

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ БИОЛОГИИ ВНУТРЕННИХ ВОД

Н. В. БУТОРИН, Т. Н. КУРДИНА, С. С. БАКАСТОВ

ТЕМПЕРАТУРА
ВОДЫ И ГРУНТОВ
РЫБИНСКОГО
ВОДОХРАНИЛИЩА



ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1982
6982747

ПРЕДИСЛОВИЕ

Интенсивное гидротехническое строительство в нашей стране привело к созданию большого количества водохранилищ. Некоторые из них по своим размерам оказались соизмеримы с крупнейшими озерами. Образование водохранилищ вызвало необходимость изучения характера вносимых ими изменений в природную среду, прежде всего в режим рек, сток которых регулируется водохранилищами. Наиболее ярко и быстро это проявляется в температурном режиме. Большое общемногологическое значение имеет и изучение особенностей температурного режима водохранилищ.

Температура является одним из уникальных физических свойств воды. Она определяет в основном плотность воды. Пресная вода представляет собой одно из немногих жидких тел, которое имеет наибольшую плотность при 4° . Благодаря этому свойству в пресных водоемах вода обладает наименьшей плотностью при наивысших летних температурах. Осенью по мере охлаждения плотность воды возрастает пока температура ее уменьшается до 4° , а при дальнейшем ее понижении плотность начинает уменьшаться до превращения воды в лед. Изменения плотности воды определяют характерные особенности циркуляции вод, которые сильно влияют на жизнь в водоеме.

Вода имеет высокую удельную теплоемкость, и для изменения ее температуры требуется большое количество тепла. В то же время вода обладает большой скрытой теплотой плавления и высокой скрытой теплотой парообразования. Последнее приводит к тому, что значительная часть поступающей солнечной энергии расходуется на испарение воды. Этот поток энергии смягчает климатические условия не только в водоеме, но и в его окрестностях и делает их более благоприятными для жизни.

Перечисленные свойства воды приводят к тому, что при одних и тех же условиях широта изменения физических характеристик воды меньше, и изменяются они медленнее по сравнению с воздухом. Несмотря на это, температура воды является важным лимитирующим фактором жизни в водоемах, так как многие виды водных животных обладают узким диапазоном приспособляемости к температуре воды, и на определенных этапах жизни даже умеренные изменения ее могут повлечь гибель их или ухудшение условий существования.

При всем том, что основные физические свойства пресных вод, наполняющих водохранилища, одинаковы, температурный режим в каждом из них имеет свои особенности. Он связан с типом водоема, с его географическим положением, высотой над уровнем моря, морфометрией водоема, условиями инсоляции и особенностями ветрового режима, температурой воды, ее притоком и химизмом, наконец, с влиянием хозяйственной деятельности.

В настоящей монографии собраны и обобщены материалы исследований температурного режима Рыбинского водохранилища со времени его образования в 1941 г. В основу работы положены материалы специальных исследований, проводившихся на водохранилище Институтом биологии внутренних вод АН СССР, Государственным гидрологическим институтом, Рыбинской гидрометеорологической обсерваторией и другими организациями, а также данные наблюдений сети гидрометеорологических станций и постов Государственного комитета по гидрометеорологии и охране окружающей среды.

За годы существования водохранилища по его температурному режиму накоплен большой материал наблюдений. Отдельные попытки обобщения имеющихся данных, несмотря на свою ценность, носят фрагментарный характер, и на их основании трудно получить общее представление об особенностях температурного режима этого своеобразного водоема, имеющего большое народнохозяйственное значение.

Давно возникла необходимость в подготовке сводной работы по термике водохранилища, содержащей обзор накопленных знаний о важнейшем экологическом факторе, – температуре воды и донных отложений. Объективный анализ данных о температурном режиме водохранилища будет способствовать выявлению сложных связей естественных и антропогенных процессов в формировании температурных условий этого водоема, что имеет существенное значение для разработки принципов прогнозирования данного экологического фактора, особенно в преддверии грандиозных работ по территориальному перераспределению водных ресурсов и наиболее рациональному и эффективному хозяйственному использованию водоема.

ВВЕДЕНИЕ

Первые сведения о температурных условиях Рыбинского водохранилища относятся к 1950 г. И. Ф. Овчинников (1950) в кратком очерке о водохранилище подвел итоги эпизодическим измерениям температуры воды, произведенным в разное время и в различных частях водоема со времени его заполнения до 1948 г. Оказалось, что температурный режим искусственного водоема существенно отличается от такового озера. Регулирование объема водохранилища сопровождается осыханием прибрежной зоны, обмелением междуречья и сохранением значительных глубин на русловых участках. Уже одно это обстоятельство создает различные условия прогрева и охлаждения вод по акватории и глубине водоема. Было показано, что на специфику температурных условий водоема влияют географическое положение бассейнов питающих его рек, а также различие морфометрии речных районов и центральной части водохранилища. Таким образом, уже первые наблюдения выявили сложный характер распределения температуры в водоеме и влияние на этот процесс антропогенного фактора – регулирования объема.

В последующие годы исследования велись главным образом с целью решения ряда практических вопросов. Так, летом 1946 и 1947 гг. Государственный гидрологический институт совместно с Рыбинской гидрометеорологической обсерваторией (РГМО) выполнили измерения температуры воды с целью получения данных для расчета испарения с поверхности водохранилища. Материалы экспедиционных и стационарных измерений температуры на береговых водомерных постах позволили Т. А. Горшуновой (1951) дополнить сведения И. Ф. Овчинникова (1950) о температурных условиях водохранилища и проследить многолетние изменения температуры воды относительно условий эксплуатации водоема, принятых в 1947 г. Ее выводы об однородном распределении температуры по глубине и акватории водохранилища в течение большей части безледного периода при правильной оценке роли ветрового волнения в перераспределении тепла в дальнейшем не подтвердились. Однако, располагая весьма скучными данными о зимних температурах, автор справедливо отметила ведущую роль турбулентного переноса тепла в формировании температурных условий водоема при ледоставе.

Повышенный интерес к изучению ледово-термического режима водохранилища вызвал затруднения в эксплуатации Рыбинской ГЭС, возникавшие из-за образования и оседания внутриводного льда на конструкциях гидроузла. С целью объяснения переохлаждения воды в приплотинном участке и поиска путей направленного ускорения ледостава был выполнен обширный цикл наблюдений, результаты которых обобщены С.Н. Тачаловым (1957).

Многочисленными измерениями температуры воды сопровождались биологические исследования, интенсивно развернувшиеся на водоеме во второй половине 50-х годов. Существенную ценность при этом представляют наблюдения на станциях стандартных рейсов, выполняемых 2-3 раза в месяц в течение одного-двух дней и по настоящее время. Эти данные, дополненные измерениями температуры по ходу судна на специальных гидрологических разрезах, позволили Т.Н. Курдиной (1958) составить схему пространственного распределения температуры в поверхностном и придонном слоях воды в условиях интенсивного их прогрева, а также показать перенос вод с разной температурой по акватории и глубине водоема сгонно-нагонными течениями. Впервые были приведены величины вертикальных температурных градиентов и указаны районы с наиболее высокими и низкими придонными температурами в конце зимнего сезона.

В 1957-1959 гг. В.И. Рутковский (1963) провел серию синхронных наблюдений по изучению суточной динамики температуры воды. Их результаты показали, что для изучения характера распределения вод с разной температурой, динамики ее в этом своеобразном водоеме необходимо совершенствование методов сбора информации. В связи с этим были организованы скоростные маршрутные съемки водохранилища (Рутковский, 1958). Они проводились с разной полнотой в 1957-1959 гг., а в 1960 г. получили дальнейшее развитие в виде синхронных съемок (рис.1) водоема, которые велись до 1964 г. (Буторин, 1965).

Материалы синхронных съемок представляют наибольшую ценность в архиве данных о температурном режиме водохранилища. На их основе выявлен ряд характерных особенностей распределения температуры воды в различные сезоны, в частности в период ледостава (Буторин, 1963), показана специфика изменения ее с глубиной, рассчитан теплозапас водохранилища и его сезонные изменения.

В эти же годы получили дальнейшее углубление и расширение исследования гидрометеорологического режима Рыбинской гидрометеорологической обсерваторией, начатые в конце 50-х годов. Наряду с продолжением регулярных измерений температуры воды не только на существующих, но и на новых водомерных постах, были организованы наблюдения на рейдовых вертикалях и гидрологических разрезах, расположенных в наиболее репрезентативных участках водохранилища. Обобщение полученных данных позволило С.Н. Тачалову (1959) показать особенности годового

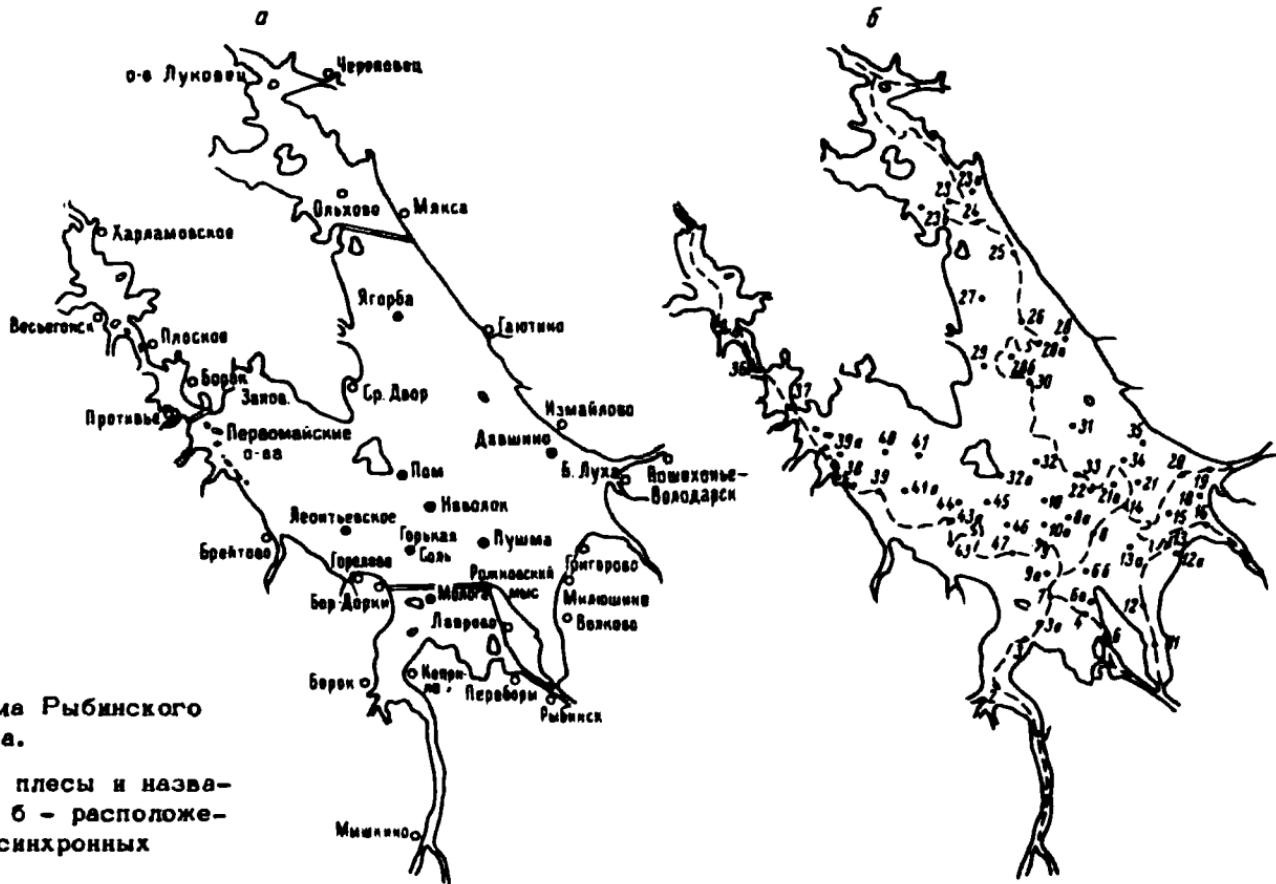


Рис. 1. Схема Рыбинского водохранилища.

а - основные плесы и названия пунктов, б - расположение станций синхронных съемок.

и сезонного хода температуры воды в разных частях прибрежной зоны водоема, а для его центральной части дать типовой график температуры по наблюдениям у постов Молога и мыс Рожновский.

Несомненная заслуга С.Н. Тачалова – впервые предпринятая попытка проследить характер теплообмена воды с грунтами дна. Впоследствии эти работы получили методическую основу, дальнейшее развитие и позволили установить роль климатических и антропогенных факторов в процессе теплообмена (Тачалов, 1966).

Более полные исследования температурного режима грунтов дна водохранилища были развернуты в ИБВВ АН СССР. Получены материалы по термике грунтов, дана схема распределения температуры в их придонном слое (Бакастов, 1960, 1965). Разработана методика определения теплофизических характеристик затопленных грунтов. Это позволило рассчитать теплозапас грунтов с учетом сезонных изменений температуры дна и выявить условия формирования температурного режима грунтов, включая мелководья и осушную зону (Бакастов, 1966, 1976).

Было установлено, что в период весеннего и летнего прогрева часто наблюдается явление стратификации вод по глубине, обычно непродолжительное по времени и приуроченное к тихой погоде, определены различия температуры в поверхностных и придонных слоях, рассчитаны градиенты ее изменения по глубине (Буторин, 1962).

Особое внимание уделялось изучению формирования и динамики слоя температурного скачка. К.К. Эдельштейну (1963) удалось проследить условия и время появления слоя скачка, изменение глубины его границ, накопление тепла в эпи- и метатримнионе при определенных метеорологических условиях. Эти исследования подтвердили возможность и показали сам процесс расслоения водной толщи в мелководном водохранилище.

К 60-м годам уже имелись обширные материалы по температуре воды водохранилища, и В.И. Рутковский (1963) предпринял попытку их обобщения с целью характеристики годового и сезонного хода температуры в условиях искусственного водоема. Им установлено, что весной температурный режим водохранилища обусловлен температурой аккумулированных паводочных вод, в конце весны усиливается роль солнечной радиации. Летом и осенью в формировании температурного режима превалирует теплообмен с атмосферой, а зимой – теплообмен с грунтами и вынос тепла к нижней поверхности льда.

Дальнейшее изучение процессов накопления и расхода тепла водной массой водохранилища требовало расчетов баланса тепла. Это нашло отражение в работах С.Н. Тачалова (1965), Н.В. Буторина, С.С. Бакастова (1965), О.Ф. Кондрацовой (1965). Наиболее полное представление о тепловом режиме водохранилища в безледный период дано Е.А. Зайцевой (1965, 1968). Автором приведены результаты расчета составляющих годовых и

месячных тепловых балансов водоема за ряд лет, которые наглядно отражают картину прихода и расхода тепла, показывают роль отдельных компонентов в сезонном и годовом изменении теплозапаса водохранилища.

Несколько позднее В.И. Колкутин и С.Н. Тачалов (1970, 1973) рассчитали баланс тепла в весенний и осенний переходные периоды, что имеет важное значение для выявления особенностей температурного режима водоема. Исходя из полученных результатов, В.И. Колкутиным предложен способ расчета средней температуры водоема в переходные периоды методом теплового баланса.

Современный уровень развития производительных сил вызывает не только глубокие изменения в режиме водоемов, но и приводит к перестройке их экологических систем. Поэтому при комплексных биологических исследованиях детально изучаются все основные физические и химические параметры состояния и изменения водной среды и прежде всего температурные условия. С целью выявления причинных связей и ответных реакций экосистемы в целом и отдельных ее звеньев на те или иные воздействия температуры ИБВВ АН СССР систематически углубляется изучение особенностей и специфических черт температурного режима водохранилища. Первичные данные по температуре воды и донным отложениям сопоставляются и анализируются с ходом биологических процессов (Рыбопромысловый атлас..., 1963; Курдина, Буторин, 1968; Рыбинское водохранилище..., 1972).

Результаты исследований температурного режима как экологического фактора показывают важную роль температуры воды и грунтов, сезонной и многолетней изменчивости ее для видового состава, распределения, размножения, питания, роста, динамики численности водного населения.

Температурные данные наблюдений сети стаций и постов по 1972 г. включительно и экспедиционных работ обобщены С.Н. Тачаловым и Е.А. Зайцевой (Гидрометеорол. режим..., 1975).

Г л а в а I

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Достаточно полное физико-географическое описание водохранилища и основные сведения об отдельных элементах гидрометеорологического режима приведены в монографиях „Рыбинское водохранилище и его жизнь“ (1972) и „Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР“ (1975). Здесь мы отметим лишь те особенности, которые определяют формирование температурного режима воды и грунтов и его изменения.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Бассейн Рыбинского водохранилища расположен на северо-востоке европейской части СССР в пределах лесной зоны. Большая часть его и водохранилище находятся в подзоне южной тайги. Под воздействием хозяйственной деятельности на его территории значительное распространение имеют „ополья“ – искусственная лесостепь с преобладанием распаханных угодий. Такой тип ландшафта наиболее характерен для бассейнов Волги и Мологи. В бассейне Шексны он встречается реже, главным образом вблизи северо-восточного берега водохранилища. На остальной части шекснинского бассейна преобладают темнохвойные еловые и сосновые леса, а по правому притоку Шексны – Суде – большие площади болот.

В заболоченной части шекснинского бассейна наименьшая густота речной сети – от 0.31 до 0.35 км/км². В менее заболоченной восточной части она составляет 0.36–0.40 км/км². В бассейнах Мологи и Волги густота речной сети увеличивается до 0.41–0.45, а местами по правобережью Волги до 0.50 км/км². Отсюда видно, что условия для поступления дождевых и снеговых вод в русла рек, а затем в водохранилище на бассейнах главных питающих его рек различны.

