно крупные малопроточные водохранилища. Так, например, наполнение Братского водохранилища происходило именно по этой схеме, за исключением весьма непродолжительного начального периода времени.

Необходимым условием наполнения водохранилищ по схеме налива является наличие устойчивой вертикальной стратификации водной толщи. Следовательно, в диапазоне температур выше 4°C необходимо, чтобы $t_{\text{пр}} > t_0$, а в диапазоне температур ниже 4°C , наоборот, $t_{\text{пр}} < t_0$. Если это условие выполнено, то преобладающим становится влияние турбулентного перемешивания. Практически задача сводится к отысканию условий гидродинамической устойчивости поверхности раздела между «наливаемой» водой и водой, имеющейся в водохранилище:

$$V < V_{\text{кр}}. \quad (6.32)$$

Подробное рассмотрение этого вопроса, которому посвящена обширная литература (см., например [2]), не входит в нашу задачу. Поэтому мы ограничимся указанием, что приближенные значения $V_{\text{кр}}$ можно найти по формуле [41]

$$V_{\text{кр}} = 0,386 \sqrt{gh_1 \left(\frac{\Delta\rho}{\rho}\right)^{2/3}}, \quad (6.33)$$

где h_1 — толщина верхнего слоя, ρ — плотность воды в нижнем слое, $\Delta\rho$ — перепад плотности воды между слоями.

Рассмотрим методику теплового расчета водохранилищ для перечисленных выше трех основных схем наполнения.

Как отмечалось ранее, задачей расчета теплового режима водохранилища, наполнение которого происходит по схеме перемешивания, является определение хода во времени средней по объему температуры воды \bar{t}_v . Для этого служит уравнение теплового баланса для водохранилища в целом, имеющее вид:

$$c\rho [v_0 + (Q_{\text{пр}} - Q_{\text{сб}}) \tau] \frac{d\bar{t}_v}{d\tau} = c\rho Q_{\text{пр}} (t_{\text{пр}} - \bar{t}_v) + SF. \quad (6.34)$$

Левая часть уравнения 6.34 характеризует изменение теплового содержания водохранилища, правая часть — поступление и расход тепла через поверхность воды и с водой притоков.

Разобьем весь расчетный промежуток времени на отдельные интервалы, внутри которых можно принять постоянными величины $Q_{\text{пр}}$, $Q_{\text{сб}}$, $t_{\text{пр}}$ и SF , и проинтегрируем уравнение (6.34)

в пределах $0-\tau$ и $t_0-\bar{t}_v$. После простейших преобразований получим следующую расчетную формулу:

$$\bar{t}_v = t_{\text{пр}} + \frac{SF}{c\rho Q_{\text{пр}}} - \left(t_{\text{пр}} + \frac{SF}{c\rho Q_{\text{пр}}} - t_0 \right) \times \left[\frac{v_0}{v_0 + (Q_{\text{пр}} - Q_{\text{сб}})\tau} \right]^{\frac{Q_{\text{пр}}}{Q_{\text{пр}} - Q_{\text{сб}}}}. \quad (6.35)$$

Вводя обозначения:

$$t_{\text{экр}} = t_{\text{пр}} + \frac{SF}{c\rho Q_{\text{пр}}}; \quad k_Q = \frac{Q_{\text{сб}}}{Q_{\text{пр}}}; \quad K_v = \frac{(Q_{\text{пр}} - Q_{\text{сб}})\tau}{V_0} = \frac{tV}{V_0}, \quad (6.36)$$

представим формулу (6.35) в безразмерном виде:

$$\Theta = \frac{\bar{t}_v - t_{\text{экр}}}{t_0 - t_{\text{экр}}} = \left(\frac{1}{1 + K_v} \right)^{\frac{1}{1 - k_Q}}; \quad (6.37)$$

расчетная формула имеет вид:

$$\bar{t}_v = t_{\text{экр}} + \Theta (t_0 - t_{\text{экр}}). \quad (6.38)$$

При наполнении водохранилища по схеме поршня перемешивание воды не происходит, а поступающая вода замещает (вытесняет) равный объем уже имеющейся в водохранилище воды.

Порядок постановки и методические основы решения гидротермических задач при данной схеме наполнения аналогичны тем, которые были рассмотрены выше применительно к расчету температуры воды в водохранилище при постоянном уровне. Различия состоят в том, что для периода наполнения, помимо изменчивости во времени граничных условий и коэффициентов тепло- и температуропроводности воды, надо учитывать и изменчивость глубины.

Так, например, если водохранилище относится к типу мелких (в термическом отношении), то средняя по вертикали температура воды вычисляется из уравнения теплового баланса по формуле

$$\bar{t}(\tau) = \frac{1}{c\rho} \int_0^\tau \frac{S(\tau)}{h(\tau)} d\tau. \quad (6.39)$$

Практические способы учета изменений во времени глубины воды при расчете глубоких и очень глубоких водохранилищ не отличаются от способов учета изменчивости коэффициента теплопроводности, рассмотренных в разделе 5.

Заметим, что при определении зависимости глубины воды от времени должен учитываться не только подъем уровня воды $\Delta z(\tau)$, но и изменчивость отметок дна по течению $h'(\tau)$ (при расчете проточных водохранилищ), т. е.

$$h(\tau) = \Delta z(\tau) + h'(\tau), \quad (6.40)$$

причем

$$\Delta z(\tau) = \int_0^{\tau} \frac{Q_{\text{пр}} - Q_{\text{сб}}}{F} d\tau. \quad (6.41)$$

Для решения, хотя и приближенного, задачи расчета температуры воды при наполнении водохранилища по схеме налива также может использоваться методика гидротермических расчетов, изложенная в предыдущих разделах. Для этого представим поступление (расход) тепла с водой притоков как источник тепла, действующий у поверхности воды. Тогда уравнение теплового баланса, являющееся граничным условием у поверхности воды, можно записать в виде:

$$-\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z=0} = \alpha(\vartheta - t_{z=0}) + S_R + S_u + \frac{c\rho Q_{\text{пр}}}{F}(t_{\text{пр}} - t_{z=0}). \quad (6.42)$$

Если обозначить

$$\alpha_{\text{экв}} = \alpha + \frac{c\rho Q_{\text{пр}}}{F} \quad (6.43)$$

и

$$\vartheta_{\text{экв}} = \frac{\alpha\vartheta + S_R + S_u + \frac{c\rho Q_{\text{пр}} t_{\text{пр}}}{F}}{\alpha_{\text{экв}}}, \quad (6.44)$$

то уравнение (6.42) формально приводится к виду граничного условия III рода:

$$-\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z=0} = \alpha_{\text{экв}}(\vartheta_{\text{экв}} - t_{z=0}). \quad (6.45)$$

Таким образом, методика гидротермического расчета водохранилища при наполнении по схеме налива не отличается от методики решения гидротермических задач при граничных условиях III рода, если коэффициент теплообмена и температура среды вычислены по формулам (6.43) и (6.44).

7. ПРИМЕРЫ РАСЧЕТА ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ВОДОХРАНИЛИЩ И СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДАННЫМИ НАБЛЮДЕНИЙ

В настоящей главе содержатся примеры расчета температурного режима водохранилищ на основе использования материалов предыдущих глав. В качестве объектов для расчета выбраны Красноярское, Братское и Камское водохранилища. Такой выбор объясняется следующим.

Во-первых, эти водохранилища существенно отличаются друг от друга по морфометрическим характеристикам, способу регулирования стока, метеорологическим условиям района и другим признакам. Поэтому удается показать порядок пользования изложенной выше методикой решения гидротермических задач для различных условий.

Во-вторых, по этим водохранилищам имеются подробные материалы натуральных наблюдений, поэтому можно сопоставить данные расчетов и наблюдений, указать причины расхождений и наметить пути их устранения.

7.1. Расчет температуры воды в Красноярском водохранилище в течение годового термического цикла 1968-69 г.

Рассмотрим расчет температуры воды в период с мая 1968 г. по апрель 1969 г.

Анализ натуральных данных, приведенный в п. 2.2, показывает, что по условиям формирования термического режима в Красноярском водохранилище можно выделить два участка.

Первый (верхний) участок располагается между пос. Батени и Донниково. Протяженность участка 196 км, средняя ширина и глубина соответственно 5420 и 37 м (при НПУ 24 м усл.). Участок имеет озеровидную форму, скорости течения относительно невелики (рис. 48).

Второй (нижний) участок между пос. Донниково и Шумиха имеет в плане правильное очертание, близкое к прямоугольному. Длина участка 51 км, средняя ширина и глубина соответственно 1196 и 56 м. Скорости течения на этом участке значительно больше.

Морфометрические характеристики приведены в табл. 36.

Расчет температуры воды будем вести отдельно для каждого из участков.

7.1.1. Первый участок. Как отмечалось в гл. 5, в тепловом расчете водохранилища удобно выделять два этапа. Первый этап заключается в постановке задачи, а именно в назначении всех величин, входящих в условия однозначности (начальной температуры, составляющих теплового баланса, глубины воды, коэффициентов тепло- и температуропроводности), и в определении типа водохранилища по проточности и по глубине. Для этого используются материалы разделов 3—5. На вто-

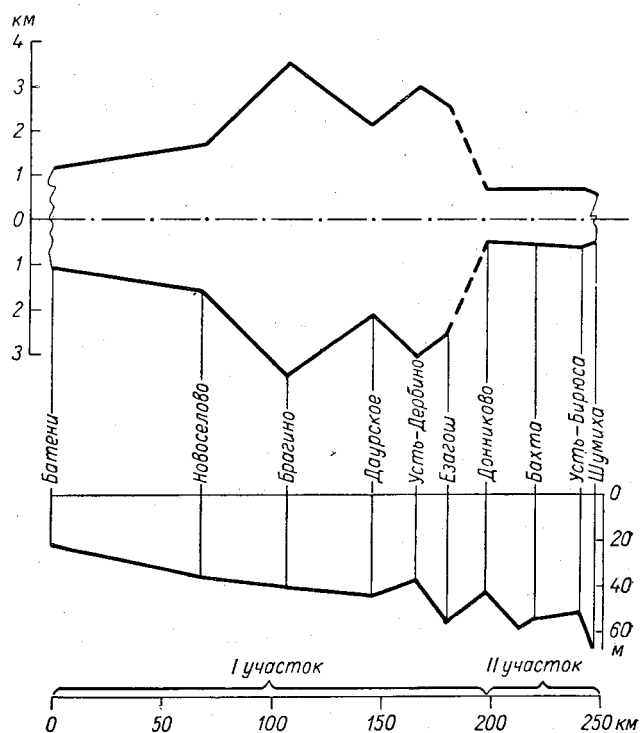


Рис. 48. Схематический план и профиль Красноярского водохранилища.

ром этапе производится собственно расчет температуры воды с учетом конкретного характера зависимости условий однозначности от определяющих аргументов. Методика расчета основывается на приемах решения гидротермических задач со сложными условиями, изложенных в разделе 6.

Назначение исходных данных. Будем вначале рассматривать первый участок Красноярского водохранилища как слабопроточный водоем, а затем проверим это предположение.

В качестве расчетного выберем створ Дербино. Средняя глубина воды в створе (h) и расход воды (q) даны в табл. 37.

Таблица 36

Морфометрические характеристики Красноярского водохранилища при НПУ
24 м усл.

Створ	Расстояние от устья, км	Площадь сечения, тыс. м ²	Ширина, м	Глубина, м
Батени	2624	46	2300	21
Новоселово	2556	114	3300	35
Брагино	2519	285	7000	41
Даурское	2480	195	4250	45
Усть-Дербино	2460	240	6300	38
Езагаш	2445	290	5100	56
Донниково	2430	49,5	1130	44
Ошарово	2415	69	1140	60
Бахша	2410	76	1270	58
Усть-Бирюса	2386	70,8	1250	52
Шумиха	2370	67,8	970	72

Весной 1968 г. водохранилище вскрылось ото льда в первой декаде мая. К 17 мая температура воды была 2,6°C, причем по глубине температура была практически одинаковой. Примем эту дату за начальный момент времени ($\tau=0$), а температуру $t_0=2,6^\circ\text{C}$ — за начальную температуру.