КЛИМАТ

Климат бассейна формируется под воздействием морских и континентальных воздушных масс и характеризуется умеренно теплым летом и умеренно холодной зимой. Период положительных

Таблица 1

Максимальные и минимальные температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$)
(Рыбинское водохранилище..., 1972)

Колебания	Углич	Рыбинск	Пошехонье-Володарск	Весьегонск	Череповец
Минимум	-48	-46	-49	-48	-49
Максимум	36	36	35	35	34
Амплитуда	84	82	84	83	83

температур воздуха продолжается около 7 месяцев. Весенний и осенний периоды затяжные, с чередованием теплых и холодных дней. Зимний период с отрицательной температурой длится более 3 месяцев. Поступление теплых воздушных масс атлантического происхождения вызывает зимой продолжительные оттепели, а вторжение холодных континентальных масс воздуха – резкое похолодание.

Самый холодный месяц – февраль, самый теплый – июль. Устойчивый переход температуры воздуха через 0° весной происходит чаще всего в первой декаде апреля, осенью – в последних числах октября.

Наиболее теплая часть лета со среднесуточной температурой воздуха выше 15° продолжается 50–70 дней (со второй декады июня по вторую декаду августа). Значения температуры воздуха в районе водохранилища за 70 лет наблюдений приведены выше (табл. 1).

Многолетняя среднегодовая температура воздуха на побережье водохранилища изменяется от 2.7° в северной части до 3.4° в южной (табл. 2).

Над акваторией водохранилища в годовом ходе температуры воздуха прослеживаются некоторые отличия от такового над сушей. В мае над водной поверхностью среднемесячная температура на 0.5 – 1.0° ниже, чем над прилегающей к водоему сушей, а в сентябре–октябре примерно на 0.5° выше. Наблюдаются различия и в суточном ходе температуры воздуха над водоемом и берегом. После вскрытия водохранилища в дневные часы над водой температура на 1.0 – 4.0° ниже, а с июня по октябрь вочные часы на несколько градусов выше, чем над сушей (табл. 3).

В районе водохранилища часто повторяются годы с избыточным увлажнением, однако осадков на зеркало водоема выпадает меньше, чем на прилегающую сушу (Гущина, 1966а). Если над центральной частью водохранилища годовое количество их менее 500 мм, то на побережье колеблется от 510 до 660 мм. Около 70% годовой суммы осадков приходится на теплое время года (Справочник по климату СССР, 1966). Количество осадков по годам варьирует в широких пределах. В дождливые годы сумма их может превысить норму в 1.5 раза, а в засушливые

Т а б л и ц а 2

Среднемесячная и годовая температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) по данным гидрометеорологических станций
(Гидрометеорол. режим..., 1975)

Пункт	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Углич	-11.1	-10.5	-5.3	3.4	10.9	15.1	17.6	15.7	10.1	3.8	-2.5	-8.0	3.3
Переборы	-11.3	-11.0	-5.7	3.2	10.5	15.7	17.8	16.4	10.5	4.3	-2.8	-7.4	3.4
Мыс Рожновский	-11.5	-11.4	-6.5	1.5	9.5	15.6	18.0	16.6	10.9	4.3	-2.5	-8.1	3.0
Брейтово	-11.2	-11.1	-5.8	2.7	9.9	15.3	17.2	15.9	10.0	4.1	-2.9	-7.3	3.1
Пункт открытого моря (ПОМ)	-	-	-	-	-	15.0	18.2	16.3	10.6	3.7	-	-	-
Молога	-10.9	-11.0	-6.7	0.9	9.4	14.9	18.2	16.2	11.0	3.9	-2.7	-8.0	2.9
Пошехонье-Володарок	-11.9	-11.4	-6.2	2.4	10.0	14.6	17.0	15.2	9.4	3.1	-3.1	-8.7	2.5
Череповец	-11.9	-11.3	-6.2	2.1	9.6	15.1	17.2	15.6	9.9	3.2	-3.4	-8.0	2.7

Т а б л и ц а 3

Изменение температуры воздуха над водной поверхностью (Гидрометеорол. режим..., 1975)

Дата	Число наблюдений	Расстояние от подветренного берега, км	Температура, °C		Разность температуры поверхности воды и воздуха на урезе, °C	Изменение температуры воздуха по профилю, °C	
			поверхности воды	воздуха		между соседними станциями	на всем профиле
24 VI 1964	8	Урез	11.4	16.6	-5.2	-2.7	-4.0
			17	13.9		-0.7	
			25	13.2		-0.6	
			35	12.6		0.0	
			43	12.6		6.3	
						1.4	
25 VII 1964	6	Урез	19.3	10.9	8.4	0.0	7.7
			17	17.2		3.7	
			25	18.6		0.0	
			35	18.6		0.1	
						0.0	
25 VII 1964	6	Урез	18.9	14.8	4.1	3.8	
			8	18.5		0.0	
			18	18.5		0.1	
			28	18.6		0.0	
			43	18.6		0.1	
						0.0	
25 V 1966	14	Урез	11.1	18.3	-7.2	-1.3	-3.4
			17	17.0		-2.1	
			25	14.9		2.5	
						0.4	
29 VI 1966	9	Урез	20.2	17.3	17.3	2.9	
			17	19.8			
			25	20.2			

годы бывает вдвое меньше нормы. Наименьшая влажность воздуха характерна для конца весны и начала лета, когда среднемесячная величина ее колеблется от 69 до 74%.

Влияние обширного Рыбинского водохранилища прослеживается и на изменении облачности. В теплые месяцы года количество ее над водоемом в дневные часы меньше, а в ночные и утренние – больше, чем над сушей.

Большое влияние на весь комплекс процессов, протекающих в водоеме, оказывает тепловой баланс. В весенний переходный период основной приходной составляющей теплового баланса является проникающая радиация, которая в среднем составляет 72% суммарного тепла. За счет теплообмена с атмосферой водоем получает 27% тепла, и только 1% приходится на тепловой сток рек, конденсацию и осадки. Из поступившего тепла 46% расходуется на таяние льда и на прогрев водной массы, 2% – на прогрев грунтов дна. Оставшееся тепло уходит на излучение и испарение (Колкутин, Тачалов, 1970).

В мае величина поглощенной солнечной радиации составляет в среднем $12.2 \text{ ккал}/\text{см}^2$, в июне–июле – порядка $13.2-13.7 \text{ ккал}/\text{см}^2$ (максимальные значения), с августа по октябрь она снижается от 9.7 до $2.3 \text{ ккал}/\text{см}^2$. В отдельные годы в самые теплые месяцы водоем поглощает от 11.7 до $15.4 \text{ ккал}/\text{см}^2$ (Зайцева, 1968).

По данным измерений на гидрометеорологической станции мыс Рожновский на побережье водохранилища положительный тепловой баланс устанавливается в апреле – $3.5 \text{ ккал}/\text{см}^2$, в мае–июле величина его увеличивается до $8.2-8.4 \text{ ккал}/\text{см}^2$, а от августа к октябрю уменьшается с 5.7 до $0.3 \text{ ккал}/\text{см}^2$. С ноября по февраль радиационный баланс отрицательный, а в марте – нулевой (Справочник по климату СССР, 1966).

Для значительной части побережья и акватории водохранилища характерно преобладание ветров юго-западного и западного направлений. Однако на отдельных участках побережья в течение теплого периода наряду с западными и юго-западными ветрами часто повторяются северо-западные (рис. 2). В отдельные годы наблюдается увеличение повторяемости ветров северной четверти. Штилевая погода в районе водохранилища бывает очень редко, наоборот, ветры со скоростью выше 8 м/с – обычное явление. В открытой части водоема число дней с таким ветром в среднем составляет 203 в год, а в отдельные годы – 223. Зарегистрированы случаи, когда при отдельных порывах скорость ветра достигает 40 м/с (табл. 4).

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МОРФОМЕТРИИ И РЕЛЬЕФА ДНА

Форма и рельеф дна водохранилища определились основными чертами рельефа Молого-Шекснинской низины. Длина береговой линии при нормальном подпорном уровне (НПУ) составляет

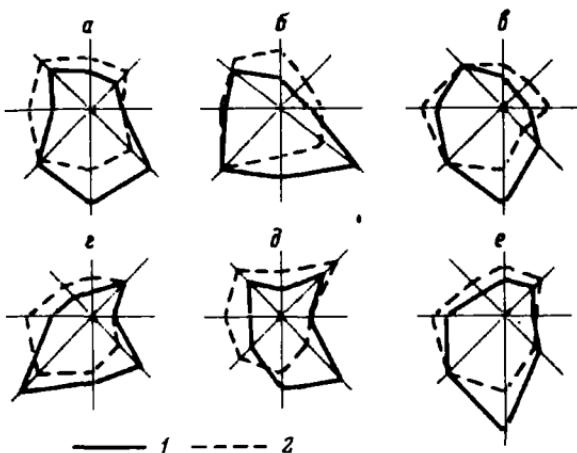


Рис. 2. Повторяемость ветров различных направлений, % (по: Гущина, 19666).

а - мыс Рожновский, б - Переборы, в - Брейтово, г - Пошевхонье-Володарск, д - Гаютино, е - Череповец. 1 - холодный период (X1-IY), 2 - теплый период (Y-X).

2150 км. Изрезанность берегов, за исключением Молого-Шекснинского полуострова, незначительна. Площадь зеркала водохранилища при НПУ 4550 км^2 , а объем водной массы 25.4 км^3 . Средняя глубина его 5,6 м. Глубины от 0 до 2 м занимают около 21% площади. В результате зимней сработки акватория водоема может уменьшаться на 48%, а объем - на 67%.

По распределению глубин и морфологическим особенностям ложа в водохранилище выделяются четыре плеса: Волжский, Молжский, Шекснинский, Главный (Фортунатов, 1959). Из них первые три располагаются по долинам соответствующих рек и представляют собой вытянутые, за исключением Шекснинского плеса, сравнительно узкие участки. Они характеризуются наличием извилистой полосы больших глубин по руслам рек, к которой примыкают участки затопленных пойм с глубинами от 2 до 9 м.

По конфигурации берегов и форме в плане, по распределению глубин плесы водохранилища существенно различаются между собой. Это относится и к рельефу дна. Наличие речек, ручьев и озер в долинах основных водотоков особенно осложнило рельеф дна Главного плеса (рис. 3) и обусловило местами резкую смену глубин.

Рельеф дна водохранилища подвержен существенным изменениям. Они происходят прежде всего под влиянием действия водных масс, которые размывают ложе и берега. Общая длина абразивных берегов водохранилища составляет 152 км. Участки

Таблица 4

Среднемесячная и годовая скорости ветра (м/с) на побережье
(Гидрометеорол. режим..., 1975)

Пункт	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Углич	3.9	3.8	3.9	3.6	3.6	3.3	3.1	3.0	3.5	4.2	4.1	4.2	3.7
Переборы	4.3	4.2	4.1	3.7	4.1	4.0	3.7	3.6	4.0	4.7	4.4	4.4	4.1
Мыс Рожновский	5.8	5.2	5.5	4.7	4.8	4.9	5.0	5.1	6.1	6.8	6.4	5.9	5.5
Брейтово	4.4	4.1	4.4	3.9	4.3	4.1	3.8	3.8	4.3	5.0	4.7	4.7	4.3
Пункт открытого моря (ПОМ)	-	-	-	-	-	5.6	5.4	5.8	6.6	6.9	-	-	-
Череповец	5.4	5.4	5.2	4.7	4.5	4.3	3.9	4.0	4.4	5.2	5.4	5.4	4.8

абразии расположены в основном в речных плесах. Берега Главного плеса преимущественно пологие, на многих участках заболоченные. Поэтому несмотря на то, что абразионные берега сложены в большинстве случаев легкоразмываемыми породами, размеры береговых переформирований сравнительно невелики. По данным Рыбинской гидрометеорологической обсерватории, в 1947-1963 гг. береговая линия отступила на участках абразионных берегов в Волжском плесе на 10-30 м, в Моложском - на 30-100 м, в Шекснинском - на 50-90 м, в Переборском заливе - на 20-25 м (Иванов, 1965). Объем переформирования грунта на 1 пог. м берега составил за рассматриваемый период от 47 до 527 м³. Если принять условно средний объем береговых переформирований на 1 пог. м абразионного берега равным средней из наблюденных величин (около 190 м³ на пог. м), то общее поступление материала из этого источника равно 28.5·10⁶ м³, или около 46·10⁶ т, при средней пористости 40% и удельном весе 2.7 т/м³ (Буторин и др., 1975).

Большая часть переработанного материала откладывается в пределах узкой полосы береговой отмели, но часть его поступает в глубоководные участки водоема. Если учесть, что при определенных динамических условиях часть продуктов размыва берегов, слагающих береговую отмель, также уносится за ее пределы, то в целом фактор размыва берегов играет существенную роль в изменении рельефа водохранилища.

При мелководности водохранилища гидродинамическое воздействие водной массы распространяется не только на прибрежную мелководную зону, но и на районы подводных возвышенностей

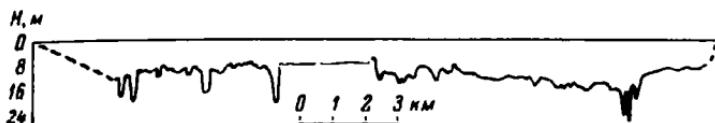


Рис. 3. Поперечный профиль дна по разрезу Горькая Соль-Григорово (Главный пles).

дна в открытой части водоема. По своим размерам переработка подводных мелководных банок не уступает переработке берегов. Обследования нескольких мелководных участков в Волжском и Главном пlesах водохранилища, включающие съемки и повторные нивелировки постоянно закрепленных профилей, показали, что при размытии мелководий происходит нивелирование их поверхности. Бугристый до затопления рельеф сменяется плоским. Абсолютные высоты обследованных мелководий за 25 лет существования водохранилища уменьшились на 1.5 м (Зиминова, Курдин, 1968).

Только банка Лысая Гора в Волжском пlesе водохранилища за рассматриваемый период потеряла 14.7 тыс. m^3 грунта, или 13.7% своего первоначального объема. Объем грунта, вынесенный в Главный пles водоема, составил 397 тыс. m^3 . Таким образом, в становлении подводного рельефа и его изменениях решающая роль принадлежит водным взвесям.

Основная масса взвешенного вещества Рыбинского водохранилища образуется в основном за счет абразионной деятельности водоема и оценивается в $86.6 \cdot 10^6$ т, а также за счет речных наносов – $19 \cdot 10^6$ т. Доля продукции фитопланктона и высшей водной растительности в образовании взвесей составляет $2.9 \cdot 10^6$ т (Буторин и др., 1975).

Водные взвеси играют большую роль в формировании грунтового комплекса водоема. В Рыбинском водохранилище только 5% поступающих и образующихся в нем взвешенных веществ выносятся в нижний бьеф гидроузла, а остальная часть их аккумулируется на дне водоема (Зиминова, Курдин, 1972). Помимо этого водные взвеси, изменяя прозрачность воды, лимитируют проникновение в водную толщу солнечного света и тем самым оказывают непосредственное влияние на температурные условия водоема.

ЗОНА ВРЕМЕННОГО ЗАТОПЛЕНИЯ

Характерной морфометрической особенностью Рыбинского водохранилища является наличие обширной зоны временного затопления, образующейся в результате годовых изменений уровня. Зоной временного затопления мы считаем часть акватории водоема, ограниченную положением самого высокого и наиболее низкого уровня водохранилища за многолетний период с момента

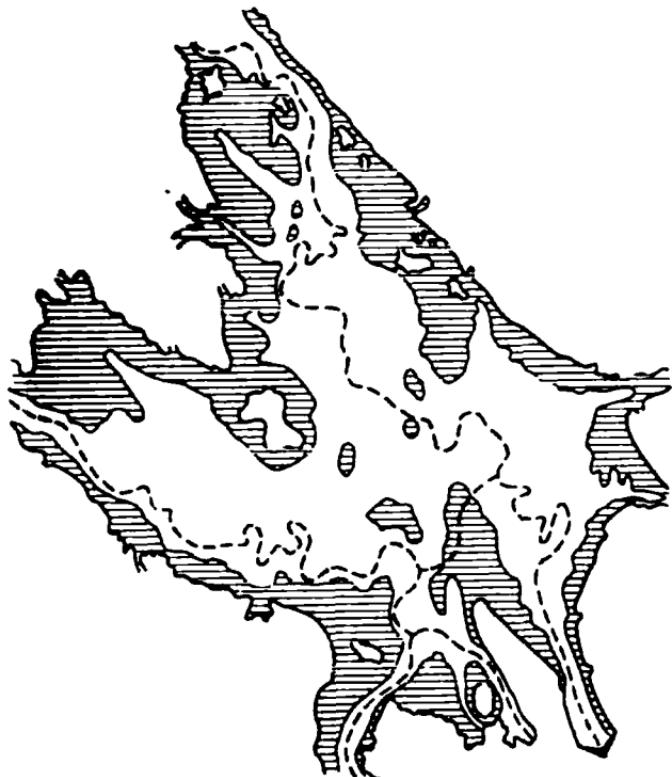


Рис. 4. Осушная зона (заштрихована).

Пунктирная линия – русла рек.

его наполнения до проектной отметки (1947 г.). Для Рыбинского водохранилища эта зона расположена между отметками уровня 102.4 и 96.1 м. Площадь ее составляет 2780 км² (с учетом площади осевшего на грунт льда), что составляет 61% от площади водохранилища при НПУ и 57% от площади максимального его наполнения за многолетний период. Образуется она в результате осушения не только прибрежных мелководий, но и мелководных участков Главного пlesa (рис. 4). Поэтому в дальнейшем мы будем называть ее осушной зоной водохранилища.

Осушная зона – новый и качественно своеобразный ландшафтный элемент, характерный особенно для равнинных водохранилищ. Эта зона отличается своеобразием режимных характеристик, грунтового комплекса, в ней происходит формирование специфической флоры и фауны. Характерной особенностью ее является промерзание осушенных грунтов в зимнее время. При неблагоприятных условиях, в суровые и малоснежные зимы, отрицательные температуры в поверхностном слое грунта достигают 10-15°, что приводит почти к полной гибели зимующих

Т а б л и ц а 5

Площади осушаемых мелководий и соответствующие им объемы водной массы

Плес	Характеристики	Изобата от НПУ, м			
		1	2	3	4
Волжский	Площадь, км ²	82	168	245	290
	% от площади при НПУ	15	30	45	53
	Объем зоны, км ³	0.09	0.17	0.36	0.53
	% от объема при НПУ	3	6	14	20
Мологский	Площадь, км ²	54	97	119	144
	% от площади при НПУ	24	44	54	65
	Объем зоны, км ³	0.03	0.10	0.15	0.24
	% от объема при НПУ	4	13	20	32
Шекснинский	Площадь, км ²	136	262	368	445
	% от площади при НПУ	20	38	53	64
	Объем зоны, км ³	0.01	0.23	0.50	0.80
	% от объема при НПУ	1	9	20	32
Главный	Площадь, км ²	228	434	655	982
	% от площади при НПУ	7	14	22	32
	Объем зоны, км ³	0.12	0.40	1.04	2.05
	% от объема при НПУ	1	2	5	10
Водохранилище в целом	Площадь, км ²	500	961	1416	1861
	% от площади при НПУ	11	21	31	41
	Объем зоны, км ³	0.23	0.90	2.04	3.61
	% от объема при НПУ	1	4	8	14

в нем водных животных. Зона временного затопления играет большую роль не только в жизни водоема, но и в значительной степени определяет особенности его режима. Прежде всего она оказывает большое влияние на температурные условия водохранилища. Сезонный ход температуры здесь весьма динамичен.

Осушная зона отличается от глубоководных частей более ранним прогревом в весенне время, наиболее высокими абсолютными температурами летом и ранним охлаждением осенью, причем изменение температуры за короткое время охватывает всю водную толщу и верхний слой донных отложений.

Особенности режима зоны временного затопления, своеобразной части акватории водоема, обусловливаются в основном ее морфометрическими характеристиками, в частности положением и размерами. В среднем за многолетний период при годовом понижении уровня осушная зона распространяется до 4-метровой изобаты от уровня при НПУ. При этом осушается 1860 км² мелководий, или 41% от площади водоема при НПУ. Объем водной массы соответствующей мелководной зоны составляет 3,6 км³, или 14% от объема водохранилища при НПУ.

Для Рыбинского водохранилища обычны случаи осушения мелководий ниже 4-метровой изобаты. С 1947 до 1978 г. такое годовое понижение уровня отмечалось 14 раз. Наиизший уровень наблюдался в 1952 г. В этих условиях осушная зона составляла 54% акватории водоема при НПУ с учетом площади осушения под осевшим на грунт льдом.

С целью изучения динамики осушной зоны для разных плесов приводятся (табл. 5) абсолютные и относительные величины их площадей и объемов водной массы между береговой линией при НПУ и изобатами в 1-4 м. Оказалось, что по абсолютной величине площади осущенных мелководий плесы располагаются в следующей последовательности: Главный, Шекснинский, Волжский, Моложский. По удельной же величине мелководных участков в размерах акватории каждого плеса картина иная: наиболее развиты мелководья в Моложском плесе, где они от уреза при НПУ до глубины 4 м составляют 65% от акватории плеса, затем следуют Шекснинский и Волжский плесы, а последнее место занимает Главный плес. Приведенные данные свидетельствуют о большом удельном весе мелководий во всех плесах водохранилища.

Величина площади мелководий, затапляемых и осушаемых ежегодно, время начала и конца осушения или затопления сильно колеблются в зависимости от особенностей годовых колебаний уровня. Учитывая, что продолжительность затопления и осушения рассматриваемой зоны имеет большое значение в жизни водоема, этим процессам уделяется особое внимание.

При определении времени начала и конца как затопления, так и осушения мелководных территорий принимался момент, когда уровень начинал устойчиво повышаться или понижаться. Временные изменения уровня в результате сгонно-нагонных колебаний не учитывались, поэтому даты и значения максимальных и минимальных годовых значений уровня в данном случае могут отличаться в отдельные годы от сведений, публикуемых Гидрометеослужбой.

Таблица 6

Продолжительность повышения уровня и величина затопленных мелководных территорий за 1947-1980 гг.

Период повышения уровня	Повышение уровня, м	Продолжительность затопления, сут	Затопленная площадь, км ²
1 IY-21 VI 1947	5.05	81	2212
4 IY-6 VI 1948	3.25	63	1479
3 IY-29 V 1949	2.38	56	1140
4 IY-3 VI 1950	2.96	60	1343
29 III-16 VI 1951	3.36	79	1579
15 IY-5 VI 1952	3.32	51	1367
2 IY-18 VI 1953	3.23	78	1513
30 III-1 VI 1954	1.72	63	776
18 IY-20 VI 1955	5.26	63	2377
17 IY-7 VI 1956	4.70	51	2050
11 IY-14 V 1957	3.38	33	1589
17 IY-27 V 1958	4.90	40	2222
10 IY-19 V 1959	4.04	39	1884
12 IY-2 VI 1960	3.21	51	1402
2 IY-20 V 1961	2.86	48	1380
7 IY-31 V 1962	4.16	54	1928
14 IY-30 V 1963	2.72	46	1222
9 IY-8 VI 1964	3.12	60	1397
10 IY-20 VI 1965	3.59	71	1659
3 IY-13 VI 1966	4.74	71	2191
29 III-20 V 1967	3.49	52	1627
27 III-22 V 1968	4.12	56	1902
12 IY-21 VI 1969	3.68	70	1690
4 IY-15 V 1970	3.70	41	1732
5 III-30 V 1971	2.65	86	1218
25 III-8 VI 1972	2.91	75	1384
26 III-15 V 1973	2.30	50	1027
5 III-16 VI 1974	3.84	103	1772
7 III-4 V 1975	2.57	58	1161
26 III-6 VII 1976	3.78	102	2142
3 IY-15 VI 1977	4.31	73	1942
31 III-20 VII 1978	4.64	111	2087
5 IV-19 V 1979	2.93	44	1399
22 III-18 V 1980	4.86	57	2201
Максимум	5.26	111	2377
Минимум	1.72	33	776
Средний	3.58	62	1645

Таблица 7

Повторяемость и обеспеченность размеров затопляемых площадей и сроков их затопления

Интервалы затопляемых площадей, км^2	Частота (повторяемость)		Обеспеченность		Интервалы сроков наполнения, дни	Частота (повторяемость)		Обеспеченность	
	годы	%	годы	%		годы	%	годы	%
2499-2000	8	23.5	8	23.5	119-100	3	8.8	3	8.8
1999-1500	12	35.3	20	58.8	99-80	2	5.9	5	14.7
1499-1000	13	38.3	33	97.1	79-60	12	35.3	17	50.0
899-500	1	2.9	34	100.0	59-40	13	38.3	30	88.3
					39-20	3	8.8	33	97.1
					19.0	1	2.9	34	100

Начало затопления осушной зоны совпадает с началом наполнения водохранилища водами весеннего половодья. Средняя дата начала повышения уровня, по многолетним данным, 5 апреля при среднем уровне водоема 98.1 м. В зависимости от климатических условий года начало и конец повышения уровня в водохранилище могут сдвинуться от средней даты до одного месяца. Так, наиболее раннее начало повышения уровня за исследуемый период наблюдалось 5 марта (1974 г.), наиболее позднее – 18 апреля (1955 г.). Окончание затопления мелководий совпадает по срокам с наступлением максимального уровня в конце наполнения водоема. Наиболее ранняя дата окончания затопления мелководий относится к 4 мая (1975 г.), а наиболее поздняя – к 20 июля (1978 г.). Среднемноголетняя дата окончания затопления мелководий водохранилища приходится на 3 июня при отметке уровня 101.6 м (табл. 6).

Таким образом, продолжительность процесса затопления мелководий водохранилища колеблется от 33 (1957 г.) до 111 суток (1978 г.) при среднем времени, равном 62 суткам. При среднем повышении уровня за многолетний период 3.58 м затопляется 1645 км^2 мелководных территорий. В 1954 г. при минимальном повышении уровня 1.72 м оказались затопленными 776 км^2 , а при максимальном подъеме его в 1955 г., равном 5.26 м, затоплению подвергалось 2377 км^2 , т.е. в 3 раза больше.

В отдельные годы как сроки начала и конца затопления мелководий, так и величины затопляемых площадей сильно отклоняются от средних значений (табл. 6). В связи с этим обстоятельством были подсчитаны повторяемость и обеспеченность величины затопляемых площадей и сроков затопления (табл. 7).

Полученные данные показывают, что если за исследуемый период величина затопляемых площадей изменялась от 776 до 2377 км^2 , а продолжительность затопления от 33 до 111 суток,

Таблица 8

Продолжительность понижения уровня и величина осущеных мелководных территорий за 1947-1980 гг.

Период осушения	Понижение уровня, м	Продолжительность осушения, сут	Осушенная площадь, км ²
21 VI 1947-4 IY 1948	3.54	287	1633
6 VI 1948-3 IY 1949	1.98	301	934
28 Y 1949-4 IY 1950	3.50	312	1623
3 VI 1950-29 III 1951	2.61	299	1189
16 VI 1951-15 IY 1952	5.52	303	2413
5 VI 1952-2 IY 1953	2.11	301	1249
18 VI 1953-30 III 1954	3.24	285	1518
1 VI 1954-18 IY 1955	3.40	321	1467
20 VI 1955-17 IY 1956	5.55	301	2481
7 VI 1956-11 IY 1957	2.71	308	1249
14 Y 1957-17 IY 1958	4.91	338	2227
27 Y 1958-10 IY 1959	3.93	318	1830
19 Y 1959-12 IY 1960	4.96	328	2259
2 VI 1960-2 IV 1961	1.14	304	538
20 Y 1961-7 IY 1962	4.29	322	1992
31 Y 1962-14 IY 1963	3.90	318	1813
30 Y 1963-9 IY 1964	3.12	314	1398
8 VI 1964-10 IY 1965	2.71	306	1217
20 VI 1965-3 IY 1966	4.15	287	1885
13 VI 1966-29 III 1967	3.88	289	1822
20 Y 1967-27 III 1968	4.15	311	1917
22 Y 1968-12 IY 1969	3.96	325	1832
21 VI 1969-4 IY 1970	3.19	287	1474
15 Y 1970-5 III 1971	3.40	295	1599
30 Y 1971-25 III 1972	2.88	299	1319
8 VI 1972-26 III 1973	3.68	291	1680
15 Y 1973-5 III 1974	2.10	266	936
16 VI 1974-7 III 1975	3.35	255	1556
4 Y 1975-26 III 1976	3.96	327	1727
6 YP 1976-3 IY 1977	4.51	271	2044
15 VI 1977-31 III 1978	4.47	289	2000
20 YII 1978-5 Y 1979	1.71	289	1289
19 Y 1979-22 III 1980	3.84	307	2191
Максимум	5.55	338	2481
Минимум	1.14	255	538
Средний	3.50	302	1647

Таблица 9

Продолжительность понижения уровня и осушенная площадь
в летний и зимний периоды за 1947-1980 гг.

Летний период					Зимний период				
год	продолжи- тельность периода, сут	пониже- ние уров- ня, м	осушенная площадь, км ²	% от осу- шеннной за год	годы	продолжи- тельность периода, сут	пониже- ние уров- ня, м	осушенная площадь, км ²	% от осу- шеннной за год
1947	215	1.51	721	44.2	1947-1948	133	2.03	912	55.8
1948	232	1.17	547	58.6	1948-1949	130	0.81	386	41.4
1949	178	1.33	648	39.9	1949-1950	131	2.17	975	60.1
1950	236	0.57	271	22.8	1950-1951	124	2.04	918	77.2
1951	209	1.76	851	35.3	1951-1952	155	3.76	1562	64.7
1952	234	0	0	0	1952-1953	128	2.48	1249	100.0
1953	230	0.43	220	14.5	1953-1954	126	2.81	1297	85.5
1954	240	1.03	484	33.0	1954-1955	142	2.37	982	67.0
1955	216	2.83	1365	55.0	1955-1956	146	2.72	1116	45.0
1956	215	0.28	142	11.4	1956-1957	154	2.47	1106	88.6
1957	197	1.11	560	25.1	1957-1958	141	3.08	1667	74.9
1958	194	1.31	856	35.8	1958-1959	134	2.62	1174	64.2
1959	179	1.48	747	33.1	1959-1960	149	3.48	1512	66.9
1960	225	1.00	468	87.0	1960-1961	140	0.14	70	13.0
1961	190	1.57	776	39.0	1961-1962	132	2.72	1216	61.0
1962	186	0.87	443	24.4	1962-1963	132	3.03	1370	75.6

1963	181	1.73	801	57.3	1963-1964	134	1.39	597	42.7
1964	197	2.10	949	78.0	1964-1965	140	0.61	268	22.0
1965	207	1.30	620	32.9	1965-1966	141	2.85	1265	67.1
1966	241	2.45	1180	64.8	1966-1967	119	1.09	642	35.2
1967	197	2.32	1110	57.9	1967-1968	114	1.83	807	42.1
1968	172	1.87	896	48.9	1968-1969	153	2.01	936	51.1
1969	208	1.91	913	61.9	1969-1970	140	1.28	561	38.1
1970	192	2.69	1295	80.9	1970-1971	102	0.71	305	19.1
1971	174	1.81	848	64.3	1971-1972	126	1.07	471	35.7
1972	148	3.36	1531	91.1	1972-1973	143	0.32	149	8.9
1973	172	1.80	808	86.3	1973-1974	94	0.30	128	13.7
1974	162	2.29	1095	70.4	1974-1975	93	1.06	461	29.6
1975	191	2.73	1231	71.3	1975-1976	136	1.23	496	28.7
1976	105	1.98	944	46.2	1976-1977	166	2.53	1100	53.8
1977	168	1.70	805	40.2	1977-1978	121	2.77	1195	59.8
1978	134	0.10	51	4.0	1978-1979	155	1.61	1238	96.0
1979	141	2.06	989	45.1	1979-1980	166	1.78	1202	54.9
1980	165	3.22	1517	-	-	-	-	-	-
Максимум	241	3.36	1531	91.1	-	166	3.76	1667	100.0
Минимум	105	0	0	0	-	93	0.14	70	8.9
Среднее	192	1.64	779	47.3	-	135	1.91	885	52.7

то затопление площадей от 1000 до 2000 км² имеет обеспеченность 74%, а площадей от 1000 до 1500 км² - 38%.

Аналогичные расчеты выполнены и для периода осушения мелководий. Из приведенных данных (табл. 8) следует, что в среднем за год осушается 1845 км². Минимальное понижение уровня, равное 1,14 м, наблюдалось в 1980-1981 гг., при этом было осушено 538 км² мелководных территорий, а максимальное - 5,55 м в 1955-1958 гг. повлекло осушение 2469 км² мелководных территорий, т.е. почти в 5 раз больше. Продолжительность осушения изменялась от 255 до 338 суток при средней продолжительности осушения за многолетний период 302 суток, т.е. осушение мелководных территорий происходит в 5 раз медленнее, чем их затопление.

Поскольку температурный режим в осушной зоне летом и зимой резко различен, представляет интерес уточнить величины площадей ее для каждого из этих сезонов. По многолетним данным в летний период осушается в среднем 894 км² мелководий, а в зимний - 1187 км², что составляет соответственно 37,6 и 62,4% от средней площади зоны временного затопления. Естественно, что в отдельные годы величины площадей, осушаемых как зимой, так и летом, и их соотношение существенно варьируют (табл. 9).

Наименьшая величина осушаемых в летний период площадей отмечается в годы с низким весенним наполнением водохранилища (1950, 1952, 1956, 1980, 1982). Максимальный уровень наполнения водоема в эти годы был на 1-2 м ниже НПУ. Самый низкий уровень весеннего наполнения водохранилища был в 1952 г. и составил 1,93 м ниже НПУ. Но в этот аномальный год в результате обильных дождей в летне-осенний период после незначительного понижения наблюдалось повторное повышение уровня, что привело к дополнительному затоплению 620 км² мелководий. В отличие от других лет в этот год вся площадь осушения приходилась на зимний период.

Такая сложная динамика зоны временного затопления, большая изменчивость продолжительности процессов затопления и осушения мелководий несомненно оказывают большое влияние на температурные условия как прибрежья, так и всего водоема.

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Донные отложения водоемов помимо общелимнологического значения играют большую роль в их тепловом балансе. Накапливая тепло за теплую время года, они отдают его в зимний период водной массе и тем самым влияют на температурный режим водоема. Вопрос о распределении температуры в донных отложениях и теплообмена между дном и водной толщей остается слабо изученным. Для понимания его и раскрытия закономерностей процесса теплообмена между донными отложениями

и водой существенное значение имеет характеристика особенностей грунтового комплекса водоема.

Началом формирования грунтового комплекса водохранилища следует считать его заполнение, а исходным материалом – почвенный покров затопленной территории. Под воздействием физических и биохимических процессов из первичных грунтов, поступающих в водоем, и образующихся в нем взвесей формируются донные отложения водоема. В Рыбинском водохранилище развитие этого процесса прослежено достаточно хорошо (Курдин, 1959, 1965; Курдин, Зиминова, 1968, 1971; Буторин и др., 1975). В ходе этих исследований должное внимание уделялось и изучению грунтового комплекса зоны временного затопления. Оказалось, что за годы существования водохранилища первоначально затопленные почвы как всего ложа, так особенно прибрежных мелководных частей, подвергались значительным изменениям. К 1965 г. почти полностью завершилось самоочищение ложа Рыбинского водохранилища от затопленной растительности и произошло разрушение основного количества торфяных сплавин (Тачалов, 1965). Возросшая в связи с этим интенсивность размыва донных грунтов привела к ускорению процесса формирования ложа водохранилища, в том числе и его мелководий, и выравниванию береговой линии в результате отчленения от водоема мелких заливов путем образования пересыпей и берегового вала из остатков древесной растительности, торфяной крошки и песка.