Таблица 37

Исходные данные для термического расчета Красноярского водохранилища

Месяц	q м ³ /с	h_1 м	ϕ_1 °С	S_1 Вт/м ²	a_1 м ² ·°С	$\phi_{\text{эф}}$ °С	$S_{\text{дн}}$ Вт/м ²	Коэффициент теплопроводности, Вт/м·°С		a_1 м ² /ч
								$\lambda_K \cdot 10^4$	λ_V	
V	3550	28	9,9	183	14	10,6	—	10,4	—	—
VI	2600	31	13,6	119	14	37,7	—	—	812	0,70
VII	2600	34	15,1	106	10	45,1	—	—	822	0,71
VIII	2300	36	5,0	-3,5	12	16,1	—	7	711	0,61
IX	2300	36	1,0	-158	13	3,0	—	8,7	—	—
X	1600	36	-13,5	-190	14	—	—	10,4	—	—
XI	1500	36	-22,5	-438	13	—	—	10,4	—	—
XII	1500	34	—	-464	12	—	4,6	10,4	482	0,42
I	1500	33	—	—	—	—	3,5	—	482	0,42
II	1500	32	—	—	—	—	2,3	—	482	0,42
III	1500	30	—	—	—	—	2,3	—	482	0,42
IV	1200	25	—	—	—	—	0	—	406	0,35

Для назначения граничного условия на поверхности воды вычислим составляющие теплового баланса S_R , S_u и S_K по формулам (3.7), (3.11) и (3.14). Значения метеорологических характеристик ϕ , W , e и n примем по данным наблюдений на ГМС Красноярск—Опытное поле. Результаты расчета теплового

баланса на поверхности воды $S = S_R + S_u + S_k$, эффективной температуры воздуха $\theta_{в. ср}$ и коэффициента теплоотдачи α даны в табл. 37. Для периода ледостава граничным условием на поверхности воды является постоянная температура $t_{п} = 0^\circ\text{C}$.

Граничное условие на дне назначим после определения типа водохранилища по глубине.

Перейдем к определению коэффициента теплопроводности воды. В начале расчетного периода времени, когда температура воды ниже 4°C (первый период годового термического цикла), преобладающим является свободноконвективное перемешивание. Вычисляем критерий Релея по формуле (4.39). Для этого, принимая приближенно $\bar{t} = 2-3^\circ\text{C}$, имеем: $\beta \approx 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$; $\nu_{\phi} = 5 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{ч}$; $\alpha_{\phi} = 0,5 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{ч}$. Вычисляем $Ra \approx 1,5 \cdot 10^{12}$, далее по формуле (4.41) находим $Nu = 1,8 \cdot 10^5$ и $\lambda_k = \lambda_{\phi} Nu \approx 10,4 \times 10^5 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{C})$.

После того как вода прогреется до 4°C , свободная конвекция прекращается и преобладающим становится турбулентное перемешивание — ветровое или динамическое. Заметим, что на Красноярском водохранилище в летнее время сильные ветры наблюдаются редко и действуют кратковременно. Поэтому при назначении коэффициента теплопроводности целесообразно учитывать лишь динамическое перемешивание. Так как известен расход воды, то для вычисления λ_v воспользуемся формулой К. И. Россинского (4.38). Значения λ_k и λ_v даны в табл. 37.

Теперь перейдем к определению типа водохранилища по глубине.

В мае при $\bar{t} < 4^\circ\text{C}$ критерий $Bi < 0,2$, так как благодаря интенсивному свободноконвективному перемешиванию $\lambda_k \rightarrow \infty$. Следовательно, первый участок Красноярского водохранилища в это время надо рассматривать как мелкий (в термическом отношении) водоем (см. табл. 30).

В период нагревания воды выше 4°C , когда преобладает динамическое турбулентное перемешивание, значения λ_v меньше.

Так, например, в июне $\lambda_v = 812 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{C})$ и $Bi = \frac{\alpha h}{\lambda_v} = 0,53$.

Так как $Bi > 0,2$, то для определения типа водохранилища по глубине надо сопоставить значения критериев Fo и $Fo_{кр}$. Расчеты показывают, что $Fo > Fo_{кр}$, и, следовательно, в это время первый участок Красноярского водохранилища надо рассматривать как глубокий водоем.

Аналогичный анализ для периодов осеннего (третий период годового термического цикла) и предледоставного охлаждения (четвертый период) показывает, что в третьем периоде Красноярское водохранилище можно рассматривать как мелкое, а в четвертом периоде — как глубокое водохранилище.

Для определения типа водохранилища по глубине в период ледостава (пятый период годового термического цикла) надо

вычислить значения критериев Fo_1 и Fo и затем сопоставить их с $Fo_{1\text{кр}}$ (табл. 33) и $Fo_{2\text{кр}} \approx 0,15$.

Вначале о критериях Fo и $Fo_{2\text{кр}} \approx 0,15$. Легко убедиться, что при длительности расчетного промежутка времени $\tau \geq 10$ сут критерий $Fo = \frac{a\tau}{h^2} > 0,15$.

Что касается критериев Fo_1 и $Fo_{1\text{кр}}$, то их сопоставление позволяет косвенно оценить влияние теплоотдачи ложа на термический режим воды. Критерий $Fo_1 = \frac{a_1\tau_1}{h_1^2}$ вычисляется для периода времени τ_1 , когда температура воздуха $\phi > 10^\circ\text{C}$ (ложе накапливает тепло). В нашем случае это период времени с мая по август. Так как коэффициент a_1 в мае существенно больше, чем в остальные месяцы, то будем вычислять Fo_1 отдельно для мая и июня—августа, а затем сложим полученные результаты:

$$Fo_1 = \frac{90 \cdot 744}{784} + \frac{0,7 \cdot 2208}{1160} \approx 87.$$

По табл. 33 находим, что $Fo_{1\text{кр}} \leq 5$. Окончательно имеем: $Fo_1 > Fo_{1\text{кр}}$ и $Fo > Fo_{2\text{кр}} \approx 0,15$. Следовательно, в течение пятого периода годового термического цикла первый участок надо рассматривать как мелкий водоем и при расчете температуры воды необходимо учитывать теплообмен с грунтом дна. Значения $S_{\text{дн}}$ даны в табл. 37.

Вернемся теперь к вопросу о степени проточности Красноярского водохранилища и проверим сделанное выше предположение, что первый участок является слабопроточным водоемом.

Имеем: $L = 196$ км; $a \approx 0,5$ м²/ч; $h = 35$ м; $u \approx 360$ м/ч. По формуле (5.18) при $\tau = 1$ мес = 720 ч находим

$$Fo' = \frac{a\tau}{h^2} = \frac{0,5 \cdot 720}{1125} = 0,29 \text{ и } Fo'' = \frac{aL}{Uh^2} = \frac{0,5 \cdot 196 \cdot 10^3}{360 \cdot 1225} = 0,22.$$

Так как $\frac{Fo'}{Fo''} > 1$, то сделанное выше допущение верно — первый участок можно рассматривать как слабопроточный водоем.

Расчет температуры воды будем вести отдельно для каждого из пяти периодов годового термического цикла.

Первый период. Дано: в начальный момент времени (17 мая 1968 г.) в мелком водохранилище температура равна $t_0 = 2,6^\circ\text{C}$. Плотность теплового потока на поверхности воды $S = 183$ Вт/м². Глубина воды $h = 28$ м.

Так как водохранилище относится к типу мелких, то перепад температуры по глубине незначителен и нет необходимости вычислять вертикальное распределение температуры. Практически задача заключается в определении промежутка времени Δt ,

в течение которого температура повысится от $t_0 = 2,6^\circ\text{C}$ до $\bar{t} = 4^\circ\text{C}$, и изменения температуры в течение времени τ . Воспользовавшись формулой (6.14), при $S = \text{const}$ получаем

$$\Delta\tau = \frac{c\rho h(\bar{t} - t_0)}{S} = \frac{1 \cdot 10^3 \cdot 28(4 - 2,6)}{183} = 216 \text{ час} \approx 9 \text{ сут.}$$

Следовательно, по расчету температура достигнет значения 4°C к 27—28 мая. Согласно наблюдениям, повышение температуры до 4°C произошло к 28—29 мая.

Второй период. Дано: в начальный момент времени (28 мая) в глубоком водохранилище $t_0 = 4^\circ\text{C}$. На поверхности воды происходит теплообмен с атмосферой, причем среднее значение коэффициента теплоотдачи $\alpha = 12 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot ^\circ\text{C})$. Значения

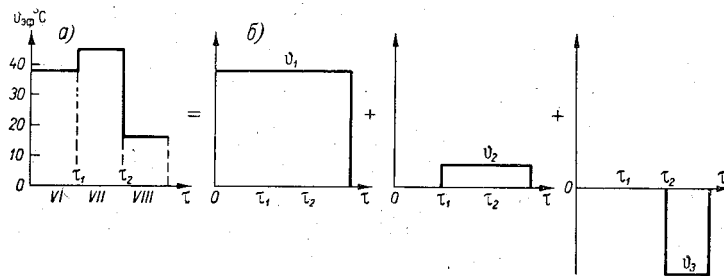


Рис. 49. Изменение во времени «эффективной» температуры воздуха при расчете температуры воды в Красноярском водохранилище во втором периоде годового термического цикла.

a — источник тепла ($\vartheta_{эф}$) в основной задаче, *b* — слагаемые источники тепла.

«эффективной» температуры воздуха, коэффициентов тепло- и температуропроводности и глубины воды даны в табл. 37.

Убедившись, что значения h , λ и a изменяются незначительно, примем в дальнейших расчетах их средние значения: $h = 33 \text{ м}$, $\lambda = 795 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{C})$ и $a = 0,69 \text{ м}^2/\text{ч}$.

В решаемой гидротермической задаче имеют место сложные граничные условия — переменная во времени «эффективная» температура воздуха (рис. 49 *a*). Воспользуемся для решения задачи приемом, описанным в п. 6.2.

Разложим решаемую задачу на три элементарных задачи (рис. 49 *b*). В первой элементарной задаче в течение всего расчетного промежутка времени τ задана эффективная температура воздуха $\vartheta_1 = \vartheta_{эф \text{ VI}} = 37,7^\circ\text{C}$. Во второй задаче начиная с 1 июля ($\tau_1 = 30 \text{ сут} = 720 \text{ ч}$) задана температура $\vartheta_2 = \vartheta_{эф \text{ III}} - \vartheta_{эф \text{ VI}} = 45,1 - 37,7 = 7,4^\circ\text{C}$. В третьей задаче начиная с 1 августа ($\tau_2 = 61 \text{ сут} = 1464 \text{ ч}$) задана температура $\vartheta_3 = \vartheta_{эф \text{ VIII}} - \vartheta_{эф \text{ VII}} = 16,1 - 45,1 = -29^\circ\text{C}$. Каждая из элементарных задач совпадает по условиям с задачей № 4 по табл. 34.

Найдем вначале длительность второго периода годового термического цикла, окончание которого совпадает с моментом достижения температуры на поверхности воды максимального значения. Расчетная формула для температуры поверхности воды ($\eta=0$) имеет вид

$$t = t_0 + t_1 + t_2 + t_3 = t_0 + \Theta_1(\vartheta_1 - t_0) + \Theta_2\vartheta_2 + \Theta_3\vartheta_3.$$

Для определения параметра температуры Θ_1 , Θ_2 и Θ_3 служит рис. 32 а (или, при $Fo > 0,5$ — рис. 28 г, д), причем исходные аргументы равны:

для определения параметра Θ_1

$$Fo_1 = \frac{a\tau}{h^2}, \quad Bi = \frac{ah}{\lambda} = \frac{12 \cdot 33}{795} = 0,48;$$

для определения параметра Θ_2

$$Fo_2 = \frac{a(\tau - \tau_1)}{h^2}, \quad Bi = 0,48;$$

для определения параметра Θ_3

$$Fo_3 = \frac{a(\tau - \tau_3)}{h^2}, \quad Bi = 0,48.$$

Ход и результаты вычисления температуры поверхности воды приведены в табл. 3.8. Как видим, максимальных значений $t_{\text{н}}$ достигает в первой декаде августа.

Таблица 38

Расчет температуры поверхности воды на первом участке Красноярского водохранилища

Дата	1-я задача			2-я задача			3-я задача			$t = t_0 + t_1 + t_2 + t_3$ °C
	Fo	Θ	t_1	Fo	Θ	t_2	Fo	Θ	t_3	
10/VI	0,154	0,19	7,9	—	—	—	—	—	—	11,9
20/VI	0,308	0,25	10,4	—	—	—	—	—	—	14,4
30/VI	0,462	0,30	12,5	—	—	—	—	—	—	16,5
10/VII	0,616	0,34	14,2	0,154	0,19	1,4	—	—	—	19,6
20/VII	0,769	0,39	16,2	0,308	0,25	1,8	—	—	—	22,0
31/VII	0,938	0,42	17,5	0,476	0,30	2,2	—	—	—	23,7
10/VIII	1,09	0,46	19,2	0,670	0,35	2,6	0,154	0,19	-5,5	20,3
20/VIII	1,25	0,49	20,4	0,786	0,38	2,8	0,308	0,25	-7,3	19,9

Найдем распределение температуры по глубине на 10 августа. Расчетная формула имеет вид

$$t = t_0 + K [\Theta_1(\vartheta_1 - t_0) + \Theta_2\vartheta_2 + \Theta_3\vartheta_3].$$

Следовательно, третий период годового термического цикла на первом участке заканчивается 6 декабря.