В результате перестройки первичного рельефа мелководий под воздействием ветровых волн произошло нивелирование их поверхности. Основная площадь мелководий оказалась занятой обнаженными песчаными и супесчаными почвами и вторичными мелкими и пылеватыми песками. Бывшие понижения рельефа мелководий (руслы водотоков, овраги, озера и т. д.) заполнились песчанистым илом и илом. Эти отложения богаты органическим веществом, потеря в весе при их прокаливании более 15%, тогда как у песчаных грунтов и у обнаженных почв она не превышает 3%. Обычны для мелководий водохранилища участки дна, занятые хаотическим нагромождением древесных остатков или группами пней, а также торфянистыми включениями в грунты в виде торфянистых кочек; основная же часть осушных мелководий теперь выглядит как плоская равнина с небольшими уклонами поверхности дна.

Исследованиями установлено, что грунты водохранилища подразделяются на три основные группы: первичные – сохранившиеся после затопления почвы и торфа; трансформированные – оставшиеся после затопления почвы с существенным изменением их свойств; вторичные – образовавшиеся в водохранилище.

Особенности морфометрии и гидрологического режима обусловили различия в распределении донных отложений по акватории водохранилища. В Волжском, Моложском и Шекснинском

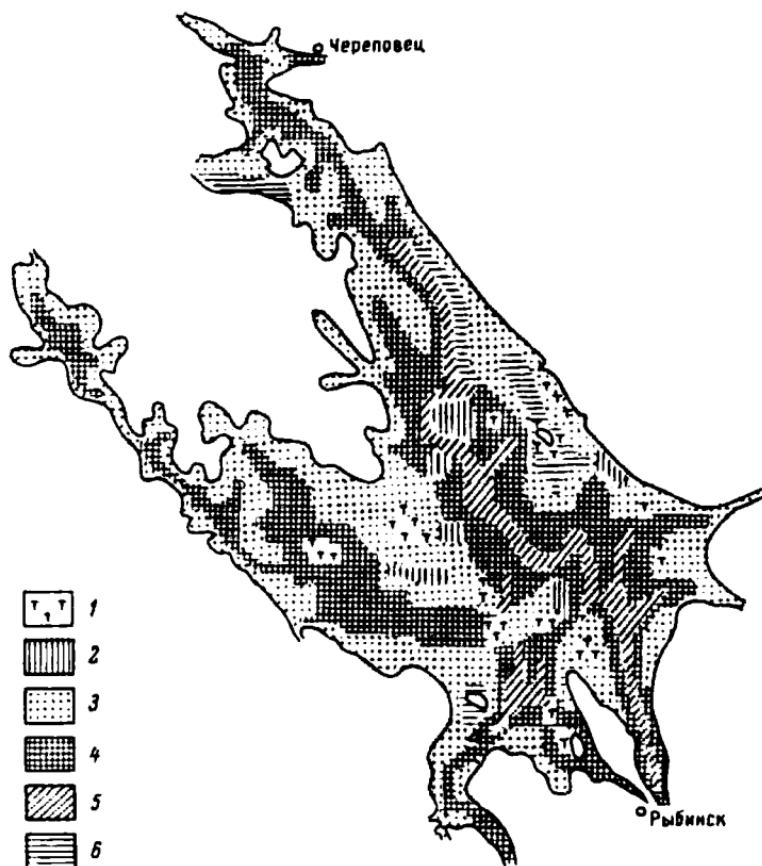


Рис. 5. Схема распределения донных отложений по материалам грунтовой съемки 1978 г.

1 – торф, 2 – почвы, 3 – песок, илистый песок, 4 – песчанистый серый и серый илы, 5 – переходный ил, 6 – торфянистый ил

плесах значительные площади дна заняты почвами. Серый ил, образовавшийся за счет аллювиальных наносов, расположен на глубинах больше 6 м. В верховых плесов он встречается и на меньших глубинах, так как волнение в этих районах развито слабо. Площади, занятые переходным и торфянистым илами, в речных плесах незначительны (рис. 5).

По характеру грунтов Главный плес делится на восточную и западную части. В восточной части илистые отложения представлены главным образом торфянистым илом и залегают ниже изобаты 10 м. Исключение составляет район Центрального мыса и заостровные пространства у восточного берега, где торфянистые илы встречаются и на меньших глубинах. Пески располагаются до глубины 5-6 м и лишь у восточного берега они распространяются на большие глубины.

Т а б л и ц а 10

Площади грунтов водохранилища (%) (по: Законнов, 1981)

Тип грунта	Год		
	1955	1965	1978
Почва	55	15	5
Песок и илистый песок	20	37	42
Песчанистый серый и серый илы	8	35	40
Переходный ил	4	5	5
Торфянистый ил	13	8	8
Торф и отложения из макрофитов	<1	<1	<1

В западной части Главного пlesa в отличие от восточной преобладают серые илы. Торфянистые илы в этом районе отсутствуют, значительные площади дна заняты песками и почвами. Так выглядел грунтовый комплекс водохранилища через 10 лет после его образования.

С течением времени в характере распределения грунтов наблюдаются существенные изменения. Это убедительно показали данные грунтовой съемки 1965 г., на основании которых отмечено продвижение песчанистых отложений в глубину водоема. Наблюдается замещение незаиленных ранее почв пылеватым песком или песчанистым илом. Одновременно с распространением песков в глубь водоема в Главном пlesе отмечены сокращение площадей, занимаемых торфянистым и переходным илами, и постепенное замещение их серым илом.

Дальнейшие исследования показали, что перестройка грунтового комплекса водохранилища продолжается, хотя темпы этого процесса замедлились. Это хорошо видно по динамике площадей различных типов грунтов (табл. 10). Произошли изменения площадей, занимаемых всеми типами грунтов. Площади под почвами уменьшились в 10 раз. За счет их произошло увеличение площадей песка различной крупности в 2 раза, а также серого и песчанистого серого ила в 5 раз. Общая площадь переходного ила практически не изменилась, а торфянистого уменьшилась в 1.5 раза.

Наличие различных по происхождению грунтов, особенности их распределения и специфичность режима водохранилища обуславливают различие физических и химических свойств донных отложений. Характерной особенностью механического состава донных отложений водохранилища является почти полное отсутствие частиц больше 0.5 мм. Исключение составляют русловые участки пlesов, где на промываемых в весенне время участках русел сохраняются средние пески, и участки мелководий водоема, на которых образовался плащ песчаных наносов.

Таблица 11

Некоторые физические и теплофизические характеристики грунтов

Органическая составляю- щая, %	γ , г/см ³	Максималь- ная моле- кулярная влагоем- кость, %	Коэффициенты			Грунт (по: Курдин, 1959)
			$K \cdot 10^{-3}$, см ² / с	$\lambda \cdot 10^{-3}$, кал см·с·град	μ , кал см ³ ·град	
0.16	1.92	5.30	5.42	2.24	0.41	Песок
0.84	1.90	8.68	4.34	3.53	0.81	
1.86	1.79	8.54	4.34	3.18	0.73	
2.35	1.76	11.11	3.23	2.28	0.71	
2.40	1.88	13.24	5.30	5.60	1.06	
2.60	1.80	11.40	4.61	3.14	0.68	Илистый песок
3.00	1.17	35.19	1.61	1.22	0.76	Обнаженная почва
3.00	1.85	11.80	3.80	2.76	0.73	Глина
3.33	1.77	17.85	3.02	2.56	0.85	Илистый песок
4.00	1.70	13.80	2.92	2.11	0.72	Пеочаная почва
4.20	1.82	16.31	3.23	3.33	1.03	Илиотый песок
4.20	1.90	15.80	4.33	3.24	0.73	
4.25	1.80	14.72	3.70	4.11	1.11	Песчаная почва
4.50	1.67	12.80	3.39	1.80	0.53	Илистый песок
5.10	1.80	15.10	3.69	2.58	0.70	Песчаная почва
5.47	1.64	15.86	3.23	2.05	0.63	Песчаная почва
6.43	1.10	52.08	1.13	1.05	0.93	
6.52	1.90	14.68	3.94	3.10	0.79	Глина
6.63	1.60	17.45	2.90	2.93	1.01	Пеочаная почва
7.10	1.51	63.60	2.61	2.02	0.77	Илистый песок

7.10	1.73	21.70	3.36	2.49	0.74	Песчаная почва
7.70	1.60	17.60	2.94	2.19	9.74	Глина
8.47	1.55	18.63	2.08	2.28	1.10	Пеочаная почва
9.16	1.36	20.55	2.21	1.90	0.86	
12.04	1.42	23.16	1.92	1.85	0.81	Супесчаная почва
12.94	1.48	24.36	2.77	1.84	0.66	
13.23	1.63	17.48	2.90	2.23	0.77	
18.56	1.33	29.10	1.92	1.48	0.77	
19.35	1.12	38.71	1.45	1.31	0.90	
20.20	1.16	29.10	1.58	1.29	0.81	Серый ил
21.20	1.15	31.70	1.52	1.30	0.86	
22.00	1.23	41.10	1.61	1.71	1.06	
23.00	1.12	34.00	1.55	1.31	0.84	
31.70	1.17	40.70	1.55	1.29	0.83	Разбухшая почва
32.70	1.04	51.30	1.38	1.19	0.86	Переходный ил
36.32	1.17	41.35	1.61	1.27	0.79	
37.50	1.04	47.00	1.46	1.36	0.93	Торфянистый ил
37.60	1.13	43.00	1.44	1.28	0.89	Разбухшая почва
40.00	1.02	48.70	1.37	1.25	0.91	Отложения из макрофитов
41.43	1.08	49.42	1.25	1.35	1.08	Торфянистый ил
42.60	1.23	44.80	1.71	1.83	1.07	
46.60	1.08	48.10	1.42	1.30	0.91	
51.90	1.13	59.10	1.39	1.09	0.78	
55.62	1.13	64.68	1.52	1.25	0.82	Отложения из макрофитов
62.00	1.03	51.30	1.27	1.25	0.91	
68.00	1.06	66.40	1.16	1.15	0.98	Торф
83.70	1.05	48.10	1.33	1.13	0.85	
88.03	1.07	62.45	1.17	1.30	1.11	
100.00	1.04	88.70	1.13	1.19	0.98	Отложения из макрофитов

Сведения о валовом химическом составе донных отложений не-
многочисленны. Отдельные анализы показывают большое сход-
ство химического состава песчанистых серых илов и подстила-
ющей почвы (Драчев, 1956).

Из литературных источников известно, что механический и химический состав донных отложений влияет на их теплофизические свойства. Так, исследованиями С.С. Бакастова (1966) установлено, что содержание органического вещества в донных отложениях является определяющей характеристикой, влияющей на теплофизические свойства грунта. Определение теплофизических коэффициентов показало, что в грунтах разного состава величина их колеблется весьма значительно (табл. 11). Меньшие значения коэффициентов теплопроводности и температуропроводности имеют илы и торф, большие – пески и песчаные почвы. Коэффициент объемной теплоемкости меньше в песчаных грунтах и больше в илах. Эти данные важны при определении теплообмена водной массы с дном, а также при расчетах теплового баланса водоема. Помимо этого они характеризуют термический режим донных отложений и придонного слоя воды – экологического фактора жизни придонных и донных организмов.

Г л а в а II

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА

На формирование температурных условий в водоеме существенное влияние оказывают особенности гидрологического режима. Основные сведения о гидрологическом режиме Рыбинского водохранилища приведены в монографиях „Рыбинское водохранилище и его жизнь“ (1972), „Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР“ (1975) и в специальных статьях. Здесь мы отметим лишь те особенности, которые имеют наиболее важное значение при формировании температурного режима водоема.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДНОГО ПИТАНИЯ И ВОДНЫЙ БАЛАНС

Территория бассейна водохранилища характеризуется избыточным увлажнением и хорошо развитой речной сетью. По характеру водного режима реки бассейна относятся к восточноевропейскому типу. Основная роль в питании их принадлежит снежному покрову. Сток половодья составляет в среднем 54% годового, летне-осенний – 30%, зимний – 16%. Волга, Молога и Шексна дают 2/3 общего притока в водохранилище. В естественных условиях внутригодовое распределение стока в них было идентичным. После зарегулирования стока Волги и Шексны характер внутригодового распределения его существенно изменился.

Сток Волги в створе Угличской ГЭС в период половодья и летне-осенних паводков уменьшился, а зимой увеличился. В среднем весной через Угличский гидроузел поступает 44%, летом – 15, осенью – 17% годового стока Волги. На зимний период приходится 24%. Еще более неравномерное внутригодовое распределение стока наблюдается у Шексны. Объем притока Шексны за апрель-июнь составляет 70%, за июль-август – 3, за сентябрь-октябрь – 6%. В целом по водохранилищу среднемноголетний приток в весенний период составляет 48% от годового, летний – 18, осенний – 11, зимний – около 23%. В зависимости от климатических особенностей года это соотношение внутригодового распределения стока может существенно меняться. Так, в многоводный 1955 г. во время половодья

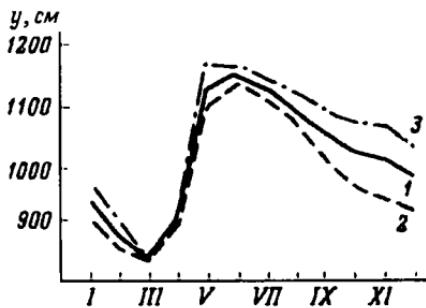


Рис. 6. Кривые годового хода уровней.

Средняя: 1 - за 1948-1976 гг.,
2 - за маловодную фазу, 3 -
за многоводную фазу.

1975). Расход воды из водохранилища по сезонам года характеризуется следующими цифрами: на весну приходится около 13.5%, на лето - 27.5, осень - 16, на зиму - 43%. Исследования последних лет показывают, что межгодовые различия основных компонентов водного баланса могут достигать 300%.

Водный баланс - один из основных факторов, обуславливающих динамику водных масс и особенности гидрологических процессов в водохранилищах. Специфичность его ярко проявляется в изменениях уровня.

КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ

Прослеживаются три характерных периода изменения уровня в водохранилище: зимней сработки, весеннего наполнения и летне-осенней сработки (рис. 6). Годовой ход его характеризуется сравнительно быстрым подъемом в начале половодья, наиболее высоким положением в конце половодья и в течение летне-осеннего периода, неодинаковой по продолжительности сработкой, преимущественно зимой, а иногда и со второй половины лета, минимальными отметками в предполоводный период.

В сезонном ходе уровня водохранилища из года в год происходят значительные изменения как в характере колебаний, так и в величине амплитуды. Амплитуда сезонных колебаний уровня в отдельные годы может достигать 5 м. В широких пределах изменяются и среднегодовые значения уровня. В отдельных случаях величина колебаний их превышает 2 м.

Помимо колебаний уровня, связанных с изменением объема водной массы в водохранилище, наблюдаются изменения его, вызванные воздействием ветра. Анализ многолетних данных измерений уровня показывает, что горизонтальное положение зеркала водохранилища отмечается примерно 60-70 суток за безледный период. В 40% случаев расхождения в уровнях водомерных постов достигают 1-5 см, а в 20-25% - 10-20 см. Перекосы уровня порядка 40-50 см имеют обеспеченность 2-3% (Гидрометеорол. режим..., 1975). Ветровые денивелляции уровня появляются уже при устойчивом ветре 3-4 м/с. Максимальные перекосы водной поверхности бывают при северных ветрах.

Отмеченные особенности в уровненном режиме водоема оказывают прежде всего большое влияние на размеры зоны временного затопления, а также на динамику вод. Положение уровня и его отметки обуславливает весенне-летний прогрев водной толщи и грунтов водохранилища, а изменения его способствуют теплообмену между мелководными и глубоководными участками водоема.

ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ

Морфометрические особенности водохранилища создают благоприятные условия для развития ветрового волнения. Они обеспечивают значительные разгоны волн для большинства направлений ветра, а повышенная скорость ветра и частая его повторяемость способствуют возникновению и развитию волнения. Так, длина разгона волн в направлении Шекспинского пlesa превышает 100 км, а за период, свободный ото льда, скорость ветра более 6 м/с над акваторией водохранилища имеет 50%-ную обеспеченность.

Наиболее интенсивное волнение наблюдается в Главном пlesе и примыкающих к нему участках речных пlesов. Расположение изолиний высот волн (рис. 7) показывает, что на большей части акватории Главного пlesа и сопредельных участках речных пlesов при ветре одной и той же скорости, но различного направления преобладают высоты волн 160–200 см, достигая значений 220 см. С приближением к берегам и мелководьям высота волн уменьшается. Так, на обширных мелководьях бывшего междуречья Шексны и Мологи высота волн не превышает 80 см.

Уменьшение размеров волн происходит также при понижении уровня воды в результате сработки водохранилища. Это связано с уменьшением длины разгонов волн и глубины по пути разгона. Особенно заметно это проявляется в прибрежье, где пологие берега быстро мелеют, и на мелководьях. Например, у мыса Рожновского, вокруг которого располагаются обширные мелководья, при понижении уровня на 1 м ниже НПУ при скорости ветра 12 м/с высота волн уменьшается не более, чем на 5%, а при понижении уровня на 2 м – уже на 25%, тогда как на глубоководных участках это уменьшение не превышает 5–15% (Гидрометеорол. режим..., 1975). Поскольку волновые процессы на Рыбинском водохранилище протекают на фоне значительных сезонных и годовых колебаний уровня, то величины элементов волн существенно меняются и оказывают большое влияние на теплообмен между мелководными и глубоководными участками водоема, а также между водной толщей и донными отложениями.