Четвертый период. Дано: в глубоком водохранилище начальная температура (на 6 декабря 1968 г.) равна $t_0=4^\circ\text{C}$. Глубина водохранилища $h=34$ м. Коэффициенты тепло- и температуропроводности воды: $\lambda=484$ Вт/(м·°С) и $a=0,42$ м²/ч. Тепловой поток на поверхности воды $S=-465$ Вт/м².

В задачу расчета входит определение даты понижения температуры воды на поверхности до $t_n=0^\circ\text{C}$ и вертикального распределения температуры на эту дату.

Решаемая гидротермическая задача совпадает по условиям с задачей № 3 по табл. 34. Вычисляем параметр температуры

$$\Theta_{\eta=0} = \frac{(t_n - t_0) \lambda}{Sh} = \frac{(0 - 4) \cdot 484}{-465 \cdot 34} = 0,124$$

и по рис. 27 при $\eta=0$ находим $Fo \approx 0,2$; откуда искомое время понижения температуры t_n до значения 0°C равно

$$\tau = \frac{Fo h^2}{a} = \frac{0,02 \cdot 1156}{0,42} = 55 \text{ ч} \approx 2 - 3 \text{ сут.}$$

Таким образом, к 8—9 декабря температура на поверхности понижается до 0°C , начинается образование льда и наступает пятый период годового термического цикла.

Найдем вертикальное распределение температуры воды на эту дату. Из анализа расчетного графика (рис. 27) видно, что при $\eta \geq 0,4 \div 0,5$ параметр температуры $\Theta=0$, т. е. температура воды постоянна. Иными словами, вследствие очень малой продолжительности четвертого периода температурные колебания не успевают распространиться до дна и водохранилище можно рассматривать как очень глубокое. Поэтому для расчета вертикального распределения температуры воспользуемся задачей № 11 по табл. 34. Расчетная формула для температуры воды имеет вид

$$t = t_0 + \Theta \frac{Sz}{\lambda},$$

где Θ — параметр температуры, определяемый по рис. 35 в зависимости от аргумента $Fo_z = \frac{a\tau}{z^2}$. Ход и результаты вычислений приведены в табл. 40.

Пятый период. Дано: распределение по глубине начальной температуры на 8 декабря 1968 г. (табл. 40), значения теплоотдачи грунта дна, коэффициентов тепло- и температуропроводности воды и глубины (табл. 37).

Найдем вертикальное распределение температуры на 1 апреля 1969 г.

Разложим решаемую гидротермическую задачу на две слабые задачи, показанные на рис. 51.

Таблица 40

Расчет вертикального распределения температуры на первом участке Красноярского водохранилища на 8 декабря 1968 г.

z м	Fo _z	Θ	t °C	z м	Fo _z	Θ	t °C
0	—	—	0	20	0,058	0	4
5	0,925	0,368	2,2	25	0,037	0	4
10	0,231	0,040	3,6	30	0,026	0	4
15	0,103	0,004	3,9	34	0,022	0	4

Первая слагаемая задача по граничным условиям совпадает с задачами № 1—2 (табл. 34), но отличается от них более сложным начальным условием. Воспользуемся для решения этой задачи приемом, изложенным в п. 6.3: представим заданное

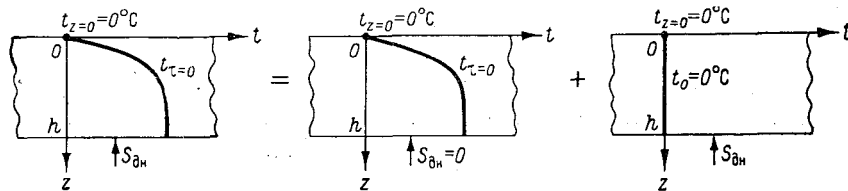


Рис. 51. Схема расчета температуры воды в Красноярском водохранилище в пятом периоде годового термического цикла.

начальное распределение температуры как промежуточное распределение в задаче с более простым начальным условием. Примем в качестве «простого» начального условия одинаковую по глубине температуру $t_H = 4,05^\circ\text{C}$. Тогда для дальнейших расчетов будем пользоваться задачей № 1 (рис. 25). Вычислим па-

раметр температуры $\Theta = \frac{t_{\tau=0}}{t_H}$ при различных $\eta = \frac{z}{h}$:

z м	0	5	10	15	20	25	30	34
η	0	0,15	0,29	0,44	0,59	0,74	0,88	1
$t_{\tau=0}^\circ\text{C}$	0	2,2	3,6	3,9	4	4	4	4
Θ	0	0,544	0,890	0,965	0,99	0,99	0,99	0,99

По рис. 25 убеждаемся, что вычисленная кривая $\Theta = f(\eta)$ близка к кривой графика при $Fo = 0,02$. Следовательно, в дальнейшем решении первой слагаемой задачи критерий Fo надо вычислять как сумму $Fo = 0,02 + \frac{a\tau}{h^2}$ и в расчетную формулу для температуры воды (см. графу 5 табл. 34) подставлять $t_H = 4,05$.

Вторая слагаемая задача по условиям совпадает с задачей № 7 по табл. 34. Окончательно расчетная формула для температуры воды имеет вид

$$t = t_1 + t_2 = \Theta_1 t_n + \Theta_2 \frac{S_{\text{дн}} h}{\lambda}.$$

Параметры температуры Θ_1 и Θ_2 находятся по рис. 25 и 31. Исходные аргументы равны:

для определения параметра Θ_1

$$Fo_1 = Fo_n + \frac{a\tau}{h^2} = 0,02 + \frac{0,42 \cdot 2712}{1024} = 1,13 \text{ и } \eta = \frac{z}{h};$$

для определения параметра Θ_2

$$Fo_2 = \frac{a\tau}{h^2} = \frac{0,42 \cdot 2712}{1024} = 1,11 \text{ и } \eta = \frac{z}{h}.$$

Ход и результаты вычисления температуры воды на 1 апреля 1969 г. показаны в табл. 41.

Таблица 41

Расчет вертикального распределения температуры на первом участке Красноярского водохранилища на 1 апреля 1968 г.

Глубина		1-я задача		2-я задача		t °C
z м	$\eta = z/h$	Θ_1	t ₁ °C	Θ_2	t ₂ °C	
0	0	0	0	0	0	0
5	0,15	0,015	0,06	0,13	0,03	0,1
10	0,29	0,050	0,20	0,25	0,06	0,3
15	0,44	0,065	0,26	0,40	0,09	0,4
20	0,59	0,080	0,32	0,55	0,12	0,4
25	0,74	0,090	0,36	0,69	0,15	0,5
30	0,88	0,100	0,40	0,83	0,18	0,6
34	1	0,100	0,40	0,94	0,22	0,6

7.1.2. Второй участок. Выполним расчет температуры воды в пятом периоде годового термического цикла (зимний режим под ледяным покровом).

За начальный момент времени примем дату замерзания водохранилища (10 декабря 1968 г.), когда $t_0 = 2,9^\circ\text{C}$. На поверхности задана постоянная температура $t_n = 0^\circ\text{C}$, на дне — адиабатическое условие $\frac{\partial t}{\partial z} = 0$. Глубина воды $h = 61$ м. Коэффициент турбулентной теплопроводности $a = 0,25$ м²/ч.

Решаемая гидротермическая задача по условиям совпадает с задачей № 1 по табл. 34. Расчетная формула для температуры воды имеет вид

$$t = t_n + \Theta (t_0 - t_n).$$

Параметр Θ находится по рис. 25, исходные данные $Fo = \frac{a\tau}{h^2}$ (табл. 42) и $\eta = \frac{z}{h}$.

Результаты расчета температуры воды приведены в табл. 43. Сопоставление данных наблюдений и расчетов показывает (табл. 44), что в течение большей части зимнего периода вычисленные значения температуры воды удовлетворительно согласуются с наблюдаемыми.

Начиная с марта расхождения увеличиваются. Объясняется это тем, что в конце зимы, особенно после таяния снежного покрова на льду, температура воды повышается за счет поглощения солнечной радиации, проникающей через лед.

Таблица 42

Значения критерия $Fo = \frac{a\tau}{h^2}$		
Дата	τ часы	Fo
1/I 1969	504	0,03
1/II	1248	0,08
1/III	1920	0,13
1/IV	2664	0,18
1/V	3384	0,23

Таблица 43

Расчет температуры воды на втором участке Красноярского водохранилища

η	1 января		1 февраля		1 марта		1 апреля		1 мая	
	Θ	t °C	Θ	t °C	Θ	t °C	Θ	t °C	Θ	t °C
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,2	0,60	1,7	0,39	1,1	0,32	0,9	0,27	0,8	0,23	0,7
0,4	0,90	2,6	0,68	2,0	0,57	1,7	0,49	1,4	0,42	1,2
0,6	0,99	2,9	0,87	2,5	0,76	2,2	0,66	1,9	0,58	1,7
0,8	1	2,9	0,95	2,8	0,87	2,5	0,78	2,3	0,68	2,0
1	1	2,9	0,97	2,8	0,89	2,6	0,82	2,4	0,72	2,1

Таблица 44

Сопоставление данных натуральных наблюдений и расчетов для второго участка Красноярского водохранилища

Натурные данные		Расчетная температура на конец месяца, °C
дата	средняя температура на профиле, °C	
30/I 1969 г.	1,95	1,9
27/II	1,88	1,7
27/III	1,86	1,5
24/IV	1,7	1,3

7.2. Расчет температуры воды в Братском водохранилище

Ниже приводится расчет температуры воды в приплотинной части водохранилища в осенне-зимний период 1964-65 г.

7.2.1. Период осеннего и предледоставного охлаждения. *Назначение исходных данных.* Как и при расчете для Красноярского водохранилища, примем вначале, что Братское водохранилище относится к типу слабопроточных, а затем проверим это предположение. При расчете слабопроточных водохранилищ исходные данные (начальная температура, тепловые условия на поверхности воды и на дне, коэффициенты тепло- и температуропроводности и глубина воды) назначаются для района расчетной вертикали; в нашем случае это вертикаль вблизи плотины Братской ГЭС, наблюдения на которой ведутся Гидропроектом им. С. Я. Жука.

Глубина воды на постоянной вертикали осенью 1964 г. составляла $h=90$ м.

За начальное условие задачи примем температуру воды на 23 октября 1964 г.: $t_0=5^\circ\text{C}$.

Для определения граничных условий на поверхности воды, т. е. составляющих теплового баланса S_R , S_u и S_K (или, что то же самое, «эффективной» температуры воздуха ϑ_a и коэффициента теплоотдачи α), воспользуемся материалами наблюдений ГМС Братск. Анализ хода температуры воздуха и скорости ветра показал, что величины ϑ и W с достаточной точностью могут быть приняты равными: с 23 октября по 15 ноября $\vartheta=-4^\circ\text{C}$ и $W=2,8$ м/с, а после 15 ноября $\vartheta=-12,8^\circ\text{C}$ и $W=5,3$ м/с. Средняя облачность и влажность в течение расчетного промежутка времени равны: $n=0,8$ и $e=10$ мб.

Используя формулы [7.3], [11.3] и [14.3], получим:

для периода 23 октября — 15 ноября $S_R=-73,5$ Вт/м², $S_u=-34,9$ Вт/м², $S_K=-102,3$ Вт/м², $\vartheta_a=14^\circ\text{C}$ и $\alpha=11,6$ Вт/(м²·°C);

для периода после 15 ноября $S_R=-73,5$ Вт/м², $S_u=-51,2$ Вт/м², $S_K=-274$ Вт/м², $\vartheta_a=-20,4^\circ\text{C}$ и $\alpha=17$ Вт/(м²·°C).

Таким образом, граничное условие на поверхности воды можно записать в виде

$$-\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z=0} = S \text{ или } -\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z=0} = \alpha (\vartheta_a - t_{z=0}),$$

где для первого расчетного интервала времени (23 октября — 15 ноября) $S=-210,8$ Вт/м², $\vartheta_a=-14^\circ\text{C}$ и $\alpha=11,6$ Вт/(м²·°C), для второго расчетного интервала времени (после 15 ноября) $S=-398,5$ Вт/м², $\vartheta_a=-20,4^\circ\text{C}$ и $\alpha=17$ Вт/(м²·°C).

Граничным условием на дне служит $\frac{\partial t}{\partial z} = 0$, так как ледостав отсутствует.

Для назначения коэффициента теплопроводности воды определим преобладающий вид перемешивания водных масс. Расчетный интервал времени охватывает часть третьего периода и весь четвертый период годового термического цикла. В третьем периоде преобладает свободноконвективное перемешивание, в четвертом периоде — ветровое турбулентное перемешивание. Воспользуемся для определения λ_k и λ_w материалами раздела 4 и найдем $\lambda_k = 1,16 \cdot 10^5$ Вт/(м·°С) и $\lambda_w = 0,6 \cdot 10^4$ Вт/(м·°С).

Определим теперь степень проточности водохранилища. Вычислив для периода 23 октября — 15 ноября критерий $Fo' = 6,8$ и найдя по табл. 29 $Fo'' = 0,8$ (так как имеем $Bi = \frac{\alpha h}{\lambda} = \frac{11,6 \cdot 90}{1,16 \cdot 10^5} = 0,009$), убеждаемся, что в это время Братское водохранилище следует считать слабопроточным водоемом, поскольку $Fo' > Fo''$.

Для периода после 15 ноября имеем: $Fo' \approx 0,27$ и $Fo'' = 0,7$ (так как $Bi = \frac{\alpha h}{\lambda_w} = \frac{17 \cdot 90}{0,6 \cdot 10^4} \approx 0,27$): Следовательно, $Fo' < Fo''$

и Братское водохранилище надо рассматривать как проточное.

Найдем расстояние от расчетной вертикали до начальной. Скорость течения в приплотинной части, согласно наблюдениям Гидропроекта и Братской ГМО, может быть принята равной $U = 18$ м/ч. Тогда $L = U\tau = 18,432 = 7,8$ км. Как видим, расстояние L невелико. Поэтому можно считать, что метеоусловия на этом участке изменяются мало, а температурный режим воды с достаточной точностью характеризуется ходом температуры на расчетной вертикали. Глубина воды также изменяется незначительно и равна в среднем 90 м.

Определим теперь тип водохранилища по глубине. Для этого вычислим критерий Био $Bi = \frac{\alpha h}{\lambda}$: для периода 23 октября —

15 ноября $Bi = \frac{11,6 \cdot 90}{1,16 \cdot 10^5} = 0,009$; для последующего периода вре-

мени $Bi = \frac{17 \cdot 90}{0,6 \cdot 10^4} \approx 0,27$. По табл. 30 убеждаемся, что при $Bi =$

$= 0,009 < 0,2$ Братское водохранилище можно рассматривать как мелкое в термическом отношении, хотя глубина воды и составляет 90 м. Для второго расчетного периода $Bi > 0,2$, и поэтому

надо дополнительно вычислить критерий $Fo = \frac{a\tau}{h^2} = \frac{5 \cdot 552}{8100} =$

$= 0,34$, где $a = 5$. По табл. 31 при $Bi = 0,27$ находим $Fo_{кр} \approx 0,25$ и убеждаемся, что водохранилище становится глубоким в термическом отношении, так как $Fo > Fo_{кр}$.

Расчет температуры воды. Дано: $S = -210,8 \text{ Вт/м}^2$, $\lambda = 1,16 \cdot 10^4 \text{ Вт/(м} \cdot \text{°C)}$, $h = 90 \text{ м}$, $t_0 = 5^\circ\text{C}$.

Температуру воды в период 23 октября — 15 ноября вычислим по формуле

$$\bar{t} = t_0 + \int_0^{\tau} \frac{S}{c\rho h} d\tau = 5 - 2,02 \cdot 10^{-3}\tau.$$

Ход и результаты расчета приведены в табл. 45. Из сопоставления расчетных и наблюдаемых значений температуры воды видно, что в период 23 октября — 14 ноября различия между ними незначительны. В дальнейшем различия несколько возрастают. Это объясняется тем, что к 14—15 ноября средняя температура воды понижается до 4°C , свободная конвекция прекращается и интенсивность перемешивания снижается.

Таблица 45

Расчет средней температуры воды в осенний период 1964 г. в Братском водохранилище

23/X—20/XI					17/XI—3/XII				
дата	τ , часы	$\frac{S\tau}{c\rho h}$	\bar{t} , °C		дата	τ , часы	$\frac{S\tau}{c\rho h}$	\bar{t} , °C	
			рассч.	набл.				рассч.	набл.
26/X	72	0,15	4,87	4,95	17/XI	72	0,28	3,72	3,47
2/XI	240	0,48	4,54	4,46	20/XI	144	0,56	3,44	3,13
6/XI	376	0,68	4,34	4,05	23/XI	216	0,82	3,18	3,10
10/XI	432	0,87	4,15	4,05	26/XI	288	1,10	2,90	2,87
14/XI	528	1,07	3,95	3,78	28/XI	336	1,28	2,72	2,81
20/XI	672	1,36	3,66	3,13	3/XII	456	1,74	2,26	2,25

Продолжим расчет, принимая новые значения исходных данных: $t_0 = 4^\circ\text{C}$, $\vartheta_0 = -20,4^\circ\text{C}$, $\alpha = 17 \text{ Вт/(м}^2 \cdot \text{°C)}$, $\lambda = 0,6 \cdot 10^4 \text{ кВт/(м} \times \text{°C)}$. Глубина водохранилища по-прежнему $h = 90 \text{ м}$. Так как тип водохранилища по глубине изменился (водохранилище стало глубоким), то, кроме вычисления средней по глубине температуры, определим вертикальное распределение температуры.

Для расчета \bar{t} воспользуемся приведенной выше формулой. Ход и результаты расчета показаны в табл. 45. Вертикальное распределение температуры найдем на 3 декабря 1964 г. с помощью графика задачи № 4 по табл. 34. Расчетная формула имеет вид

$$t = t_0 + \Theta (\vartheta_0 - t_0).$$

Величину температурного параметра Θ определим по рис. 28 а, б, в при следующих значениях исходных аргументов:

$$Fo = \frac{a\tau}{h^2} = \frac{5 \cdot 432}{8100} = 0,27;$$

$$Bi = \frac{ah}{\lambda} = \frac{17 \cdot 90}{0,6 \cdot 10^4} = 0,27; \quad \eta = \frac{z}{h}.$$

Ход и результаты расчета даны в табл. 46. Как видим, рассчитанные и наблюдаемые значения температуры удовлетворительно согласуются друг с другом.

Таблица 46

Расчет вертикального распределения температуры в Братском водохранилище на 3 декабря 1964 г.

Глубина		Θ	t °С	
z м	η		рассчитанная	наблюденная
0	0	0,15	0,34	0,34
45	0,5	0,06	2,52	2,61
90	1	0,04	3,02	3,06

7.2.2. Период под ледяным покровом. *Назначение исходных данных.* За начало расчета примем 3 декабря 1964 г., а за начальную температуру — результаты предыдущего расчета.

Глубина водохранилища по-прежнему $h = 90$ м.

Коэффициент теплопроводности назначим по данным, приведенным в п. 5.5: $\lambda = 290$ Вт/(м·°С); тогда коэффициент температуропроводности $a = 0,25$ м²/ч.

Так как водохранилище покрыто льдом, то граничным условием на поверхности воды служит постоянная температура $t_{\text{л}} = 0^\circ\text{С}$.

Для задания граничного условия на дне надо определить тип водохранилища по глубине. Очевидно, что при глубине водохранилища, равной 90 м, теплообмен с грунтом дна не может заметно повлиять на температуру воды. Но для окончательного суждения о типе водохранилища надо определить еще, изменится ли придонная температура воды в течение расчетного промежутка времени. Для характеристики изменчивости придонной температуры служит величина критерия $Fo_{2\text{кр}} \approx 0,15$. Вычисляем $Fo = \frac{a\tau}{h^2} = \frac{0,25 \cdot 2568}{8100} = 0,08$. Как видим, $Fo < Fo_{2\text{кр}}$;

следовательно, придонная температура во времени не изменяется и Братское водохранилище при заданных условиях относится к типу очень глубоких водоемов.

Расчет температуры воды. Дано: $h=90$ м, $t_{\text{п}}=0^{\circ}\text{C}$; $\alpha=0,25$ м²/ч; начальная температура дана в табл. 46.

Найдем распределение температуры на 31 марта 1965 г.

Решаемая гидротермическая задача совпадает по граничным условиям с задачей № 11 по табл. 34, но имеет сложное начальное условие. Для решения задачи надо отыскать исходное (простое) начальное условие и промежуток времени, в течение которого из простого начального распределения температуры возникло заданное сложное распределение.

В качестве исходного начального условия примем одинаковую по глубине температуру, равную придонной температуре $t_0=3^{\circ}\text{C}$. Вычислим параметр температуры Θ для нескольких глубин и определим соответствующие ему значения критерия $Fo_{\text{н}}$. Выберем, например, глубину $z=10$ м, на которой $t_{z=10\text{ м}}=0,8^{\circ}\text{C}$.

Вычисляем $\Theta = \frac{0,8}{3,0} = 0,267$ и по рис. 35 находим $Fo_{\text{н}}=4,3$, откуда $\tau_{\text{н}} = \frac{zFo_{\text{н}}}{\alpha} = \frac{100 \cdot 4,3}{0,25} = 1720$ ч.

Аналогичные вычисления для глубины $z=70$ м дают: $t_{z=70\text{ м}}=2,95^{\circ}\text{C}$; $\Theta = \frac{2,95}{3,00} = 0,983$; $Fo_{\text{н}}=0,088$; $\tau_{\text{н}} = \frac{4900 \cdot 0,088}{0,25} = 1680$ ч.

Как видим, значения $\tau_{\text{н}}$, найденные для поверхностного и глубинного слоев воды, оказались близкими. Примем среднее значение $\tau_{\text{н}}=1700$ ч. Окончательно расчет будем вести для $\tau = \tau_{\text{н}} + \tau'$, где $\tau' = 2568$ ч — расчетный промежуток времени. Для вычисления искомой температуры воды служит формула

$$t = t_{\text{п}} + \Theta(t_0 + t_{\text{п}}),$$

где $t_{\text{п}}=0^{\circ}\text{C}$ и $t_0=3^{\circ}\text{C}$, а значение Θ находятся по рис. 35. Ход вычислений и сопоставление с данными наблюдений приведены в табл. 47.

Таблица 47

Расчет температуры воды в Братском водохранилище на 31 марта 1965 г.

z м	Fo	Θ	t °C	
			рассчитанная	наблюденная
0	—	—	0	0
10	11,33	0,167	0,50	0,61
20	2,83	0,321	0,96	1,03
30	1,26	0,470	1,41	1,69
40	0,708	0,602	1,81	2,36
50	0,450	0,708	2,12	2,80
70	0,231	0,858	2,58	3,12
90	0,140	0,980	2,44	3,23

7.3. Расчет температуры воды в Камском водохранилище в осенне-зимний период 1956-57 г.

Требуется найти распределение температуры по глубине на 5 января 1957 г. в приплотинной части водохранилища.

За начальный момент времени примем дату установления ледостава. Ледостав в приплотинной части Камского водохранилища устанавливается в первой декаде ноября с обеспеченностью до 80%. Вертикальное распределение температуры 10 ноября 1956 г. показано на рис. 52. Можно принять, что температура по глубине изменяется линейно, причем перепад температуры равен $\Delta t = 0,65^\circ$.

На поверхности воды температура равна 0°C (рис. 53).

Для назначения граничного условия на дне надо вначале определить тип водохранилища по глубине. Однако в нашем случае в этом нет не-

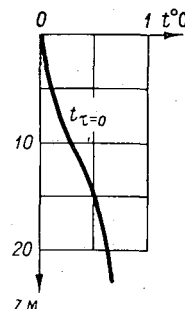


Рис. 52. Начальное условие в расчете температуры воды в Камском водохранилище.