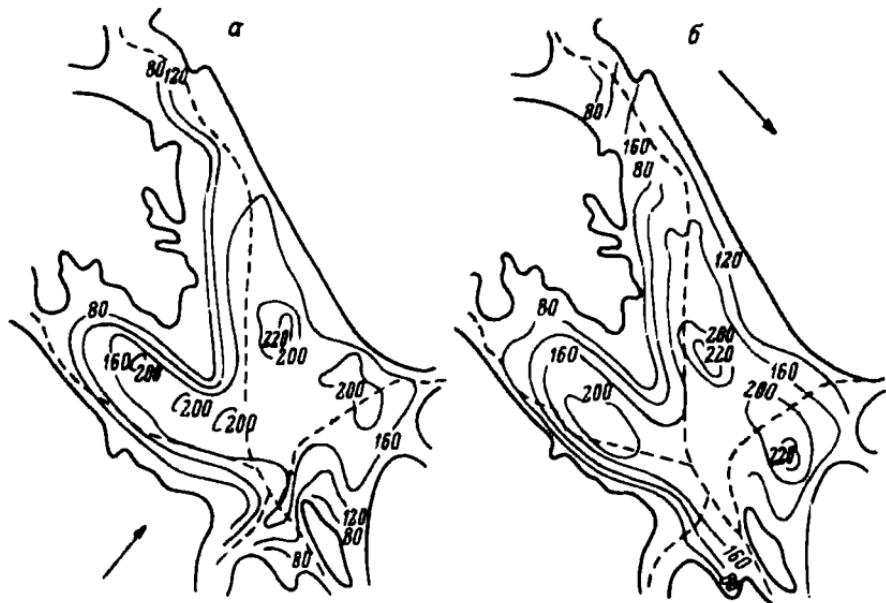


Рис. 7. Картограммы изолиний высот волн (см) при скорости ветра 20 м/с юго-западного (а) и северо-западного (б) направлений.

ТЕЧЕНИЯ

Водная масса, наполняющая водохранилище, находится в состоянии непрерывного движения. Одной из форм его являются течения. Они переносят водные массы в водоеме, способствуют перемешиванию вод, тем самым оказывая влияние на все физико-химические свойства их, включая температурный режим. Искусственное регулирование объема водной массы, форма и морфометрия водохранилища обусловливают сложную систему течений. Однако для многих его районов преобладающими являются стоковые течения, особенно в зимний период.

Режим течений в зимний период обусловлен в основном поступлением вод из Угличского водохранилища в Волжский пles, стоком Мологи и поступлением вод из Шекснинского водохранилища, наконец, сбросом их из Рыбинского через гидротехнические сооружения. Таким образом, каждый из главнейших притоков образует своеобразный поток в водоеме, характеристики которого определяются степенью зарегулированности реки и колебаниями водности потока.

В начале зимы в Волжском пlesе постоянное стоковое течение отсутствует, однако при сбросах воды из Угличского водохранилища периодически наблюдаются заметные скорости течения. Максимальные значения их отмечаются в нижнем бьефе

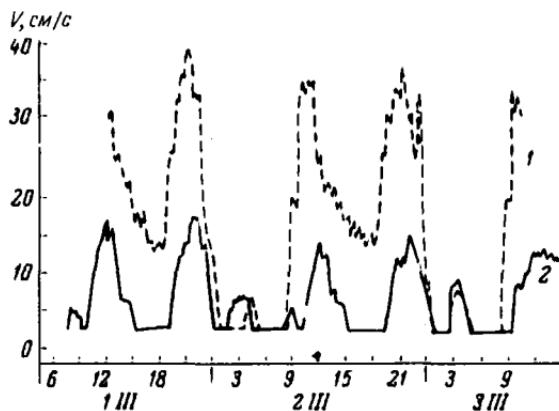


Рис. 8. Скорость течения у пос. Мышкино (1) и у с. Коприно (2) 1-3 III 1962.

Угличской ГЭС. С удалением от нее и увеличением площади водного сечения скорости течения уменьшаются (рис. 8). Максимальные скорости на выходе волжского потока в Главный плес водохранилища (90 км от Угличской ГЭС) редко превышают 15 см/с. В период предвесенней сработки Угличского водохранилища при подготовке его к пропуску паводка интенсивность течения увеличивается, а при пропуске весеннего половодья и переходе работы Угличской ГЭС на вынужденный базисный режим в Волжском плесе устанавливается постоянное стоковое течение. В это время отмечается резкое увеличение скорости течения, и даже в районе с. Коприно в отдельных случаях отмечалась скорость течения 89 см/с.

На примере Волжского плеса установлен весьма интересный и важный для понимания особенностей динамики вод водохранилищ факт возникновения обратных уклонов водной поверхности и образования сейшебразных колебаний водной массы с периодом около 6 ч. Изменения расходов Угличской ГЭС вызывают возникновение волн попусков и обусловливают неустановившийся характер движения воды на протяжении плеса, проявляющийся в периодических колебаниях уровня, изменениях уклонов водной поверхности и элементов течения. Характер распространения волн по плесу определяется его морфометрическими особенностями. При достаточно большой длине плеса волна попуска расплывается как за счет влияния сил сопротивления, возникающих при перемещении волны, так и вследствие увеличения площади водного сечения. При наличии какого-либо препятствия на пути распространения волны или резкого изменения морфометрических характеристик участка происходит отражение ее, что приводит к изменению направления движения вод и скорости течения (Литвинов, 1968; Литвинов, Буторин, 1980). Периодические изменения скорости и направления течения приводят к тому,

что в течение суток частицы воды совершают возвратно-поступательное движение при генеральном направлении перемещения в соответствии с бытовым течением Волги.

Одна из важнейших характеристик динамики вод - средний перенос за определенный промежуток времени, поскольку именно он, а не мгновенные скорости определяет характер движения водных масс. Так как движение воды носит турбулентный характер, направление переноса может существенно отличаться от фиксированного в конкретный момент времени направления течения. За период осреднения в данном случае целесообразно принять сутки, поскольку в это время, как правило, укладываются два полных цикла колебания попусковой волны. Сопоставление величин среднесуточных скоростей течения с косвенными характеристиками перемещения водных масс показало, что в большинстве случаев среднесуточные скорости совпадают со скоростью перемещения водных масс.

Наиболее простой способ вычисления результирующего переноса вод состоит в разложении вектора скорости на составляющие по координатным осям с последующим подсчетом их средних значений и обратном переходе к вектору переноса. Результаты подобных вычислений характеристик стокового течения в Волжском плесе для зимнего периода (табл. 12) подтверждают, что скорость переноса в 3-6 раз меньше "мгновенных", измеренных скоростей течения и непостоянна. Коэффициенты вариации обратно пропорциональны скорости переноса, а направление переноса может менять знак.

Наибольшие скорости течения в Моложском плесе наблюдаются выше выклинивания подпора, где сохраняются обычные речные условия. Средние скорости в районе г. Устюжны в период ледостава изменяются от 22 до 38 см/с, а максимальные достигают 57 см/с. По мере продвижения моложских вод в водохранилище скорость течения заметно уменьшается и у Первомайских островов составляет 6-8 см/с, а у выхода в расширенную часть водохранилища не превышает 3-4 см/с.

Интересно отметить, что по ходу моложского потока в отдельные периоды наблюдается кратковременное увеличение скорости потока. В отдельные периоды на выходе его в открытую часть водохранилища она может увеличиваться до 8-12 см/с, причем моменты увеличения скорости совпадают по времени с моментами пиковых сбросов Угличской и Рыбинской ГЭС при незначительном сдвиге фазы. Поскольку в волжском потоке и в верхнем бьефе Рыбинской ГЭС скорости течения имеют пульсирующий характер и направление потока периодически меняется, то и в зоне выхода моложских вод в открытую часть водоема наблюдается подобное явление.

На примере моложского потока в зимний период хорошо обнаруживается влияние динамики потока на температурные условия (табл. 13). Участки плеса с наибольшей проточностью

Таблица 12

Статистические характеристики течений в нодледный период

Длина ряда <i>N</i>	Составляющая на параллель			Составляющая на меридиан				
	среднее <i>u</i>	среднеквад- ратическое отклонение σ_u	коэффици- ент вариа- ции C_u	среднее <i>v</i>	среднеквад- ратическое отклонение σ_v	коэффици- ент вариа- ции C_v	<i>V</i> , см/с	α °
Пос. Мышкино								
1135	3.02	3.86	1.94	8.59	13.20	1.53	9.1	19
144	6.04	6.45	0.94	14.04	13.67	0.97	15.2	23
144	6.01	6.45	1.07	16.65	15.30	0.91	17.1	21
144	4.90	6.04	1.23	13.02	12.90	0.99	13.8	20
144	2.69	6.23	2.31	8.93	15.09	1.69	9.3	17
144	3.66	6.37	1.74	9.65	13.96	1.44	10.3	21
144	1.31	2.36	1.80	-0.10	4.22	42.19	1.3	94
127	0.71	4.61	6.52	4.29	9.06	2.11	4.4	9
Пос. Волга								
1135	-5.08	8.18	1.61	4.81	8.42	1.75	7.0	313
144	-7.38	8.64	1.17	7.59	8.58	1.13	10.6	316
144	-9.86	9.37	0.95	9.69	9.41	0.97	13.9	314
144	-7.76	8.21	1.06	8.17	8.05	0.98	11.3	316
144	-5.30	9.99	1.87	5.43	9.94	1.83	7.6	316
144	-5.93	9.04	1.52	5.76	9.32	1.62	8.3	315
144	-0.09	2.01	1.15	-0.85	2.06	2.42	0.9	186
144	-1.30	2.53	1.93	0.09	2.95	31.26	1.3	274
127	-2.76	5.70	2.06	2.30	6.00	2.61	3.6	309

Т а б л и ц а 13

Температурные градиенты и толщина льда
по длине Моложского плеса

Станция	Температурный градиент, $^{\circ}\text{C}/\text{м}$	Толщина льда, см
Плоское	0.03	29
Противье	0.06	71
Против устья р. Себлы	0.08	85
Брейтово	0.19	88
Гридино	0.22	105

имеют наименьшие температурные градиенты и наименьшую толщину льда.

Наибольшие скорости течения в Шекснинском плесе, как и в Моложском, наблюдаются в зоне выклинивания подпора, где средние скорости течения изменяются от 5 до 84 см/с, а максимальные достигают 116 см/с. С продвижением шекснинского потока к югу скорости быстро уменьшаются: максимальные значения 10–12 см/с в районе с. Городище, а у с. Гаютино 3–4 см/с.

Зимой наименьшей проточностью характеризуется Главный плес, где скорость перемещения водных масс, как правило, не превышает 3–4 см/с. Однако, учитывая значительную сработку водохранилища в зимний период, вызывающую сток вод с мелководий в русловые участки, можно утверждать, что и в Главном плесе постоянные застойные зоны отсутствуют.

С приближением к Рыбинской ГЭС скорость течения снова постепенно увеличивается и достигает максимальных значений, превышающих 1 м/с, в подводящем канале ГЭС. Общее представление о перемещении вод в водохранилище в зимний период дает схема (рис. 9).

Основные речные потоки и при открытой водной поверхности в общих чертах сохраняют свои особенности. Наибольшие скорости стоковых течений в них наблюдаются весной. При значительных расходах Угличской ГЭС максимальные скорости течения в Волжском плесе достигают 100 см/с. Даже на спаде половодья, во второй декаде мая, в отдельные годы зафиксирована скорость течения 50–70 см/с. С окончанием половодья и с уменьшением расходов Угличской ГЭС постоянного стокового течения в плесе не наблюдается. В летний период скорость течения в районе пос. Мышкино не превышает 10 см/с, а у с. Коприно обычно ниже 3 см/с. Только с началом сработки водохранилища и увеличением расходов Угличской ГЭС в осенний период скорости течения на волжском участке снова увеличиваются до 55–60 см/с в нижнем бьефе Угличской ГЭС и 10 см/с у с. Коприно.



Рис. 9. Схема течений в зимний период.

1 – стоковое, 2 – обратное. Цифры – скорость течения, см/с.

Аналогичные изменения в скоростном режиме при отсутствии льда наблюдаются в Мологском и Шекснинском плесах. Как на Мологе у г. Устюжна, так и на Шексне в период весеннего половодья даже средние скорости течения выше 50 см/с. Значения же максимальных скоростей, особенно на Мологе, часто превышают 100 см/с. Естественно, что с приближением к Главному плесу скорости течения в этих потоках, как и в Волжском, уменьшаются, но даже в районе Первомайских островов по Мологе и у сел. Городище по Шексне в период пика половодья они могут достигать 50–70 см/с. Некоторое представление о скоростях течения этих потоков в отдельные годы дают приведенные данные (табл. 14).

Таким образом, скорости стокового течения в речных плесах Рыбинского водохранилища весной имеют величины, не только обеспечивающие интенсивное перемешивание вод и тем самым влияющие на формирование температурных условий в водной тол-

Таблица 14

Средние и максимальные скорости течения в Мологе
у г. Устюжны и в Шексне у д. Черная Грязда

Р. Молога-г. Устюжна				Р. Шексна-д. Черная Грязда			
дата	скорость тече- ния, см/с		расход воды, м ³ /с	дата	скорость тече- ния, см/с		расход воды, м ³ /с
	сред- няя	макси- мальная			сред- няя	макси- мальная	
1961 г.							
23 IY	92	128	984	21 IV	41	53	203
11 Y	65	90	360	8 Y	75	101	753
3 VI	56	80	246	3 VI	57	78	482
16 VII	35	68	86.1	10 VII	36	52	263
1962 г.							
19 IY	107	142	1450	24 IV	72	94	605
10 V	70	90	417	11 Y	64	88	528
10 VI	51	80	164	6 VI	54	73	433
10 VII	39	74	101	9 VII	31	44	235
1963 г.							
23 IY	83	107	727	23 IY	49	73	641
5 Y	67	89	407	5 Y	51	73	483
12 VI	39	70	88.2	12 VI	04	07	111

ще, но и превышающие критические значения размывающих скоростей и оказывающие существенное воздействие на формирование донных отложений, а следовательно, на температурный режим грунтов.

Летом скорости течения в речных плесах уменьшаются, а с началом сработки водохранилища в осенний период и при значительных дождевых паводках вновь увеличиваются (Буторин, Литвинов, 1963; Гидрометеорол. режим..., 1975).

В Главном плесе и сопредельных с ним участках речных плесов слабые стоковые течения на протяжении всего безледного периода перекрываются ветровыми.

Для выяснения характера интегрального переноса вод в Рыбинском водохранилище для 6 месяцев безледного периода (май-октябрь) рассчитаны схемы интегральной циркуляции вод (рис. 10). Полученные схемы интегральной циркуляции показали, что в водоеме формируются две циркуляционные зоны, приуро-

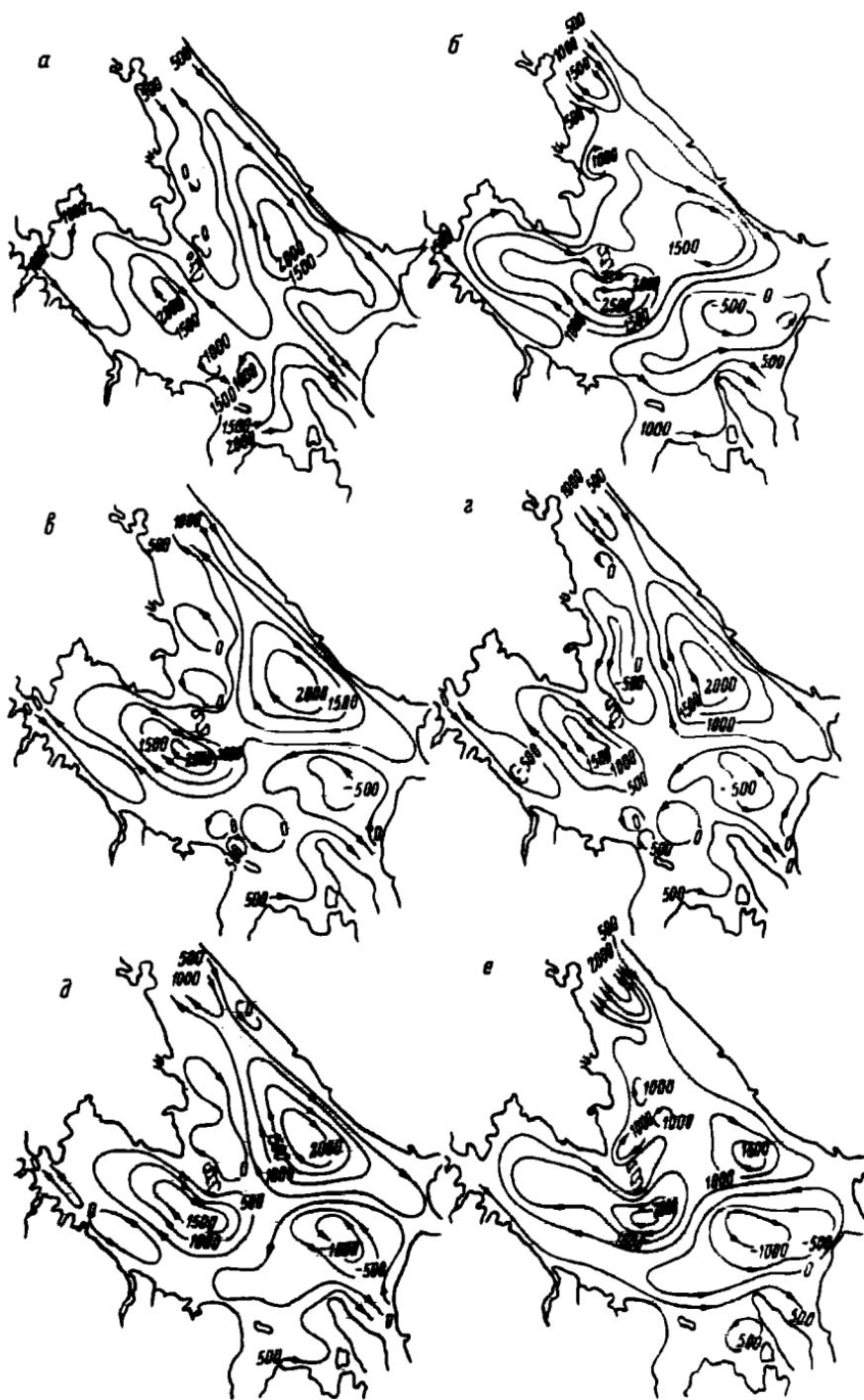


Рис. 10. Схема интегральной циркуляции вод.