обходимости, так как амплитуда годовых колебаний придонной температуры составляет $15-20^\circ\text{C}$ и ложе водохранилища накапливает в летнее время значительное количество тепла, которое существенно влияет на термический режим воды в зимний период. Поэтому Камское водохранилище относится к типу

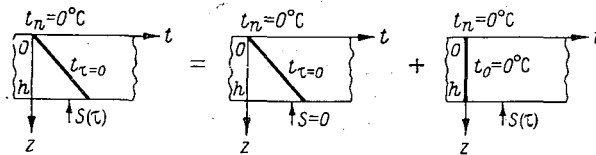


Рис. 53. Схема расчета температуры воды в Камском водохранилище.

мелких в термическом отношении и граничным условием на дне служит заданная величина теплового потока от дна ($S_{\text{дн}}$). Численные значения $S_{\text{дн}}$ примем по данным Б. Д. Зайкова [20]: в ноябре $S_{\text{дн}} = S_1 = 8,7 \text{ Вт/м}^2$, в декабре $S_{\text{дн}} = S_2 = 6,7 \text{ Вт/м}^2$, в январе $S_{\text{дн}} = S_3 = 4,3 \text{ Вт/м}^2$.

Коэффициент теплопроводности воды примем на основе анализа натуральных данных (см. п. 65): $\lambda = 116 \text{ Вт(м} \cdot \text{}^\circ\text{C)}$.

Таким образом, задача может быть сформулирована следующим образом.

Дано: в водохранилище, покрытом льдом ($t_{\text{л}}=0^{\circ}\text{C}$), в начальный момент времени (10 ноября 1956 г.) температура по глубине изменяется линейно с перепадом между дном и поверхностью $\Delta t=0,65^{\circ}\text{C}$. На дне водохранилища задана теплоотдача ложа (рис. 54 а). Глубина воды $h=23$ м. Коэффициенты тепло- и температуропроводности воды составляют: $\lambda=116 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot^{\circ}\text{C})$, $a=0,1 \text{ м}^2/\text{ч}$.

Найти распределение температуры воды по глубине на 5 января 1957 г. ($\tau=1344$ ч).

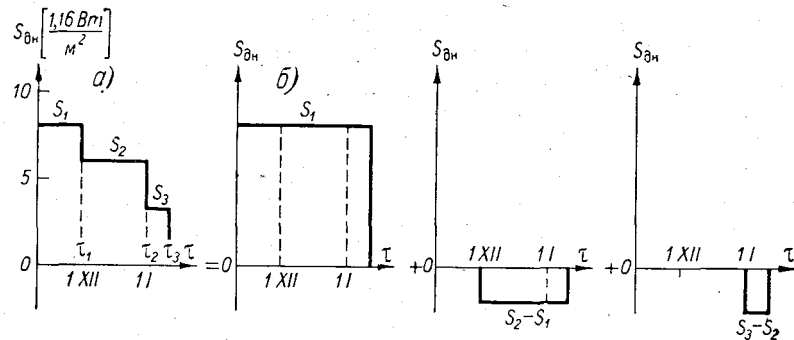


Рис. 54. Изменение во времени теплоотдачи ложа Камского водохранилища.

а — источник тепла ($S_{\text{дн}}$) в основной задаче, б — слагаемые источники тепла.

Решение. Запишем краевые условия задачи:

$$t|_{\tau=0} = \Delta t \frac{z}{h}, \text{ где } \Delta t = 0,65^{\circ}\text{C};$$

$$t_{z=0} = 0^{\circ}\text{C};$$

$$\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z=h} = S_{\text{дн}}.$$

По табл. 34 убеждаемся, что для данных условий аналитическое решение и расчетные графики отсутствуют. Будем отыскивать решение поставленной задачи с помощью правил, приведенных в разделе 6.

Представим решаемую задачу в виде суммы двух задач (см. рис. 54). Первая задача учитывает заданное начальное распределение температуры при адиабатическом условии на дне. Вторая задача показывает, на сколько изменится температура воды при заданной теплоотдаче ложа и нулевой начальной температуре. Так как величина $S_{\text{дн}}$ переменная, то вторую задачу представим в виде суммы трех задач с постоянными $S_{\text{дн}}$, показанными на рис. 54 б. Окончательно решением поставленной задачи является сумма решений четырех задач. Первая задача совпа-

дает с задачей № 2 по табл. 34, вторая, третья и четвертая — с задачей № 6, причем во второй задаче тепловой поток от дна равен $S_{\text{дн}} = S_1 = 8,7 \text{ Вт/м}^2$, в третьей задаче $S_{\text{дн}} = S_2 - S_1 = -2,0 \text{ Вт/м}^2$, в четвертой задаче $S_{\text{дн}} = S_3 - S_2 = -2,4 \text{ Вт/м}^2$. Для расчета температуры воды служат формулы (см. табл. 34):

первая задача $t_1 = \Theta_1 \Delta t$,

вторая, третья и четвертая задачи $t_{2,3,4} = \Theta_{2,3,4} \frac{S_{\text{дн}} h}{\lambda}$.

Значения Θ_1 находятся по графику рис. 26, значения Θ_2, Θ_3 и Θ_4 — по графику рис. 30. Исходные значения для отыскания Θ по графикам равны:

в первой и второй задачах

$$Fo = \frac{a \tau_3}{h^2} = \frac{0,1 \cdot 1344}{529} = 0,252 \text{ и } \eta = \frac{z}{h};$$

в третьей задаче

$$Fo = \frac{a (\tau_3 - \tau_1)}{h^2} = \frac{0,1 (1344 - 480)}{529} = 0,163 \text{ и } \eta = \frac{z}{h};$$

в четвертой задаче

$$Fo = \frac{a (\tau_3 - \tau_2)}{h^2} = \frac{0,1 (1344 - 1224)}{529} = 0,023 \text{ и } \eta = \frac{z}{h}.$$

Ход вычислений температуры воды приведен в табл. 48. Сопоставление рассчитанных и наблюдаемых значений температуры воды указывает на их удовлетворительное совпадение.

Таблица 48

Расчет температуры воды в Камском водохранилище

Глубина		Задача 1		Задача 2		Задача 3		Задача 4		$t_{\text{расч}} \text{ } ^\circ\text{C}$	$t_{\text{набл}} \text{ } ^\circ\text{C}$
$z \text{ м}$	η	Θ_1	$t_1 \text{ } ^\circ\text{C}$	Θ_2	$t_2 \text{ } ^\circ\text{C}$	Θ_3	$t_3 \text{ } ^\circ\text{C}$	Θ_4	$t_4 \text{ } ^\circ\text{C}$		
5	0,217	0,14	0,09	0,08	0,14	0,03	-0,01	0	0	0,22	0,31
10	0,435	0,27	0,18	0,18	0,31	0,12	-0,05	0	0	0,44	0,58
15	0,652	0,37	0,24	0,28	0,48	0,19	-0,07	0,02	-0,01	0,64	0,71
20	0,870	0,43	0,28	0,45	0,78	0,34	-0,13	0,08	-0,04	0,89	0,98
23	1	0,44	0,29	0,63	1,09	0,44	-0,17	0,15	-0,07	1,14	1,21

8. НЕКОТОРЫЕ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВОДОХРАНИЛИЩ

8.1. Температура воды, сбрасываемой из водохранилища в нижний бьеф

Температурный режим в нижнем бьефе ГЭС обычно меняется по сравнению с естественным температурным режимом реки. Характер его изменения зависит от многих факторов. Из наиболее существенных можно назвать следующие: размеры водохранилища (площадь, объем и глубина), конфигурация, гидрологический режим, количественные и сезонные характеристики зарегулированного стока и притока в водохранилище, климатические условия в районе водохранилища. Особенно большое значение имеет проточность водоема. При определенном сочетании отмеченных факторов в водохранилище близ плотины создаются стратификационные условия, характерные для многих водохранилищ. Причем стратификация и температура воды зависят от сезона.

Известное влияние на температуру воды, поступающей в нижний бьеф, оказывает глубина заложения водоприемных сооружений.

В [52] показано, что из водоемов со стратифицированным распределением температуры воды водозабор может быть произведен из определенных слоев водоема в том случае, когда число Фруда будет менее 0,28 по Деблеру. Уи для тех же условий аналитически установил критическое значение плотностного числа Фруда равным 0,32.

В случае если число Фруда превысит критическое значение, в водосбросные отверстия будет вовлекаться вода из всех слоев.

Д. Харлеман [52] отмечает, что при линейном изменении плотности число Фруда будет иметь вид

$$Fr'' = \frac{q}{h^2} \sqrt{\frac{h\rho_0}{g\Delta\rho}}, \quad (8.1)$$

где q — удельный расход воды; h — общая глубина; ρ_0 — плотность воды у дна; $\Delta\rho$ — разность плотностей между поверхностью и дном; g — ускорение свободного падения.

Для того чтобы обеспечить в водосбросном сооружении температуру воды, соответствующую определенному слою при за-

боре воды из водоемов сравнительно малой глубины и проточности и с большой разницей плотности воды у поверхности и дна, воду необходимо забирать с малым удельным расходом (на единицу ширины).

На гидравлических станциях, сооруженных на пресных водоемах, обычно водозаборные сооружения имеют значительные удельные и общие расходы воды, проходящие через турбины и сбрасываемые через водосбросы. Величина этих расходов соразмерна с расходами сезонного стока. В пресных водоемах разность плотности воды по глубине бывает относительно небольшой. В этих случаях даже при большой глубине водоемов в водоприемные сооружения вода обычно поступает из значительной по глубине зоны водохранилища, а в некоторых случаях — из всей водной толщи.

При больших удельных расходах поступление воды из различных зон по глубине будет происходить при любом расположении водозаборных сооружений. Так, в поверхностные водоприемники поступает вода не только из поверхностных слоев водохранилища, но и из глубинных, а в донные водоприемники идет вода и из поверхностных слоев.

В отдельные сезоны года в зависимости от гидравлических условий и плотностной стратификации может меняться доля поверхностных и глубинных слоев воды, забираемой водозаборными сооружениями.

В настоящей работе не рассматривается влияние плотности воды в водоеме на забор воды небольшими сооружениями для нужд водоснабжения, т. е. те случаи, когда число Фруда менее 0,28.

В настоящее время созданы конструкции водоприемников, в которые поступает вода с заданной температурой, если выполнено условие $F_r < 0,28$.

В качестве примера влияния плотностной стратификации в водохранилище на температуру воды, поступающей в нижний бьеф, рассмотрим Красноярскую ГЭС. Выше были приведены термоизоплеты (рис. 6) перед плотиной ГЭС. На рисунке видно, что в период открытого русла в водохранилище наблюдается ясно выраженная прямая стратификация, зимой же под ледяным покровом — обратная. Причем поверхностные температуры колеблются от 0°C зимой до 20°C или немного более летом, придонные же от 3 до 5—6°C. Наибольшие глубины перед сооружениями около 100 м.

Для периода, когда водохранилище покрыто льдом, $F_r = 0,48$, т. е. превышает его критическое значение, и в водоприемники может поступать вода из всей толщи водной массы. Поэтому в зимний период при упомянутых гидравлических условиях средние значения температуры воды в верхнем бьефе и воды, сбрасываемой в нижний бьеф, при различной заглубленности водоприемных отверстий должны быть близки.

Имеются материалы температурных наблюдений в первые годы эксплуатации в верхнем и нижнем бьефах Красноярской ГЭС. Некоторые данные, характеризующие температуру воды в нижнем бьефе за отсасывающими трубами и донными отверстиями, приводятся в табл. 49. Водоприемные сооружения находятся в верхней части плотины, а донные отверстия на отметках, близких к отметкам дна в бытовых условиях.

Таблица 49

Температура воды в верхнем и нижнем бьефах Красноярской ГЭС

Дата	Средняя температура воды в верхнем бьефе, °С	Температура воды в нижнем бьефе, °С	
		за отсасывающими трубами	за донными отверстиями
10/I 1969	2,06	2,0	
13/II	1,89	1,8	
12/III	2,05	1,9	
27/III	1,86	1,8	1,8
24/IV	1,70	1,4	2,0
31/V	2,40	2,1	2,2

Из таблицы видно, что средние температуры на вертикали в верхнем и нижнем бьефах близки, причем ниже отсасывающих и донных отверстий имеют сходные значения. Следовательно, при заданных гидравлических условиях из стратифицированного водоема вода поступает в нижний бьеф из слоев, охватывающих почти всю толщу водной массы.

Был произведен подсчет толщины слоя воды, из которого вода поступает в нижний бьеф, по зависимости, полученной Смутком [100] в результате экспериментов в лотке с пресной водой для двухслойной среды.

Применение зависимости, выведенной для двухслойной жидкости в потоке с непрерывным изменением плотности, может дать лишь сугубо ориентировочную оценку толщины слоя воды, из которого она поступает в водозаборные сооружения.

Экспериментальная зависимость имеет следующий вид

$$h = 0,61 \frac{q^{3/5} U^{1/5}}{\Delta \rho^{2/5}} \cdot \frac{\rho_1^{2/5}}{g^{2/5}}, \quad (8.2)$$

где h — расстояние от нижней грани отверстия до поверхности раздела; q — удельный расход воды (на единицу ширины); U — средняя скорость течения в водозаборном отверстии; $\Delta \rho$ — разность плотностей нижнего и верхнего слоев; ρ_1 — плотность верхнего слоя (в нашем случае от поверхности до нижней грани отверстия); g — ускорение свободного падения.

Подсчеты были произведены для зимы 1968-69 г., когда водохранилище еще не было наполнено до проектной отметки. Водозаборное сооружение находилось в поверхностном слое. Результаты расчета показали, что забор в отдельные месяцы должен производиться из слоя толщиной 50—70 м при глубине от 75 м в начале зимы до 65 м в конце зимы, т. е. практически из всего слоя воды в водохранилище. Результаты приближенного расчета не противоречат данным наблюдений.

Для безледоставного периода оценка числа Фруда произведена для водосбросной части плотины, а также для стационарной части (для водозаборных отверстий агрегатов). Для водосбросной части $F_r=1,1$, а для водозаборных отверстий агрегатов $F_r=0,1$. Следовательно, в водосбросные отверстия должна поступать вода со всего водного сечения водохранилища, а перед стационарной частью плотины должно происходить расслоение потока и в отверстия будет поступать вода преимущественно из верхних слоев водоема. Для подтверждения изложенных соображений могут быть использованы данные наблюдений за температурой воды (табл. 50).

Таблица 50

Температура воды в верхнем и нижнем бьефах
Красноярской ГЭС

Дата	Средняя температура воды в верхнем бьефе, °С	Температура воды в нижнем бьефе, °С	
		ниже отсасывающих труб	ниже донных отверстий
2/VI 1968	10,55	14,46	—
16/VIII	14,01	18,46	11,64
17/IX	14,60	13,54	11,21
3/XI	10,00	10,03	10,04
23/VII 1969	7,8	12,0	—
25/VIII	9,6	13,6	—
30/IX	10,5	12,2	10,5
14/X	10,2	12,3	—
24/XI	6,5	6,7	—

Натурные наблюдения показывают, что в летний период в водозаборные отверстия поступает вода из верхних более теплых слоев и температура в нижнем бьефе в период максимального прогрева почти на 4° выше средней в верхнем бьефе.

Температура воды, поступающей в донные отверстия летом, ниже средней в приплотинной части водохранилища.

К сожалению, мы не располагаем материалами о температуре воды ниже водосбросных сооружений. Наибольшая разница температуры в бьефах отмечается в период наибольшего прогрева водохранилища (июль—сентябрь), когда наблюдается

значительная разница температуры воды по глубине. К осени, когда температура воды в водохранилище по глубине выравнивается, разница температуры воды в бьефах уменьшается, а затем и исчезает.

Рассмотрим температуры воды, поступающей в нижний бьеф Братской ГЭС. Прежде всего проанализируем зимний период в условиях нормальной эксплуатации ГЭС, когда глубины в приплотинной части были более 103 м и через ГЭС проходили средние месячные расходы воды 2700—4030 м³/с. Средние месячные температуры воды на вертикали в бьефах ГЭС приводятся в табл. 51.

Таблица 51

Температура воды в верхнем и нижнем бьефах Братской ГЭС в зимний период

Дата	Средняя на вертикали температура воды в верхнем бьефе, °С	Температура воды в нижнем бьефе, °С
XII 1967	2,86	2,80
I 1968	2,98	3,07
II	3,25	3,15
III	3,22	3,10
IV	2,98	2,84
I 1972	2,36	2,57
II	2,42	2,53
III	2,48	2,50

Приводимые величины показывают, что на Братской ГЭС, так же как и на Красноярской, значения температуры воды в бьефах близки.

В нижнем бьефе водохранилища Братской ГЭС они даже несколько выше, что указывает на вовлечение в водозаборные отверстия воды из всех слоев приплотинной части водохранилища. Причем, теплые глубинные слои принимают более активное участие в водозаборе, чем верхние более холодные.

Так как водозаборные отверстия располагаются в плотине на высоких отметках, то температура воды нижнего бьефа в зимний период в основном зависит от температурных условий, складывающихся в активном верхнем слое приплотинной части водохранилища.

При открытой водной поверхности в период нагревания воды, когда отмечается значительное повышение температуры в поверхностных слоях (до 16—17°С), формирование температуры воды в нижнем бьефе Братской ГЭС имеет несколько иной характер, чем в нижнем бьефе Красноярской ГЭС. На Братской ГЭС с июля по октябрь температуры воды в бьефах были близки (табл. 52), причем в 1967 г. в нижнем бьефе температура

воды была даже ниже, чем средняя в верхнем, в 1972 г. она несколько превышала последнюю. Лишь в 1964-65 г. соотношение температуры в бьефах приближалось к условиям Красноярской ГЭС, когда в период максимального прогрева в нижний бьеф поступала вода с температурой на 4—5° выше средней в верхнем бьефе близ плотины. Приведенные величины показывают, что обычно в водообмене между бьефами участвует почти вся водная толща верхнего бьефа и не происходит расслоения водной массы. Лишь в 1965 г. на водохранилище Братской ГЭС наблюдалось расслоение водных масс и в нижний бьеф поступало больше воды из верхнего прогретого слоя.

Таблица 52

Температура воды в верхнем и нижнем бьефах
Братской ГЭС в летний период

Дата	Средняя на вертикали температура воды в верхнем бьефе, °С	Температура воды в нижнем бьефе, °С
VII 1967	4,95	4,50
VIII	5,70	5,10
IX	5,90	5,30
X	5,65	5,00
VII 1972	5,42	5,20
VIII	5,62	6,40
IX	6,75	7,00
X	5,73	6,50

В период наполнения водохранилища на температуру воды в нижнем бьефе Братской ГЭС заметное влияние оказывало заглубление водозаборных сооружений. Следует отметить, что в этот период значительная часть притока воды в водохранилище использовалась для его наполнения. В этом случае в нижний бьеф поступала вода с температурой несколько ниже, чем средняя на вертикали у плотины.

Наблюдения показывают, что в этот период поступала вода преимущественно через временные водозаборные отверстия, находившиеся у поверхности воды в водохранилище. Поступление воды в нижний бьеф через глубинные отверстия имело второстепенное значение, несмотря на то что против них находились теплые слои воды.

В 1962-63 г. уровень воды в водохранилище был поднят на 20 м. Донные отверстия были заделаны. Вода поступала через временные водозаборные отверстия турбинных водоводов, находящихся в средней по высоте части водохранилища.

Повышение уровня воды в водохранилище и уменьшение в нем проточности сопровождалось общим повышением температуры воды. Водозабор же воды из средних по глубине слоев

воды сопровождался повышением температуры воды по сравнению с предыдущим годом. В феврале забор воды стал производиться частично через постоянные водоприемные отверстия турбинных водоводов, находящихся близ поверхности, что сопровождалось значительным понижением температуры воды в нижнем бьефе (табл. 53). Следовательно, большая часть воды стала поступать из поверхностных слоев через постоянные водозаборные отверстия. Отсутствие подробных сведений о количестве воды, поступающей в отверстия на разной глубине, позволяет дать лишь качественную характеристику.

Таблица 53

Температура воды в верхнем и нижнем бьефах Братской ГЭС зимой 1962 и 1963 гг.

Дата	Средняя температура воды в верхнем бьефе, °С	Температура воды в нижнем бьефе, °С	Примечание
I 1962	0,95	0,40	С I по IV 1962 г. вода поступала в нижний бьеф через донные и временные водозаборные отверстия турбинных водотоков
II	0,67	0,21	
III	0,52	0,16	
IV	0,44	0,20	
XII 1962	2,85	2,75	К XII 1962 г. донные отверстия были заделаны
I 1963	2,56	2,18	С II 1963 г. водозабор частично производился через постоянные водозаборные сооружения
II	2,15	1,44	
III	1,86	1,61	
IV	1,85	1,12	

Глубина заложения водозаборных сооружений при малых удельных расходах через водозаборные сооружения и значительной разности плотности верхних и нижних слоев воды имеет доминирующее влияние. В этом случае забирать воду в водозаборные сооружения можно с определенной температурой.

На гидроэлектростанциях, где удельные расходы воды через водоприемные отверстия водоводов турбин в зимний период большие, а градиенты температуры воды в водоеме малы, температура воды в нижнем бьефе бывает близка к средней в приплотинной части водохранилища.

В сравнительно короткий период нагревания (два-три месяца) при открытой водной поверхности, когда вертикальные температурные градиенты значительно возрастают, температура воды, поступающей в нижний бьеф, может быть выше средней в приплотинной части водохранилища. В этом случае в водоприемные отверстия поступает вода из более теплых поверхностных слоев.

В период остывания температура воды в нижнем бьефе приближается к средней в верхнем бьефе, т. е. водозабор происходит из всей толщи водохранилища.

В процессе проектирования и сооружения больших гидроэлектростанций нередко возникают вопросы о возможности создания особой конструкции водозаборных сооружений на зимний период, существенно понижающих температуру воды, поступающей в нижний бьеф, с целью уменьшения длины полыньи ниже ГЭС. Для этого предлагается расположить водозаборные сооружения в поверхностных слоях для забора воды с более низкой температурой. Осуществление этого технически невозможно, так как в верхнем бьефе при малых градиентах температуры и значительных расходах воды, забираемой в агрегаты, вода в водоприемники поступает со всей толщи водохранилища, а не только из поверхностных слоев.

Температурный режим в нижнем бьефе ГЭС значительно изменяется по сравнению с естественными условиями в реке [22, 24], так как характер и степень изменения температурного режима зависят от объема и глубины водохранилища.

В нижних бьефах глубоководных водохранилищ температурный режим меняется больше, чем в нижних бьефах мелководных водохранилищ.

В первую половину безледного периода — период нагревания воды — водохранилище оказывает на температуру воды в нижнем бьефе охлаждающее влияние, во вторую — период охлаждения — отепляющее.

Так, например, в нижнем бьефе Новосибирского водохранилища (глубины 20—30 м) в мае—июле температура воды ниже естественной на 0,3—4,1°, в августе—сентябре — выше на 0,7—2,6°.

Ю. И. Подлипский и В. М. Широков [68] отмечают, что в нижнем бьефе Красноярской ГЭС в первый год эксплуатации температура воды в течение двух-трех месяцев (июнь—август) была на 2—4° ниже температуры в бытовых условиях. В остальное время, в том числе и зимой, она бывает выше бытовой: в октябре—ноябре на 4—8°, зимой — на 2°.

Интересно отметить, что отклонение температуры воды в нижних бьефах ГЭС от бытовых на реке распространяется на значительное расстояние. Так, ниже глубокого Красноярского водохранилища при больших сбросных расходах отличие наблюдаемой температуры воды от бытовой сказывается на сотни километров.

8.2. О термическом режиме каскада бьефов гидротехнических сооружений

В настоящее время на ряде рек СССР построены каскады крупных гидроэнергетических сооружений, создавших цепочки подпертых бьефов. К числу таких рек относятся: Днепр, Волга, Иртыш, Ангара, Даугава, Выг и др. Термический режим бьефов,

входящих в каскад, обладает рядом особенностей по сравнению с режимом отдельных водохранилищ.

В зависимости от способа регулирования стока, очередности возведения сооружений, морфометрических характеристик реки можно указать на пять (с точки зрения гидротермики) схем каскадов бьефов:

1) каскад состоит из цепочки бьефов, подпирающих друг друга;

2) подпертые бьефы разделены речными участками или каналами;

3) каскад состоит из ряда водохранилищ, одно из которых находится в стадии заполнения;

4) каскад состоит из цепочки бьефов, используемых для подъема воды на водораздел (для переброски стока через водораздел);

5) система из водохранилищ и бассейнов гидроаккумулирующей станции (ГАЭС).

Следует подчеркнуть, что термический режим каждой из ступеней каскада существенно зависит от термического режима вышерасположенного бьефа или от речного участка, находящегося между ними.

Из сказанного видно, что общая методика расчета гидротермического режима каскада ГАЭС включает в себя как составные части расчет водохранилищ, находящихся в стадии нормальной эксплуатации или наполнения, и расчет водотоков (нижних бьефов или каналов, речных участков). Первый вопрос рассмотрен в разделе 6. Расчету водотоков посвящена работа К. И. Росинского [47].