а - май, б - июнь, в - июль, г - август, д - сентябрь, е - октябрь.

Т а б л и ц а 15

Расчетные характеристики преобладающего переноса
вод (за 1948-1976 гг.)

Гори- зонт	Средняя скорость, см/с	Диапазоны из- менения скоро- сти течения, см/с	Диапазоны из- менения направ- ления течения, град.	Разброс по направ- лению тече- ния, град.
Май				
0	9.2	4.2-30.0	104-166	62
1	4.0	1.0-10.0	39-222	183
2	1.9	0.1-6.3	209-200	351
3	1.9	0.1-5.0	257-230	333
4	2.6	0.0-5.0	287-136	209
5	2.3	0.1-4.6	209-34	95
6	2.0	0.0-3.1	303-354	51
Июнь				
0	9.8	3.7-29.4	40-111	71
1	4.3	0.3-9.7	284-201	277
2	2.2	0.3-5.8	215-208	353
3	2.4	0.1-5.6	71-46	335
4	3.1	0.4-6.2	186-289	103
5	3.9	0.4-5.9	217-282	65
6	3.6	0.6-4.3	236-278	42
Август				
0	10.6	5.4-43.5	94-166	72
1	4.1	0.1-10.1	15-319	304
2	2.3	0.2-5.1	225-201	336
3	3.0	0.2-5.9	151-36	245
4	3.6	0.8-6.1	266-346	80
5	3.7	0.6-5.2	284-336	52
6	2.3	1.2-3.0	287-331	44
Октябрь				
0	14.0	4.2-40.0	40-148	108
1	4.4	0.3-13.1	284-214	290
2	2.5	0.5-9.0	223-218	355
3	3.5	0.3-8.0	126-295	109
4	3.5	0.4-7.7	230-278	48
5	3.3	0.5-5.5	228-274	46
6	0.7	0.3-1.1	231-269	38

ченные к открытым участкам западной и восточной частей Главного плеса. С уменьшением притока в водохранилище и сбросов через гидроузел в июне в центральной части Главного плеса формируется третье циркуляционное образование. Сложившаяся система циркуляции, состоящая из трех крупных вихревых зон, сохраняется на протяжении всего безледного периода.

Расчеты параметров течений на отдельных горизонтах, подтвержденные натурными измерениями, показали, что на большей части акватории водоема наблюдается двуслойное течение. Смена направления течения на противоположное происходит на глубине 2-4 м (табл. 15) (Буторин и др., 1981).

Схемы интегральной циркуляции, рассчитанные для многоводного (1955) и маловодного (1972) годов, показали, что отмеченные особенности переноса вод характерны и для экстремальных по водности лет. Исключение составляет лишь май многоводного года, когда наблюдается полный размыт циркуляционных образований и существует результирующий перенос вод от речных плесов к сбросному участку водохранилища.

Анализ данных температурных измерений синхронных съемок за 1960-1964 гг. показал, что наличием циркуляционных зон определяется распределение температуры воды. Это особенно хорошо прослеживается в весенний период. Весной в маловодные и средние по водности годы в водохранилище формируются три ядра холодных вод, положение которых приурочено к циркуляционным образованиям в восточной, западной и центральных частях Главного плеса. В мае температура воды в этих ядрах ниже, чем на остальной акватории водоема на 3-4°, а по сравнению с речными плесами - на 6°. На протяжении летних месяцев эта разность составляет 0.5-1.5°. При размытии циркуляционных образований весной многоводного года поле температуры более однородно по всей акватории водохранилища, отмеченных выше различий в температуре воды не наблюдается.

Относительно подробное описание динамических процессов в водохранилище, и прежде всего режима течений, вызвано тем обстоятельством, что они оказывают не только непосредственное влияние на накопление тепла в водной толще и грунтах водоема, распределение и перенос его, но и обуславливают изменчивость многих элементов гидрологического режима, которые косвенно в той или иной мере влияют на температурные условия водохранилища. К таким элементам режима относится прозрачность воды. Имея тесную зависимость от мутности воды, она существенно влияет на тепловое состояние водоема, особенно в безледный период.

ПРОЗРАЧНОСТЬ И ЦВЕТНОСТЬ ВОДЫ

Относительная прозрачность воды, определяемая по глубине видимости белого диска, в водохранилище невелика. В речных плесах сезонные изменения ее характеризуются низкими значе-

ниями в весенний период, что связано с поступлением взвешенных частиц в период половодья и началом интенсивного развития планктона. По степени прозрачности воды Моложский плес уступает Волжскому, а Шекснинский – Моложскому. Наименьшие значения ее наблюдаются в верхней части Шекснинского плеса, выше Леушенских отмелей, где она не превышает 1.7 м, а во многих случаях менее 1 м. К осени прозрачность в речных плесах увеличивается. Так, в Волжском плесе даже средние значения ее составляют 1.7 м, а в Моложском – 1.2 м. Максимальные значения прозрачности наблюдаются после ледостава.

В отличие от речных в Главном плесе минимальная прозрачность порядка 0.3–0.4 м наблюдается в период осенних штормов. В октябре в центре водоема случаи, когда прозрачность менее 1 м, составляют 50%, в восточной части Главного плеса – 65%, а в шекснинской горловине – до 60% общего числа определений (Гидрометеорол. режим..., 1975). Максимальная прозрачность, равная 3.6 м, отмечена в Переборском заливе в январе 1961 г.

Основным фактором, определяющим прозрачность воды и ее сезонные изменения, является количество взвесей. Максимальное количество их в речных плесах содержится весной при поступлении вод половодья и в Волжском плесе у с. Коприно может достигать 95 мг/л. Значительная залесенность и заболоченность бассейна Мологи уменьшают эрозионные процессы на водосборе, и максимальное количество взвесей в Моложском плесе в 3–4 раза меньше, чем в Волжском. В период половодья выше владения Мологи в водохранилище зарегистрировано максимальное количество взвесей, равное 20 мг/л. В Шекснинском плесе эта величина составляет 10 мг/л.

В Главном плесе количество и распределение взвесей определяются степенью проникновения в него речных вод. Как правило, в переходной зоне от местных речных вод к водам центральной части водохранилища количество взвесей весной незначительно превышает зимние величины и составляет 3–4 мг/л.

Содержание и сезонная динамика взвесей в водах водохранилища освещены в работах Н.А. Зиминовой (1963, 1965). Распределение взвесей по глубине в большинстве случаев однородно. Исключения бывают весной в речных плесах, когда в них наблюдаются хорошо выраженные стоковые течения и повышенное количество взвесей, увеличивающееся с глубиной (рис. 11).

В зависимости от количества и состава взвешенных частиц может сильно искажаться цветовой тон поверхностного слоя воды. Искажение его вызывается также скоплением синезеленых водорослей. Во время максимального их размножения отмечается быстрое снижение цветового тона воды водоема. Вместо умеренно бурых и бурых оттенков стандартной шкалы цветности наблюдается грязно-зеленый тон поверхности воды.

Для большей части Рыбинского водохранилища характерно преобладание умеренно бурых и бурых оттенков. Воды Моложско-



Рис. 11. Распределение взвесей (по: Зиминова, 1963).

а - весна, б - лето, в - осень, г - зима. 1 - 1-2 мг/л, 2 - 2-4, 3 - 4-6, 4 - 6-8, 5 - 8-15 мг/л.

го и Шекснинского плесов характеризуются преобладанием бурого и темно-бурового оттенков. В этих плесах цветовой тон иногда выходит за пределы шкалы цветности. Светло-бурые оттенки чаще наблюдаются в Волжском плесе и в центральной части водохранилища (Гидрометеорол. режим..., 1975).

При характеристике цветовых особенностей воды водоемов наряду с цветовым фоном используется степень окрашенности, или цветность воды. Для ее определения использовалась имита-

ционная хромово-кобальтовая шкала, практически идентичная международной платиново-кобальтовой.

Для Рыбинского водохранилища имеются достаточно полные данные, характеризующие цветность вод отдельных плесов. Повышенной цветностью обладают воды Моложского и Шекснинского плесов. Как показывают данные за 15 лет, в Моложском плесе выше устья р. Себлы повторяемость вод, цветность которых была выше 100⁰, достигает 29%. Повышенная окрашенность моложских вод наблюдается не только во время половодья, но и в другие сезоны. В Шекснинском плесе повторяемость вод с цветностью выше 100⁰ составляет 22%. Менее окрашены воды Волжского плеса по сравнению с таковыми Моложского и Шекснинского. Если средний многолетний показатель цветности воды верхней части Моложского плеса равен 85⁰, а Шекснинского – 70⁰, то в Волжском он только 51⁰. Для Главного плеса характерны малые различия среднемесячных показателей за многолетний период при заметных различиях в отдельные годы. Средние показатели цветности колеблются в пределах 20–30⁰. В каждом из плесов водохранилища сезонные изменения цветности имеют своеобразные особенности.

Цветность воды обусловливается главным образом присутствием гумусовых органических веществ, находящихся преимущественно в коллоидном состоянии. Цветовой же тон, как уже отмечалось, находится в зависимости от количества и состава взвешенных веществ. Все это вместе оказывает большое влияние на величину относительной прозрачности воды. Последняя является одним из существенных факторов, влияющих на процесс проникновения солнечной энергии в воду. Результаты измерений на Байкале показали, что величины проникающей солнечной радиации на различных горизонтах в основном определяются гидрооптическими характеристиками, связанными с прозрачностью воды (Довгий, 1977). В свою очередь проникающая в воду солнечная радиация служит одним из основных факторов формирования температурного режима водоема.

Г л а в а III

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ СЕЗОНОВ

Наиболее логично материалы по температуре воды и грунтов Рыбинского водохранилища анализировать по сезонам года. Такой порядок анализа данных соответствует естественному ходу теплообмена в годовом цикле и позволяет рассматривать температурные особенности водохранилища в связи с метеорологическими и климатическими условиями, а также во взаимосвязи с динамикой вод. Кроме того, он имеет существенное значение для понимания биологических явлений, протекающих в водоеме.

При изучении природных процессов в водоеме обычно пользуются понятием гидрологического года. Это применяется в целях получения лучшего соответствия между стоком и осадками – основными факторами, определяющими режимные характеристики водоема. При календарном счете времени сток и осадки не соответствуют друг другу. Осадки, выпадающие в конце календарного года, поступают в водоем уже не в данном году, а весной следующего.

В отличие от календарного года при изучении климатических условий в СССР за начало гидрологического года некоторые исследователи принимают начало осеннего периода, другие – начало зимы, когда совершенно прекращается поверхностный сток и осадки накапливаются в виде снега. Естественно, что начало гидрологического года в том и ином случае в разные годы приходится на разные календарные сроки, и, как правило, не совпадает с началом отдельных месяцев, но для удобства обработки данных его условно принимают во все годы одинаковым и относят к первому числу этого или иного месяца.

Как и календарный, гидрологический год подразделяется на сезоны. Гидрологический сезон – часть годового цикла, в пределах которого водный или ледовый режим характеризуется общими чертами его формирования и проявления (Чебокарев, 1978). Обычно различают сезоны – весну, лето, осень и зиму, имея при этом в виду неодновременность их наступления и различную продолжительность в разных климатических зонах.

Если климатические и метеорологические условия определяют особенности сезонных гидрологических изменений в водных массах и температуре донных отложений водохранилища, то

последние обуславливают развитие жизни в водоеме. Так, особенности гидрологической весны имеют большое значение для размножения и развития водных беспозвоночных и рыб, фитопланктона и высшей водной растительности. В течение лета происходит развитие основной массы водных животных и растений. Этот сезон является самым богатым по животной и растительной жизни в водохранилище. Гидрологическая осень характеризуется резким обеднением жизни водоема. Основная масса растительных и животных организмов, особенно планктонных, закончив годовой жизненный цикл, отмирает. В период гидрологической зимы у большинства организмов резко понижается жизнедеятельность, почти прекращаются питание, рост, развитие, у рыб и беспозвоночных уменьшается активность.

При выделении гидрологических сезонов отдельные авторы используют различные показатели: годовые гидрографы, анализируя их совместно с некоторыми гидрологическими и метеорологическими элементами; направленность процесса теплообмена или величину и изменение теплозапаса; характер вертикального расчленения температуры воды. Так как Рыбинское водохранилище – водоем с искусственным регулированием притока и стока, для выделения гидрологических сезонов наиболее целесообразно использовать особенности уровенного режима и температуры воды (Буторин, Курдина, 1965). Уровенный режим – показатель динамики водных масс, температура воды определяет величину теплозапаса водохранилища.

Анализируя годовое изменение уровня и температуры воды, нетрудно установить, что в течение года они весьма значительно и в первом приближении позволяют выделить гидрологические сезоны для района исследований и определить их продолжительность.

ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ЗИМА

Наиболее продолжительным в районе Рыбинского водохранилища является зимний период. Он охватывает около 5 месяцев. Существенная особенность гидрологической зимы – повышенный водообмен, так как начало сезона совпадает с началом интенсивной сработки водохранилища. Коэффициенты водообмена зимой почти в 2 раза выше, чем летом. Средний приток воды в водохранилище за сезон составляет 7.4 км^3 . Из них 3.4 км^3 , или 46%, поступает из Угличского водохранилища, 0.7 км^3 , или 9%, – из Мологи, 1.2 км^3 , или 17%, – из Шексны. Остальные 28% притока дают малые реки. Максимальный приток наблюдается в начале сезона, минимальный – в конце.

Расход воды через Рыбинскую ГЭС за сезон составляет 14.3 км^3 , или 193% к притоку. Такое несоответствие приходной и расходной составляющих водного баланса приводит к значительному уменьшению объема и площади зеркала водоема.

Изменения в объеме водной массы определяют и колебания уровня. Средний уровень водохранилища в начале сезона обычно колеблется около отметки 1.8 м ниже НПУ. В зависимости от водности года и режима работы ГЭС в начале зимы может быть как повышение, так и понижение уровня. Наибольший подъем уровня в период ледостава, равный 0.9 м, отмечался в ноябре 1952 г. Общее понижение уровня за сезон в среднем составляет 2.5 м с колебаниями по годам от 0.9 до 3.8. Особенно резко снижается уровень от января к февралю, примерно на 0.7 м.

Значительные колебания уровня водохранилища приводят к соответствующим изменениям площади зеркала водоема и образованию зоны временного затопления, имеющей в каждом сезоне четко выраженные индивидуальные особенности температурного режима. Величина зоны временного затопления определяется характером регулирования водных ресурсов водохранилища. По данным С.С. Бакастова (1976а), при нормальном уровне зимней сработки площадь рассматриваемой зоны составляет 1860 км², или 41% от акватории водоема. В мелководных Моложском и Шекснинском плесах обсыхает до 65% площади, в Волжском – 53, в Главном плесе – 32%. Площадь зоны временного затопления в отдельные годы меняется. При среднегодовой величине, равной 1607 км², пределы колебаний ее составляют от 500 км² в 1952 г. до 2469 км² в 1955 г. Из указанных площадей 2/3 осушается в зимний период.

Значительное уменьшение объема водной массы, понижение уровня, осушение больших площадей мелководий на фоне усиления стоковых течений сопровождаются неоднородностью распределения ряда физических и химических характеристик водной толщи. Это прежде всего прослеживается по распределению цветности в водоеме. По данным М.А. Фортунатова (1959), в середине зимы наименьшую цветность, порядка 40–60⁰, имеют волжские воды, занимающие всю южную и юго-восточную части водохранилища. Под влиянием моложских и шекснинских вод цветность в Главном плесе повышается до 80⁰, а вверх по Мологе и Шексне – до 100⁰, лишь в Моложском потоке выше Борка Заповедного она достигает 150⁰.

В зависимости от гидрометеорологических особенностей года цветность воды отклоняется от средних значений. Так, в суро-вую зиму 1955/56 г. большая часть водохранилища была заполнена слабоокрашенными водами с цветностью 40–50⁰, зимой 1953/54 г., наоборот, цветность вод волжского потока и центральной части водохранилища превышала средние показатели и достигала 100⁰. Значительно ниже средних значений отмечена цветность воды зимой 1960/61 и 1961/62 гг. В эти сезоны абсолютные значения цветности вод речных потоков и Главного плеса не превышали 50–50⁰.

Характерной особенностью данного сезона является неоднородность насыщения вод водохранилища кислородом. Хотя по многолетним данным основная масса воды содержит достаточное для нормальной жизни гидробионтов количество кислорода, на отдельных участках водоема наблюдается недостаток его, особенно резкий в конце суворых затяжных зим.

Дефицит кислорода зимой отмечается локально, преимущественно в придонных слоях и не каждую зиму. Наиболее бедны кислородом верховья Моложского плеса и малых рек Мологи-Шекснинского междуречья. В зависимости от гидрологических условий сроки наступления кислородного минимума растянуты очень широко - от середины февраля до конца марта (Рыбинское водохранилище..., 1972).

Наиболее четко неоднородность водной толщи зимой прослеживается по минерализации. Под влиянием речного стока, который в этот период формируется за счет грунтового питания, минерализация воды в течение зимы непрерывно повышается. Особенно заметно увеличение ее в волжском, моложском и шекснинском потоках. К концу сезона минерализация воды достигает максимальной величины.

Специфичность гидрологических условий сезона и распределения физических и химических характеристик оказывает существенное влияние на формирование температурного режима водной толщи и донных отложений и определяет их особенности.

ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ВЕСНА

Важнейший период в жизни водоема - гидрологическая весна. Это часть годового цикла, в пределах которой происходит перестройка термического режима водоема от зимних условий к режиму,циальному гидрологическому лету. В условиях водоемов, расположенных в средних широтах, данный сезон начинается в апреле еще при наличии ледяного покрова, а заканчивается в мелководных водоемах в конце мая-начале июня, а в глубоководных продолжается до начала июля. Обычно в период гидрологической весны различают фазу нагревания водоема в условиях обратной стратификации температуры и фазу весенней гомотермии.

В этом сезоне происходит процесс разрушения ледяного покрова и очищения водохранилища ото льда, начинающийся с момента нарушения обратной стратификации температуры подо льдом и продолжающийся до наступления температуры около 4° - один из наименее изученных и играющий важную роль в перестройке зимнего термического режима.

Характерная особенность гидрологической весны - увеличение объема воды в водохранилище за счет аккумуляции значительной части половодья. Средний объем талых вод, поступающих в водоем, составляет 17.8 км^3 . Из них 5.9 км^3 , или 33%,

сбрасывается из Угличского водохранилища, 2.7 км³, 15%, поступает из Мологи, 1.9 км³, 11%, - из Шексны, 7.3 км³, или 41%, дают малые реки, склоновый сток и растаявший лед. Максимальный приток в водохранилище наблюдается в апреле и равен в среднем около 10 км³. Но в отдельные годы наибольший объем притока смещается на май. Так, в мае 1955 г. суммарная величина притока достигала 21.1 км³ и превышала апрельский на 12.4 км³.

Расход из водохранилища за тот же период определяется в среднем равным 7.2 км³, или 41% от объема половодья. За исключением многоводной весны 1955 г., когда сброс воды был 19.4 км³, или 53% от притока, составлявшего 36.6 км³, колебание расхода по годам незначительно и распределение его внутри сезона довольно равномерно. Объем аккумулированных водохранилищем талых вод составляет за сезон около 12 км³, т.е. примерно половину объема чаши водоема при нормальном подпорном уровне. Объем водной массы оказывает существенное влияние на температурные условия водоема, им в значительной мере определяется величина теплозапаса. Например, 3 VI 1960 при уровне водохранилища на 1.3 м ниже НПУ теплозапас равнялся 292729·10¹², а 8 VI 1961 при более низкой температуре воды, на уровне выше НПУ на 0.3 м он был равен 429653·10¹² кал (Кондрацова, 1965).

Началу сезона предшествует годовой минимальный уровень водоема, который, по многолетним данным, примерно на 3.8 м ниже НПУ и наблюдается в первых числах апреля. Наиболее интенсивное наполнение водохранилища происходит в третьей декаде апреля или в начале мая, когда суточный прирост уровня достигает 20-30 см.

С наполнением водохранилища меняется не только его объем, но и площадь зеркала. При среднем уровне зимней сработки она составляет около 2800 км² (с колебаниями от 2300 до 3380 км²), а при максимальном уровне наполнения - около 4800 км².

Если в первой половине половодья при относительно низком уровне и больших расходах воды в реках отчетливо прослеживаются стоковые течения, особенно в речных плесах, скорости которых довольно высоки (Эдельштейн, 1961; Буторин, Литвинов, 1963), то с наполнением водохранилища интенсивность водообмена в нем уменьшается. Это затрудняет перемешивание вод и способствует сохранению последними своих характеристик в течение длительного времени. Так, по цветности весной можно легко отличить шекснинские и моложские воды от волжских и вод Главного плеса. Шекснинские и моложские воды в этом сезоне более темные и имеют цветность 60-70° и выше, тогда как цветность волжской воды обычно немногол превышает 40°. Слабоокрашенными водами с цветностью ниже 40° заполнены центральная и юго-восточная части водохранилища.

После вскрытия водоема кислород распределяется в водной толще более равномерно, чем зимой. Весной насыщение им составляет в среднем 94%.

Совершенно иная картина наблюдается в распределении количества главных ионов. В этом сезоне в отличие от предшествующего слабоминерализованными являются речные воды, а высокоминерализованными – воды центральной части водохранилища, особенно на востоке ее. По общей минерализации легко установить районы распространения отдельных водных масс. Так, шекснинские воды распространяются до с. Ольхово, а при низком уровне водохранилища – до с. Мякса и несколько южнее его. Моложские воды отчетливо прослеживаются у д. Залужье, а в отдельные годы и у с. Брейтово. Значительно продвигаются в открытую часть водохранилища волжские воды, которые захватывают район с. Горькая Соль и распространяются к северу почти до с. Наволок. Границы между водами Волги, Мологи, Шексны и водами Главного плеса от года к году в зависимости от уровня сработки и объема половодья меняются незначительно (Ершова, 1965). Это имеет большое значение при изучении термического режима водохранилища, так как наиболее теплые воды половодья рек, заполняя речные участки плесов, оказывают существенное влияние на формирование температурных условий не только этих районов, но и водохранилища в целом.

В процессе весеннего прогрева водоема обычно наблюдается температурное расслоение водной толщи. В отдельных случаях стратификация ее весьма значительна, но, как правило, непрерывна.

ГИДРОЛОГИЧЕСКОЕ ЛЕТО

Начало интенсивного накопления тепла в водоеме в условиях весенней гомотермии свидетельствует о наступлении нового сезона – гидрологического лета, которое начинается в Рыбинском водохранилище в июне и представляет собой часть годового цикла, в пределах которой термический режим водохранилища характеризуется процессом накопления тепла обычно с момента разрушения весенней гомотермии и началом формирования прямой стратификации. В этом сезоне можно выделить фазу раннего лета, когда идет интенсивное накопление тепла в поверхностном слое воды, и фазу позднего лета, когда это тепло распространяется в глубинные слои водоема. При мелководности водохранилища и высокой динамической активности водных масс эти процессы протекают одновременно, и четкое различие первой и второй фаз гидрологического лета прослеживается с трудом.

Характерная особенность сезона – относительное постоянство уровня, который обычно близок к максимальному. Это обусловливается режимом эксплуатации водохранилища. Объем

притока за сезон около 2.9 км^3 с колебаниями по годам от 1.9 до 5.4 км^3 . Волга и Шексна приносит в водоем примерно по 0.9 км^3 , что дает 62% притока. Около 0.8 км^3 , или 28%, дают малые реки и только 0.3 км^3 – Молога. Средний объем сброса из водохранилища через ГЭС составляет 4.8 км^3 , что превышает величину притока на 1.9 км^3 и приводит к постепенному понижению уровня.

Абсолютная величина среднего многолетнего уровня за сезон на 0.5–0.7 м ниже НПУ, при крайних значениях – на 2 м ниже и 0.3 м выше его. В соответствии с уровнем средняя площадь зеркала водоема составляет $4200\text{--}4300 \text{ км}^2$, объем – $22.4\text{--}23.2 \text{ км}^3$. При наиболее высоком уровне площадь зеркала увеличивается до 4650 км^2 , объем – до 26.4 км^3 . Минимальные значения площади и объема водохранилища для данного сезона равны соответственно 3600 км^2 и 17.3 км^3 .

Характерная особенность циркуляции вод летом – преобладание ветровых и компенсационных течений. Под воздействием их водная масса обладает значительной подвижностью, особенно в поверхностном слое. Даже при слабых и неустойчивых ветрах скорость перемещения поверхностных вод достигает 6–8, а в некоторых случаях 14 см/с (Эдельштейн, 1963; Литвинов, 1966). Ветровые течения сопровождаются компенсационными и вызывают перемешивание водной толщи.

Частое и интенсивное перемешивание вод способствует быстрому распространению тепла в придонные слои. В результате этого уже в начале лета температуры поверхностного и придонного слоев близки. Прогрев же придонных слоев активизирует накопление тепла в донных отложениях.

При большом объеме и максимальных размерах акватории уменьшение притока основных рек и ветровое перемешивание сглаживают различия между характеристиками вод отдельных районов водохранилища. Однако даже при весьма интенсивной аэрации воды средний уровень насыщения ее кислородом не достигает 100%, а составляет лишь 87%, что несколько ниже, чем весной. Это обусловливается усиленной деструкцией органического вещества, которая не компенсируется фотосинтезом.

Несмотря на перемешивание воды в безледный период чаще, чем подо льдом, прослеживается стратификация по кислороду. В среднем за лето в поверхностном горизонте Переборского залива насыщение равно 93%, на середине глубины – 83, а в придонном – 73%. На мелководье у Рожновского мыса летом водная толща по кислороду также неоднородна: в поверхностном слое – 97, а у дна 88% (Рыбинское водохранилище..., 1972).

В середине лета при штилевой погоде отмечены случаи, когда деструкционные процессы при высокой температуре воды и ила настолько сильно активизированы, что насыщение кислородом падает до 20%. Однако случаи такого сильного обеднения

воды кислородом довольно редки и носят локальный характер. В среднем летнее насыщение вполне достаточно для нормального развития и жизни организмов.

Для сезона характерны некоторые различия вод и по цветности. По осредненным данным М.А. Фортунатова (1959), летом максимальная цветность воды выше 100° характерна лишь для моложских вод выше с. Харламовское. К Борку Заповедному она снижается до 80–100°. Такая же цветность отмечается в шекснинской воде вверх по течению от с. Мякса. Вода шекснинского потока от с. Мякса до д. Ягорба, а также моложского – южнее Борка Заповедного, как и воды вдоль северо-восточного и восточного берегов водохранилища, обычно менее окрашены и цветность их колеблется от 60 до 80°. Наименее цветные воды летом в Главном пlesе и в волжском потоке.

В годы с различной водностью абсолютные значения и расположение цветности по акватории водоема заметно отличаются от приведенных средних. Летом маловодного года по всей акватории цветность ниже средней, а темноокрашенные воды встречаются лишь в верховьях Мологи и Шексны. В многоводные годы значения цветности примерно вдвое выше, чем в маловодные, и темноокрашенные воды проникают значительно южнее в Главный пles водохранилища.

С поступлением в водохранилище высокоминерализованных вод летней межени увеличивается минерализация речных потоков, однако для водоема в целом характерно постепенное выравнивание содержания количества главных ионов, и летом различия в минерализации вод по акватории водоема практически отсутствуют.

ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ОСЕНЬ

С установлением постоянного отрицательного теплового потока из водоема в атмосферу и с началом охлаждения его водной толщи наступает гидрологическая осень. Это часть годового цикла, на протяжении которой термический режим водоема характеризуется процессом охлаждения водной массы. В начале сезона идет выравнивание температуры по глубине, затем наступает гомотермия, а к концу сезона формируется обратная стратификация, обусловливающая процесс ледообразования.

Процесс ледообразования представляет собой особый переходный период, в течение которого происходит существенное изменение многих гидрологических характеристик, прежде всего отдельных составляющих теплового баланса в формировании температурного режима водоема. Этот процесс начинается с момента охлаждения поверхностного слоя, а при наличии турбулентного перемешивания и всей толщи воды до значений, близких к 0°, и заканчивается полным ледоставом.

Продолжительность процесса замерзания водоема в отдельные годы сильно колеблется – иногда растягивается до 10 дней и более. Разновременность ледостава в отдельных районах может иметь существенное влияние на температурные особенности подледного периода, особенно в начале зимы.

Эти процессы в водохранилище протекают на фоне понижения уровня в связи с увеличением расходов Рыбинской ГЭС. Превышение сброса из водоема над притоком в него в среднем на 2.0 км³, а в отдельные годы до 3.3 км³ и вызывает систематическое понижение уровня, а следовательно, уменьшение объема и площади зеркала водохранилища. Следует, однако, отметить, что в отдельные годы осенью обильные осадки в бассейне вызывают превышение притока над сбросом. Это влечет за собой кратковременный осенний подъем уровня. Отмечена величина такого повышения его, равная 0.8 м. При большом осеннем паводке интенсивность водообмена, который осенью выше, чем летом, может увеличиться более чем вдвое по сравнению со средним многолетним значением.

Преобладание расхода над притоком в осенний период приводит к усилению стоковых течений на отдельных участках, но решающее значение в циркуляции вод остается за ветровыми течениями. В этом сезоне ветровое воздействие на водоем усиливается и вызывает не только перенос водных масс, но и интенсивное ветровое волнение. Этому способствуют прежде всего размывы акватории водоема. Средняя величина акватории водохранилища в сезоне составляет 4050 км², объем – 21.1 км³; при максимальном уровне она может увеличиться на 400 км², объем – на 3.1 км³.

Такие параметры водоема обеспечивают значительные разгоны волн для большинства направлений ветра, а повышенная скорость ветра и частая его повторяемость вызывают возникновение и развитие волнения. Ветровое волнение на больших участках водохранилища перемешивает всю водную толщу от поверхности до дна и тем самым оказывает существенное влияние на теплообмен между водной толщой и дном, а также между мелководными и глубоководными участками водоема.

В результате интенсивного перемешивания вод содержание кислорода в них по сравнению с предшествующим сезоном увеличивается до 92%. Распределение его по акватории и глубине однородно. Это относится и к другим характеристикам водных масс.

По многолетним данным, осенью воды с наибольшей цветностью прослеживаются в моложском потоке до выхода на трапверз Центрального мыса, в шекснинском – до с. Мякса – и заполняют предустьевые участки рек Ухры и Согожи. Наименее цветные воды несет волжский поток. Воды Главного плеса имеют промежуточную цветность между более окрашенными водами Молёги и Шексны и менее окрашенными водами волжского по-

тока. Однако эти различия невелики, а частое и интенсивное ветровое перемешивание выравнивает значения цветности по акватории и глубине водоема.

Это относится и к минерализации вод. Начавшееся еще в конце лета увеличение минерализации речных вод для разных рек проходит с различной интенсивностью. Значительных различий в сумме главных ионов в водах водохранилища осенью не наблюдается. Только к концу сезона более минерализованные речные воды достигают центральной части водоема и значительно повышают минерализацию окружающих вод.

Изложенные общие представления об особенностях гидрологических сезонов в Рыбинском водохранилище послужат основой для анализа многолетних данных по температуре воды и грунтов в соответствии с естественным ходом теплообмена, позволят установить главные причины, обусловливающие пространственную и временную изменчивость температуры в этом сложном по режиму и эксплуатации водоеме, помогут выявить основные закономерности этих изменений с целью последующего прогнозирования одного из важнейших экологических факторов.

Г л а в а 14

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ВОДНОЙ ТОЛЩИ

Анализ имеющихся многолетних данных по температуре воды Рыбинского водохранилища целесообразно вести с учетом особенностей гидрологических сезонов. Такой порядок изложения наиболее соответствует естественному ходу теплообмена в водоеме в годовом цикле. Приняв за основу выделенные нами гидрологические сезоны (см. главу III), рассмотрим температурные изменения в водной толще водохранилища с зимнего периода, главная особенность которого – наличие ледостава.

ЗИМНИЙ ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ВОДНОЙ ТОЛЩИ

За начало зимнего периода мы принимаем дату, когда водохранилище впервые покрывается льдом. Именно к моменту полного ледостава в водоеме создаются все условия, определяющие температурные особенности зимнего периода. Исследования В.И. Колкутина и С.Н. Тачалова (1988) показали, что ледостав в Рыбинском водохранилище может наступать в день охлаждения поверхности воды до 0° , но в зависимости от интенсивности выхолаживания атмосферы и ветрового воздействия время процесса замерзания водоема может растигиваться до 10 дней и более.

Естественно, что определение таким образом начала подледного периода условно, поскольку отдельные участки и плесы водохранилища покрываются льдом раньше, чем весь водоем. Характерное для зимнего периода распределение температуры наступает раньше также на отдельных участках.

Аналогичная неопределенность наблюдается и при определении конца зимнего периода. Перестройка термического режима от условий зимы к весне в водохранилище начинается в апреле еще при наличии ледяного покрова, когда увеличивается приток солнечной радиации, и обычно в конце первой декады происходит переход среднесуточной температуры воздуха через 0° к положительным значениям. К этому времени относится и начало весеннего ледотаяния, дату которого наиболее целесообразно считать концом зимнего периода.

Объективность определения сроков окончания зимнего сезона подтверждается данными о вскрытии Волжского плеса, которое по многолетним наблюдениям приходится на первую половину апреля. Как и при замерзании, начало ледотаяния и вскрытие отдельных участков водохранилища происходят неодновременно. Сроки наступления этих процессов различны и изменяются в довольно широких пределах в зависимости от гидрометеорологических условий.

Несколько иначе к определению конца зимнего периода подходят другие исследователи. За окончание его многие из них принимают дату полного очищения водоема ото льда, включая таким образом процесс вскрытия и очищения водохранилища ото льда в зимний период.

В узких речных плесах, где скорости течения более высокие, неподвижный ледяной покров сохраняется от 95-103 до 162-183 сут, в среднем 137-148 сут (табл. 16).

В открытой части водоема ледостав на 5-10 сут дольше. Его средняя продолжительность 148-155 сут, наибольшая - 172-194 сут. Самый короткий подледный период, порядка 64 сут, характерен для верховьев Волжского плеса (Гидрометеорол. режим..., 1975).

С нашей точки зрения такое определение конца зимнего периода нестрого обосновано физически. Процесс вскрытия и очищения водоема ото льда представляет собой особый переходный период от зимы к весне, во время которого идет интенсивная перестройка термического режима от условий зимнего периода к режиму, свойственному гидрологической весне. Продолжительность данного периода весьма существенна: только на очищение водохранилища ото льда после вскрытия водоема требуется 8-15 сут (Колкутин, 1968). Учитывая специфические особенности переходного периода, наиболее правильным будет отнесение его к ранней фазе гидрологической весны, когда происходит нагревание водоема в условиях обратной температурной стратификации.