Методику расчета термического режима цепочки водохранилищ, соединенных каналами, для неравномерного в пространстве и неустановившегося во времени режима предложили А. П. Браславский и Ц. А. Назаров [11]. По разработанной методике составлена программа вычислений температуры воды и толщины ледяного покрова проточного водохранилища на ЭВМ «Минск-22».

Методика основана на последовательном применении уравнения теплового баланса для расчета температурного режима по возможности однородных участков водного объекта.

Для первого расчетного участка задается начальная температура t_0 , затем температура в конце участка в начале расчетного интервала времени $t''_н$, а также в конце интервала времени в начале первого участка $t'_к$.

Расчет температуры воды в конце первого участка в конце интервала времени $t''_к$ производится по уравнению:

$$t''_к = 2 \left[0,5 (t_0 + t''_н) + 0,28 \frac{\Delta\tau}{c\gamma h_{cp}} (S_R + S_{дн} + S_{ад} - S_к - S_н) \right] - t' \quad (8.3)$$

При ледоставе уравнение приобретает следующий вид:

$$t_k'' = 2 \left\{ 0,5 (t_0 + t_n'') + 0,26 \frac{\Delta \tau}{c \gamma h_{cp}} \times \right. \\ \left. \times \left[1,16 (S_{дн} + S_{ад} + q_v) - K \frac{t_0 - t_n''}{0,25 h_{cp}} \right] \right\} - t_k'. \quad (8.4)$$

Коэффициент турбулентной теплопроводности водохранилища находится по эмпирической формуле

$$K_T = 1,16 [0,012 + 4,46 (Vh)^{0,8}]. \quad (8.5)$$

Авторы, разработавшие упомянутую методику, считают, что она может быть применена для расчета температурного режима обычных водохранилищ, цепочки водохранилищ, разделенных каналами, а также водохранилищ, где вода движется от плотины вверх по водохранилищу. Следует отметить, что при разработке методики делалось допущение, что в водохранилищах будет наблюдаться гомотермия. Указанное допущение существенно сокращает область применения предлагаемой методики.

Кроме того, сами вычисления, несмотря на применение машинного счета, весьма трудоемки. Поэтому предложенная методика еще не нашла широкого применения в инженерной практике.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Материалы, характеризующие тепловой режим водохранилищ и методы его расчета, дают основание полагать, что гидрофизиками нашей страны достигнуты значительные успехи. Этому способствовало широкое развитие гидроэнергетического строительства, в результате которого во всех районах Советского Союза были созданы крупные водохранилища и выполнены глубокие теоретические исследования, явившиеся основой методологических разработок. Однако перед исследователями стоит еще немало задач, решение которых позволит улучшить использование водных ресурсов водохранилищ. В частности, необходимо расширить натурные исследования как отдельных водохранилищ, так и находящихся в каскадах. При этом следует иметь в виду необходимость проведения термических исследований по единой программе в комплексе с изучением гидравлично-гидрологических и метеорологических условий. Нуждается в дальнейших натурных исследованиях вопрос о сбросах вод тепловых электростанций в водохранилища ГЭС и его влияние на гидротермические, химические и биологические процессы в этих водоемах.

Требует изучения и термический режим водохранилищ, создающихся в районах с многолетнемерзлыми грунтами.

Что касается теоретических исследований, то следует расширить разработки, связанные с тепловым расчетом каскада водохранилищ, установлением зоны и скорости распространения в водохранилищах ГЭС сбросных теплых вод и их влияния на природные условия.

Наконец, в связи с развитием гидротехнического строительства на Крайнем Севере и в Сибири возникает необходимость углубления теоретических исследований, посвященных вопросам эксплуатации водохранилищ в условиях многолетней мерзлоты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авакян А. Б., Шарапов В. А. Водохранилища гидроэлектростанций СССР. М., «Энергия», 1968, 384 с.
2. Бай Ши-и. Турбулентное течение жидкости и газа. М., ИЛ, 1962, 344 с.
3. Баланин В. В. Изменение ледового режима водотоков в результате строительства гидроузлов и вопросы продления навигации.— «Труды координационных совещаний по гидротехнике», 1968, вып. 42, с. 46—70.
4. Балобаев В. Т., Шасткевич Ю. Г. Расчет конфигурации таликовых зон и стационарного температурного поля горных пород под водоемами произвольной формы.— В кн.: Озера криолитозоны Сибири. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 116—127.
5. Бернадский Н. М., Проскураков Б. В. Опыт теории и практики расчета прудов-холодильников.— В сб.: Материалы по гидрологии, гидрографии и водным силам СССР, т. 5. М.—Л., ГНТИ, 1931, 128 с.
6. Бибиков Д. Н., Петруничев Н. Н. Ледовые затруднения на гидростанциях. М.—Л., Госэнергоиздат, 1950, 159 с.
7. Бородкин Б. С., Павлов Б. К. Зимний термический режим Горьковского водохранилища.— «Труды ЛИВТ», 1962, вып. 26, с. 56—62.
8. Бородкин Б. С., Жидких М. И. Способы борьбы со льдом на акваториях некоторых слипов МРФ.— «Труды ЛИВТ», 1967, вып. 88, с. 16—20.
9. Браславский А. П. Исследования и расчеты гидрологического режима озер и водохранилищ.— Автореф. дисс., представленный на соискание ученой степени д-ра техн. наук, КазНИГМИ, Алма-Ата, 1966, 255 с.
10. Браславский А. П., Викулина З. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Л., Гидрометеиздат, 1964, 212 с.
11. Браславский А. П., Назаров Ц. А. Расчет неравномерного и неустановившегося ледотермического режима цепочки водохранилищ, соединенных каналами.— В кн.: Симпозиум по льду и его воздействию на гидротехнические сооружения, Л., 1972, с. 296—300.
12. Богословский Б. Б. Озероведение. М., Изд-во МГУ, 1960, 335 с.
13. Бudyko М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеиздат, 1956, 255 с.
14. Булатов С. Н. Особенности температурного и скоростного режима Братского водохранилища под ледяным покровом.— «Труды ЦИП», 1965, вып. 151, с. 64—80.
15. Буторин Н. В. Гидрологические процессы и динамика водных масс в водохранилищах Волжского каскада. Л., «Наука», 1969, 319 с.
16. Буторин Н. В., Курдина Т. Н. О распространении сбросных вод Конаковской ГРЭС в зависимости от их расхода.— Информ. бюлл. Ин-та биологии вод АН СССР, 1972, № 14, с. 61—65.
17. Буторин Н. В. Особенности вертикального распределения температуры воды в зоне влияния Конаковской ГРЭС.— Информ. бюлл. Ин-та биол. внутрен. вод АН СССР, 1971, № 10, с. 66—71.
18. Буторин Н. В., Курдина Т. Н. О динамике температуры воды Иваньковского водохранилища в зоне подогретых вод Конаковской ГРЭС.— Информ. бюлл. Ин-та биол. внутрен. вод АН СССР, 1970, № 7, с. 69—73.

19. Буторин Н. В., Курдина Т. Н. О влиянии сбросных вод Конаковской ГРЭС на теплосодержание Иваньковского водохранилища.— Информ. бюлл. Ин-та биологии внутр. вод АН СССР, 1971, № 11, с. 65—68.
20. Генкин З. А. Экспериментальная зависимость для определения приведенного коэффициента шероховатости.— «Труды координационных совещаний по гидротехнике», 1968, вып. 42, с. 87—89.
21. Готлиб Я. Л., Горина М. В., Раззоронов Ф. Ф. О коэффициенте турбулентного перемешивания в приплотинной части водохранилища Братской ГЭС.— «Труды координационных совещаний по гидротехнике», 1968, вып. 42, с. 215—221.
22. Натурные гидрологические исследования при проектировании ГЭС. Л., Гидрометеиздат, 1971. 267 с. Авт.: Готлиб Я. Л., Кузьмин И. А., Раззоронов Ф. Ф., Сокольников Н. М.
23. Готлиб Я. Л., Займин Е. Е., Смолин Н. И. Ледотермические условия при зимнем заполнении водохранилища и пуске Иркутской ГЭС.— «Гидротехническое строительство», 1958, № 10, с. 17—20.
24. Ледотермика Ангары. Л., Гидрометеиздат, 1964, 197 с. Авт.: Готлиб Я. Л., Займин Е. Е., Раззоронов Ф. Ф., Цейтлин Б. С.
25. Готлиб Я. Л., Раззоронов Ф. Ф. Термический режим бьефов в период начального наполнения водохранилища Братской ГЭС.— «Гидротехническое строительство», 1965, № 11, с. 31—35.
26. Григорьев Ю. А., Сокольников Н. М. Ледотермический режим водохранилища в первые годы эксплуатации Красноярской ГЭС им. 50-летия СССР.— «Гидротехническое строительство», 1973, № 10, с. 30—32.
27. Гришанин К. В., Спецов Ф. А. Распределение скоростей и коэффициентов трения в потоках под ледяным покровом.— «Труды ЛИВТ», 1968, вып. 119, с. 53—61.
28. Деллейр Ю. Проблемы теплового загрязнения водоемов.— «Гражданское строительство», 1971, т. 40, № 9, с. 33—40 (пер. с англ. яз.).
29. Дерюгин А. Г., Козицкий И. Е. Ледовые и термические исследования на Нарвском водохранилище в 1963—65 гг.— «Труды ГГИ», 1968, вып. 159, с. 34—41.
30. Доброклонский С. В. Турбулентная вязкость в поверхностном слое моря и волнение.— «ДАН СССР», 1947, т. VIII, № 7, с. 1345—1348.
31. Жидких В. М., Пехович А. И. К вопросу о регулярном тепловом режиме.— «Инженерно-физический журнал», 1964, т. 4, № 1, с. 59—62.
32. Жидких В. М. Расчет коэффициента турбулентного обмена в водохранилищах при ветровом волнении.— Сборник докладов по гидротехнике (ВНИИГ им. Б. Е. Веденеева), 1966, № 7, с. 53—60.
33. Жидких В. М. Расчет коэффициента турбулентной теплопроводности при ветровых течениях в водохранилищах.— «Труды координац. совещаний по гидротехнике», 1968, вып. 42, с. 306—317.
34. Жидких В. М. Приближенный расчет кинематики плоских напорных турбулентных потоков.— «Известия ВНИИГ», 1970, т. 94, с. 118—125.
35. Жидких В. М. Перемешивание воды и назначение коэффициента теплопроводности в гидротермических расчетах.— «Труды ГГИ», 1972, вып. 192, с. 165—181.
36. Зайков Б. Д. Очерки по озероведению. Л., Гидрометеиздат, 1955, 271 с.
37. Зайков Б. Д. Очерки по озероведению. Л., Гидрометеиздат, 1960, 225 с.
38. Каменский Р. М., Константинов И. П. Термический режим водохранилища Вилюйской ГЭС и вечномерзлых грунтов его ложа.— «Колыма», 1972, № 8, с.
39. Караушев А. В. Распределение скоростей и коэффициентов турбулентного обмена по вертикали.— «Труды ГГИ», 1947, вып. 2 (56), с. 68—78.
40. Караушев А. В. Проблемы динамики естественных водных потоков. Л., Гидрометеиздат, 1960, 392 с.

41. Кинд К. Я. Некоторые характеристики плотностных потоков в условиях плоской и пространственной задачи.— «Труды координац. совещаний по гидротехнике», 1966, вып. 32, с. 129—141.
42. Китайгородский С. А. К теории турбулентного перемешивания в море в связи с расчетом толщины верхнего изотермического слоя.— «Труды ИОАН СССР», 1961, т. 52, с.
43. Колесников А. Г. К вычислению температуры в водоеме, покрытом льдом.— В кн.: Ледотермические проблемы в гидроэнергетике. Л., Госэнергоиздат, 1954, с. 121—146.
44. Колесников А. Г., Пивоваров А. А. Вычисление суточного хода температуры моря по суммарной радиации и температуре воздуха.— «ДАН СССР», 1955, т. 102, № 2, с. 261—264.
45. Коновалов И. М., Емельянов К. С., Орлов П. Н. Основы ледотехники речного транспорта. Л.—М., Изд-во Минречфлота СССР, 1952, 264 с.
46. Константинов А. Р. Испарение в природе. Л., Гидрометеоздат, 1963, 590 с.
47. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф., Россинский К. И. Зимний термический режим водохранилищ, рек и каналов. М.—Л., Госэнергоиздат, 1947, 155 с.
48. Крылов Ю. М. Теория и расчет ветровых волн глубокого моря.— «Труды ГОИН», 1954, вып. 26(38), с. 3—86.
49. Литвинов А. С. О динамике сбросных вод в Мошковском заливе Ивановского водохранилища.— Материалы межвузовской конференции по вопросам влияния водохранилищ на природу и хозяйство окружающих территорий (Калининский гос. пед. ин-т им. М. И. Калинина). Калинин, 1970, с. 112—114.
50. Лыков А. В. Теория теплопроводности. М., «Высшая школа», 1967, 599 с.
51. Маккавеев В. М., Коновалов И. М. Гидравлика. М.—Л., Речиздат, 1940, 643 с.
52. Макаров И. И., Каминарова Р. И. Водозабор из стратифицированных водоемов.— Сб. Всесоюз. НИИ гидротехники им. Б. Е. Веденеева. Л., «Энергия», 1968, 82 с.
53. Россинский К. И. Термический режим водохранилищ. М., «Наука», 1976, 160 с.
54. Пехович А. И. Термические режимы водоемов и водных потоков.— Мат-лы конф. ВНИИГ им. Б. Е. Веденеева, докл. № 22. Л., Госэнергоиздат, 1957, с. 1—20.
55. Пехович А. И. Тепловой расчет глубоких водохранилищ в предледоставный период.— «Гидротехническое строительство», 1959, № 11, с. 52—54.
56. Пехович А. И., Жидких В. М. Расчет неустановившегося температурного режима в пластине с помощью графиков. Л., Госэнергоиздат, 1963, 145 с.
57. Пехович А. И., Жидких В. М. Расчеты теплового режима твердых тел. Л., «Энергия», 1968, 304 с.
58. Пехович А. И., Жидких В. М. Расчет теплового режима водохранилищ.— «Труды координац. совещаний по гидротехнике», 1968, вып. 42, с. 284—306.
59. Пехович А. И., Жидких В. М. Лабораторное исследование свободно-конвективного перемешивания в водохранилищах.— «Изв. ВНИИГ», 1969, т. 90, с. 259—273.
60. Пехович А. И., Жидких В. М. Термический расчет водохранилищ при их наполнении.— «Труды координац. совещаний по гидротехнике», 1973, вып. 81, с. 9—13.
61. Пехович А. И. О точности решения задач теплопроводности при пренебрежении турбулентным переносом вдоль течения.— «Труды ГГИ», 1972, вып. 192, с. 152—164.

62. Пивоваров А. А. Термика замерзающих водоемов. М., Изд-во МГУ, 1972, 140 с.
63. Пиотрович В. В. Расчет сроков ледостава и очищения от льда озер и водохранилищ. Л., Гидрометеониздат, 1955, 192 с.
64. Прандтль Л. Аэрогидромеханика. М., ИЛ, 1951, 520 с.
65. Проект ТУиН гидротехнического проектирования. М.—Л., Госстройиздат, 1939, 223 с.
66. Проскуряков Б. В., Бибииков Д. Н. Метод прогноза температур воды в естественных водоемах.—«Изв. НИИГ», 1935, т. 16, с. 65—75.
67. Проскуряков Б. В. Исследование теплового режима водоемов и водотоков.—«Труды совещания по современным методам расчета и моделирования температурных полей водоемов» (ЮжОРГРЭС), Л., Гидрометеониздат, 1966, с. 4—9.
68. Подлинский Ю. И., Широков В. М. Изменение температурного режима воды в нижнем бьефе крупных ГЭС Сибири.—Мат-лы межвузовской конференции по вопросам изучения влияния водохранилищ на природу и хозяйство окружающих территорий (Калининский гос. пед. ин-т им. М. И. Калинина), Калинин, 1970, с. 115—118.
69. Раззоронов Ф. Ф. Термический режим приплотинной части Братского водохранилища.—«Гидротехническое строительство», 1968, № 7, с. 26—31.
70. Россинский К. И. Ледовый и термический режим рек, озер и водохранилищ.—В кн.: Динамика и термика речных потоков. М., «Наука», 1972, с. 25—36.
71. Россинский К. И. Ледовый и термический режимы бьефов Волгоградского гидроузла.—В кн.: Технический отчет о проектировании и строительстве Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС, т. I. М., «Энергия», 1965, с. 138—141.
72. Россинский К. И., Кондрацкая А. А. Ледотермический режим бьефов.—В кн.: Технический отчет о проектировании и строительстве Волжской ГЭС им. В. И. Ленина. М., Госэнергоиздат, 1960, с. 337—343.
73. Россинский К. И., Кондрацкая А. А., Нисар-Мухамедова Г. Н. Ледотермический режим бьефов Цимлянского гидроузла.—В кн.: Гидрология и водное хозяйство Волго-Дона. М., Госэнергоиздат, 1960, с. 122—136.
74. Рутковский В. И. Опыт применения скоростной съемки температуры и электропроводности для изучения температурного режима и перемешивания водных масс в водохранилищах.—В кн.: Методы изучения и использования водных ресурсов. М., «Наука», 1964, с. 60—82.
75. Рымша В. А., Донченко Р. В. Исследование теплотерь с открытой водной поверхности в зимнее время.—«Труды ГГИ», 1958, вып. 65, с. 54—83.
76. Самойленко В. С. Формирование температурного режима морей. Л., Гидрометеониздат, 1959, 142 с.
77. Самочкин В. М. О проектировании сроков замерзания водохранилищ.—«Труды Трансп.-энергетич. ин-та ЗСФ АН СССР», 1955, вып. 5, с. 87—88.
78. Самочкин В. М. Особенности ледотермического режима приплотинной части Новосибирского водохранилища.—В сб.: Региональные исследования водных ресурсов бассейна р. Оби. Новосибирск, «Наука», 1968, с. 40—47.
79. Себенцев Б. М., Биск Д. И., Мейснер Е. В. Зимний режим водохранилищ канала Москва—Волга.—«Труды Воронеж. отделения Всесоюз. НИИ прудового рыбного хозяйства», 1940, т. 3, вып. 1, с. 27—35.
80. Синотин В. И., Генкин З. А. К вопросу о гидравлическом расчете русел, покрытых льдом.—«Изв. ВНИИГ», 1966, т. 80, с. 177—191.
81. Сокольников Н. М. Особенности ледотермического режима в глубоком водохранилище.—«Гидротехническое строительство», 1957, № 7, с. 25—28.

82. Сокольников Н. М. Термический режим в истоках рек, вытекающих из крупных водоемов.— «Информ. сб. Ленгидропроекта», 1960, № 18, с. 30—37.
83. Сокольников Н. М. Зимний термический режим приплотинной части водохранилищ и истоков рек, вытекающих из озер.— «Труды Ленгидропроекта», 1965, № 2, с. 198—209.
84. Суворов Е. К. Основы ихтиологии. М., «Советская наука», 1948, 579 с.
85. Тимофеев М. П. О методике расчета температуры водоемов.— «Метеорология и гидрология», 1958, № 12, с.
86. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. Л., Гидрометеоздат, 1963, 291 с.
87. Томирдиаро С. В., Нищанский Г. М., Кириллов В. А. Подозерные таликовые зоны и их оконтуривание в инженерной практике.— «Колыма», 1969, № 9, с.
88. Труфанов А. А. О кривой скоростей для потоков, поверхность которых покрыта льдом или шероховатой пленкой.— «Метеорология и гидрология», 1939, № 1, с. 51—57.
89. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. Л., Гидрометеоздат, 1969, 83 с.
90. Указания по термическому расчету водохранилищ (сост. А. И. Пехович, В. М. Жидких). ВСН 18—68, Минэнерго СССР, Л., «Энергия», 1969, 70 с.; ВСН 46—71, Минэнерго СССР. Л., «Энергия», 1972, 71 с.
91. Шебалин О. Д. Турбулентный обмен, обусловленный ветровым волнением в мелком море.— «Труды Балт. НИИ рыбного хозяйства и океанографии». Калининград, 1959, вып. 3, с.
92. Шлихтинг Х. Теория пограничного слоя. М., «Наука», 1969, 742 с.
93. Штокман В. Д. Вертикальное распространение тепловых волн в море и косвенные методы определения коэффициента теплопроводности.— «Труды ИО АН СССР», 1946, т. 1, с. 3—46.
94. Шулейкин В. В. Физика моря. М., «Наука», 1968, 1083 с.
95. Шуляковский Л. Г. Появление льда и начало ледостава на реках, озерах и водохранилищах. Л., Гидрометеоздат, 1960, 251 с.
96. Ясонов Г. А. Термический режим Куйбышевского водохранилища.— «Сб. работ Комсомольской ГМО», 1962, вып. 2, с. 55—74.
97. Bowden K. The effect of eddy viscosity on ocean waves. *Phyl. Mag.*, 1950, vol. 41, N 320.
98. Devic O. Thermische und Dynamische Bedingungen der Eisbildung in Wasserläufen auf norwegische Verhältnisse angewandt. *Geophys. Publ.*, 1931, IX.
99. Schnitter N. Der Entwurf der Bogenstaumauer Monticella. *Schweizerische Bauzeitung*, 74, Jahrgang, Heft, N 16, 1956.
100. Smutek R. Vyzkum proudu vjstev kapaliny zuzne teploty. *Ceskoslovenske Akademie Ved.*, 1955, *Recniu* 65, N 4.

Предисловие	3
Основные обозначения	5
1. Некоторые искусственные водоемы СССР	7
1.1. Сведения о водохранилищах СССР	7
1.2. Изученность теплового режима водохранилищ	14
2. Годовой термический цикл в водохранилищах	18
2.1. Периоды годового термического цикла	18
2.2. Основные черты годового термического цикла	21
2.3. О влиянии сброса подогретых вод тепловых электростанций на термический режим водохранилищ ГЭС	64
3. Элементы теплового баланса водохранилищ	73
3.1. Уравнение теплового баланса и его составляющие	73
3.2. Расчет составляющих теплового баланса	74
4. Перемешивание водных масс в водохранилищах и назначение ко- эффициента теплопроводности	79
4.1. Виды перемешивания	79
4.2. Ветровое турбулентное перемешивание	80
4.3. Динамическое турбулентное перемешивание	88
4.4. Свободноконвективное перемешивание	93
4.5. Расчет коэффициентов теплопроводности по данным натур- ных термических наблюдений	96
5. Постановка гидротермических задач	100
5.1. Существующие методы расчета температуры воды	100
5.2. Дифференциальное уравнение теплообмена в воде и краевые условия	103
5.3. Термическая классификация водохранилищ	111
6. Практические способы расчета температуры воды в водохранилищах	120
6.1. Принцип суперпозиции — основа инженерных способов рас- чета температуры воды	120
6.2. Расчет температуры воды при переменном во времени те- плообмене с атмосферой и грунтом дна	137
6.3. Расчет температуры воды при сложном изменении по глу- бине начальной температуры	141
6.4. Расчет температуры воды при переменных во времени ко- эффициентах тепло- и температуропроводности	151
6.5. Расчет температуры воды при наличии изотермии	155
6.6. Расчет температуры воды в период наполнения водохрани- лищ	161
7. Примеры расчета температурного режима водохранилищ и сопо- ставление с данными наблюдений	165
7.1. Расчет температуры воды в Красноярском водохранилище в течение годового термического цикла 1968-69 г.	165
7.2. Расчет температуры воды в Братском водохранилище	178

7.3. Расчет температуры воды в Камском водохранилище в осенне-зимний период 1956-57 г.	183
8. Некоторые дополнительные вопросы термического режима водохранилищ	186
8.1. Температура воды, сбрасываемой из водохранилища в нижний бьеф	186
8.2. О термическом режиме каскада бьефов гидротехнических сооружений	193
Заключение	196
Список литературы	197

Яков Львович Готлиб

Виктор Михайлович Жидких

Николай Михайлович Сокольников

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ

ВОДОХРАНИЛИЩ

ГИДРОЭЛЕКТРОСТАНЦИИ

Отв. редактор И. Н. Соколов

Редактор Л. А. Чепелкина
Художник К. А. Карпошевич
Худ. редактор В. А. Баканов
Техн. редактор Н. Ф. Грачева
Корректор Л. И. Хромова

Сдано в набор 25/XII 1975 г. Подписано к печати 5/IV 1976 г. М-19633. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага тип. № 1. Печ. л. 12,75. Уч.-изд. л. 13,15. Тираж 1300 экз. Индекс ГЛ-299.
Заказ № 33. Цена 94 коп. Гидрометеиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 Союзполиграфпрома при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.