Ограниченностю наблюдений по температурному режиму водохранилища в переходные периоды не позволяет определить более точно, в какой момент замерзания имеются условия, создающие температурные особенности подледного периода, а при вскрытии, когда эти условия сменяются другими, характеризующими наступление последующего сезона. Это затрудняет более строгое определение границ гидрологической зимы.

Разновременность замерзания отдельных районов водохранилища может иметь существенное влияние на формирование температурных условий подледного периода, особенно в начале зимы. Вполне вероятно, что температурный режим открытых участков водоема оказывает воздействие на температурные характеристики районов, покрытых льдом. В результате ветровых течений, возникающих на свободных ото льда участках водохра-

Таблица 16

Время наступления и окончания подледного температурного периода
и его продолжительность

Станция	Начало периода (начало ледостава)		Конец периода (очищение ото льда)		Длительность ледостава, сут	
	крайние сроки	средняя дата	крайние сроки	средняя дата	крайние значения	среднее значение
Мышкино (1948-1972 гг.)	10 X-22 XII	28 XI	10 IV-2 V	23 VI	107-162	137
Брейтovo (1951-1972 гг.)	3 XI-15 XII	21 XI	19 IV-20 V	4 VI	124-176	148
Весьегонск (1948-1972 гг.)	23 X-9 XII	18 XI	16 IV-7 V	27 VI	95-183	148
Череновец (1952-1970 гг.)	25 X-2 XII	11 XI	9 IV-4 V	22 VI	127-181	148
Мякса (1951-1972 гг.)	24 X-7 XII	13 XI	27 IV-16 V	5 VI	141-194	155
Пошехонье-Водо- дарск (1948-1958 гг.)	24 X-7 XII	14 XI	13 IV-7 V	27 VI	137-184	155
Молога-мыс Рож- новский (1948- 1972 гг.)	4 XI-16 XII	24 XI	19 IV-21 V	3 VI	119-172	149
Переборы (1948-1972 гг.)	8 XI-10 XII	22 XI	21 IV-17 V	1 VI	132-167	151

Таблица 17

Нарастание толщины льда на посту мыс Рожновский
в ноябре 1985 г. (Гидрометеорол. режим..., 1975)

Число месяца	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Толщина льда, см	8	9	9	13	15	19	19	20	20	24	30

нилища, и сейшевых колебаний водной массы возникает горизонтальное перемещение водных масс с разной температурой. Эти динамические явления приводят к неустойчивому состоянию вод, могут вызывать изменения распределения температуры по вертикали в целом теплозапаса подо льдом. Все это свидетельствует о том, что принятые границы зимнего периода хотя и условны, но физически наиболее объективны.

Ледяной и снежный покров

Поскольку особенности температурного режима зимнего периода в значительной мере определяются состоянием ледяного и снежного покровов на льду, рассмотрим в общих чертах характеристики их в Рыбинском водохранилище. Обычно начальная толщина льда после ледостава составляет 8–10 см и сильно меняется по акватории водохранилища. В начале зимы для водоема характерно нарастание толщины льда. Этому способствует отсутствие снежного покрова на льду или незначительная его высота. В этот период в среднем за сутки толщина льда увеличивается на 2–3 см, достигая иногда 5–8 см (табл. 17).

В первую половину зимы нарастание ледяного покрова происходит преимущественно с нижней поверхности, в конце декабря интенсивность его уменьшается до 0,5–1,0 см в сутки. С накоплением снега на льду нарастание льда с нижней поверхности еще больше замедляется и в дальнейшем происходит в основном за счет образования снежного льда. Снежный лед образуется в результате выхода воды из трещин, намокания нижних слоев снега и последующего его замерзания. К концу зимы в отдельных районах водохранилища он может составлять до 30–40% общей толщины льда (Гидрометеорол. режим..., 1975).

Для условий Рыбинского водохранилища толщина ледяного покрова 60–80 см во второй половине марта – обычное явление. Распределение толщины льда по акватории водоема определяется гидродинамическими условиями и условиями замерзания, а также интенсивностью нарастания в течение зимы. Наименьшая толщина его наблюдается в Волжском плесе от Углича до пос. Мышино, в верхнем бьефе Рыбинской ГЭС и шекснинской горловине, а также в районе Весьегонска. На этих участках толщина

Рис. 12. Зависимость толщины льда от суммы отрицательных температур воздуха (Гидрометеорол. режим..., 1975).

а - Переображен, б - Череповец, в - Макса. По оси ординат - толщина льда, см; по оси абсцисс - сумма отрицательных температур воздуха, град.

льда составляет примерно 2/3 от ее средних значений в Главном пlesе. В последнем толщина льда сравнительно однородна и несколько уменьшается над руслами рек. Максимальная толщина льда в водохранилище отмечена в Переображенском заливе, где в марте 1945 г. она равнялась 105 см.

Как уже отмечалось, в образовании льда определенную роль играет снежный покров. Толщина льда в отдельных пунктах водохранилища зависит от высоты снежного покрова на льду (рис. 12): при высоте снега на льду ниже нормы толщина льда увеличивается и, наоборот, при высоте снега выше нормы толщина льда уменьшается при одной и той же сумме отрицательных температур воздуха. Снег оказывает и прямое воздействие на температурные условия водоема, изменяя характер теплообмена между водоемом и атмосферой.

Обычно в первые дни после ледостава снег на льду отсутствует и лишь в течение последующего месяца накапливается слой высотой 6-7 см. Наибольшее количество снега выпадает в декабре-январе, и к концу февраля высота снежного покрова на льду достигает 15-20 см. В первой половине зимы снежный покров по акватории водохранилища, как правило, располагается более или менее равномерно, а во второй половине - в открытой части водоема снега больше. Максимальная толщина снега на льду Рыбинского водохранилища составляет в конце зимы 40-50 см и в последних числах марта начинает уменьшаться, а в середине апреля снег на льду исчезает.

Температура воды в зимний период

Данные о температурном режиме водохранилища в подледный период весьма ограничены, однако анализ их позволяет дать общую характеристику распределения температуры воды по акватории водоема, его глубине и показать особенности температурных условий на отдельных участках. Наиболее хорошо изучен в этом отношении Волжский пles.

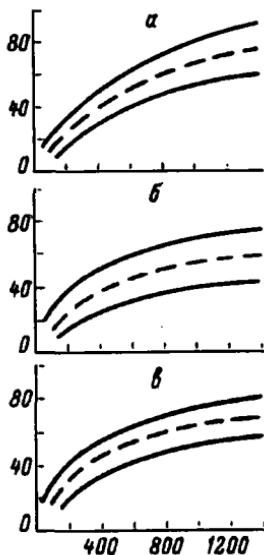


Таблица 18

Температура воды ($^{\circ}\text{C}$) в подледный период
ниже Углича (в 3 км)

Дата	Горизонт	Правый склон	Русло	Левый склон
14 II 1952	Поверхность	0.2	0	0.1
	Дно	0.3	0.2	0.2
23 II 1952	Поверхность	-	0	-
	Дно	-	0.1	-
10 III 1952	Поверхность	0.1	0.1	0.1
	Дно	0.1	0.1	0.2
15 II 1954	Поверхность	0	0	0.1
	Дно	0.1	0.1	0.1
29 XII 1954	Поверхность	0.1	0.1	0.2
	Дно	0.2	0.3	0.2
13 II 1955	Поверхность	0	0	0
	Дно	0.1	0.1	0.1
7 II 1957	Поверхность	0.1	0	0
	Дно	0.1	0	0

В зимний период из Угличского водохранилища в Рыбинское поступает вода с температурой порядка 0.3° . При прохождении агрегатов ГЭС и в полынье нижнего бьефа Угличской ГЭС она заметно охлаждается и, как показали измерения, выполненные в районе Углича, по сечению потока температура волжской воды колеблется в пределах 0.1 – 0.2° (табл. 18).

О том, что значения температуры воды в нижнем бьефе Угличской ГЭС близки к приведенным (табл. 18), свидетельствуют измерения у с. Золоторучье и у пос. Мышкино (табл. 19).

Аналогичная температура воды сохраняется на всем протяжении до выхода волжского потока в Главный плес. Как по по-перечному сечению потока, так и по глубине обычно наблюдается гомотермия при температуре воды от 0 до 0.3° (табл. 20).

Данные многолетних измерений температуры воды показывают большое однообразие ее значений и характера распределения по всему Волжскому плесу. Воды, сбрасываемые из Угличского водохранилища, при относительно высоких скоростях течения имеют практически одинаковую температуру до выхода в Главный плес, куда они поступают имея значения около 0.1° в верхнем метровом слое и 0.2° в придонном (Рутковский, 1963).

В зоне соприкосновения волжского потока с водной массой Главного плеса, особенно в Югском и Переборском заливах, температура воды заметно выше, чем в Волжском плесе. В Югском заливе и в русле Волги между Юршинским островом и п-овом Вараксин прослеживается обратная стратификация тем-

Т а б л и ц а 19

Температура воды в подледный период
в нижнем бьефе Угличской ГЭС

Дата	Горизонт	Золоторучье	Мышкино
14 II 1952	Поверхность	0	-
	Дно	0.2	-
23 II 1952	Поверхность	0	-
	Дно	0	-
15 II 1954	Поверхность	0	0
	Дно	0.1	0
13 II 1955	Поверхность	0	0
	Дно	0.1	0.1
30 III 1955	Поверхность	-	0
	Дно	-	0.1
7-9 II 1957	Поверхность	0	0
	Дно	0	0.1
18 II 1962	Поверхность	0	0
	Дно	0	0.1

пературы: в верхних слоях водной толщи сохраняются ее значения, равные $0-0.4^{\circ}$, а в придонных температура достигает $1.4-2.0^{\circ}$. Еще более стратифицированы воды Переборского залива (табл. 21). По данным многолетних измерений на рейдовой вертикали на глубине 0.5-0.8 м подо льдом значения температуры воды менялись от 0 до 1.3° , а у дна - от 0.5 до 5° . Наиболее вероятно, что на участках плеса, удаленных от оси волжского потока и имеющих слабую проточность, прослеживается прогрев водной массы за счет теплового потока от дна.

Много общего с температурным режимом Волжского плеса зимой наблюдается в Моложском, особенно в зоне выклинивания подпора. На русловом участке Мологи, где гидравлические условия близки к речным, температура воды, как и в нижнем бьефе Угличской ГЭС, близка к 0° . При этих значениях температуры всю зиму сохраняется гомотермия. С температурой около 0° моложские воды поступают в Весьегонское расширение. Уменьшение проточности в нем сопровождается незначительным повышением температуры воды. В этом районе по ходу моложских вод до Главного плеса температура их колеблется от 0.1 до 0.5° . Некоторое повышение ее прослеживается в придонных слоях (табл. 22).

В большинстве случаев распределение температуры с глубиной довольно однородно (табл. 22). Исключение составляет зима 1960/61 г., когда она в придонных горизонтах достигала 2.3° и наблюдалась отчетливо выраженная обратная стратификация. Наиболее вероятно, что повышению температуры придонного

Таблица 20

Температура воды (°С) в подледный период на разрезе Борок-Коприно

Станция	Горизонт	1952 г.				1954 г.				1956 г.				1957 г.		1959 г.			1962 г.	
		10 II	25 II	21 III	29 XII	15 II	29 III	4 II	15 II	28 II	19 III	28 XII	26 I	22 III	27 I	16 II	1 IV	25 I	28 III	
Правая пойма	Поверхность	0	0	0.1	0.1	0	0.1	0	0	0	0.1	0	0	0	0.1	0	0	0	0	
	Дно	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0	0.1	0	0.1	0	0	0.1	0.2	0	0	0.1	0	
Правый склон русла	Поверхность	0.1	0	0.1	0.1	0	0.2	0	0	0	0.1	0	0	0.1	0.2	0	0	0	0	
	Дно	0.1	0.2	0.2	0.1	0	0.2	0	0	0.1	0.1	0.1	0	0.1	0.2	0.1	0	0.2	0	
Русло	Поверхность	0.1	0	0.1	0	0	0.2	0	0	0	0.1	0	0	0	0.2	0	0	0	0	
	Дно	0.2	0.2	0.1	0	0	0.3	0	0	0	0.1	0.1	0	0	0.1	0.2	0	0.3	0.1	
Левый склон русла	Поверхность	0.1	0.1	0.1	0	0	0.2	0	0	0.1	0.1	0	0	0.1	0.1	0	0	0	0	
	Дно	0.2	0.2	0.2	0	0.1	0.3	0.2	0.1	0.3	0.1	0.1	0	0.1	0.2	0.2	0	0.3	0	
Левая пойма	Поверхность	0.2	0	0.2	0	0.1	0.2	0	0	0.1	0.1	0	0	0.1	0.2	0	0	0	0	
	Дно	0.2	0.1	0.2	0	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0	0	0.2	0.2	0.1	0	0	0	

Таблица 21

Температура воды (°С) Волжского пlesa в подледный период

Станция	Горизонт	1952 г.		1954 г.		1955 г.		1957 г.	1958 г.		1959 г.	1961 г.		
		14 II	23 II	15 II	29, 30 III	13 II	29, 30 III	7-9 II	1 II	16 II	24 III	14, 15 II	17, 18 III	25 XП
Глебово	Поверхность	0.2	0	0	0.2	0.1	0	0	0	0	0	0	0	-
	Дно	0.2	0	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0	0.1	-
Коприно	Поверхность	0.1	0	0	0.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Дно	0.2	0	0	0.3	0	0	0.1	0.1	0.2	0.1	0	0.2	0.2
Шумаровский остров	Поверхность	-	0.2	0.1	0.2	-	-	0	-	-	-	0	0.2	0
	Дно	-	0.1	0.1	0.3	-	-	0.1	-	-	-	0.2	0.4	0.3
Молога	Поверхность	0.1	0.1	0.1	0.3	0.1	0	-	0	-	0	0	0.1	0.3
	Дно	0.2	0.1	0.1	0.3	0.1	0	-	0.1	-	0.1	0.1	0.5	-
Между Мологой и Юршинским островом	Поверхность	-	-	-	0.2	-	0.2	0.2	0.2	-	-	0.1	0	-
	Дно	-	-	-	0.2	-	0.2	0.3	0.5	-	-	0.1	0.3	-
Югский залив	Поверхность	-	-	-	0.4	-	-	0.1	0	0	0	0.1	-	-
	Дно	-	-	-	0.5	-	-	0.7	1.1	1.0	1.4	1.1	-	-
Русло Волги у д. Лаврово	Поверхность	-	-	-	-	0.1	-	0.3	-	-	-	0.1	0	-
	Дно	-	-	-	-	2.0	-	0.8	-	1.6	-	1.5	1.8	-
Русло Волги у д. Переборы	Поверхность	0.4	0.7	0.2	-	0.2	0.3	0	0.1	0	0.1	0.1	0.1	0.2
	Дно	3.0	4.6	1.4	-	1.7	1.6	1.8	2.3	2.0	2.7	1.6	2.0	1.6

Таблица 21 (продолжение)

Станция	Горизонт	1962 г.					1963 г.			1964 г.	
		30 I	18 II	17 III	28 III	5 IV	8 IV	18 IV	28 XII	2 II	11 IV
Глебово	Поверхность	0	0	0.2	0	0	0.1	0.1	-	0	0.1
	Дно	0.1	0.2	0.2	0.1	0	0.1	0.1	-	0.4	0
Коприно	Поверхность	0	0	0.2	0	0	0.1	0.1	0.1	0	0.1
	Дно	0.1	0.1	0.2	0.1	0	0.1	0.2	0.2	0.4	0.1
Шумаровский остров	Поверхность	-	-	0.2	-	0	0	0	0	0.1	0
	Дно	-	-	0.2	-	0.1	0.2	0.2	0.2	0.4	0.1
Молога	Поверхность	0	0	0.2	0	0	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1
	Дно	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.3	0.2	0.3	0.3	0.1
Междуд Мологой и Юршинским островом	Поверхность	0	-	0.2	0.1	-	0	0.2	0.1	0	0.1
	Дно	0.3	-	0.4	0.5	-	0.2	0.2	0.4	0.1	0.1
Югский залив	Поверхность	-	0.1	-	-	-	-	-	-	-	-
	Дно	-	0.8	-	-	-	-	-	-	-	-
Русло Волги у д. Лаврово	Поверхность	-	0.1	0.2	-	-	0.3	-	-	0.2	-
	Дно	-	1.1	0.8	-	-	1.8	-	-	1.8	-
Русло Волги у д. Переборы	Поверхность	0.2	0.1	0.5	0.5	0.3	0.2	1.2	0.2	0.2	-
	Дно	2.5	2.2	2.4	1.8	1.7	1.5	2.0	1.0	1.6	-

Таблица 22

Температура воды ($^{\circ}\text{C}$) в подледный период
на русловых станциях Мологского плеса

Стан- ция	Гори- зонт	1953 г.	1956 г.	1957 г.	1959 г.	1961 г.	1962 г.	1963 г.	1964 г.
		14 III	31 III	2 III	6 II	2 II 19 III	6 II 29 III	3 II	2 III
Весье- гонск	0.5	0.1	0	—	—	0.2 0.3	0.1	—	—
	Дно	0.2	0.2	—	—	0.5 0.8	0.3	—	—
Борок Заповед- ный	Поверх- ность	—	—	0.2	0	—	0.2	—	—
	Дно	—	—	0.5	0.3	—	0.2	—	—
Против устья Ламы	Поверх- ность	—	0.1	0.2	0	0.2 0.3	—	0.3	0.2
	Дно	—	0.4	0.5	0.4	1.0 2.3	—	0.2	0.5

слоя воды в данном случае способствовало высокое теплосодержание грунтов, отмечавшееся летом 1960 г. Это тепло поступает в воду от теплого дна и при незначительной проточности накапливается в придонных горизонтах воды, повышая ее температуру.

Сильные оттепели в эту зиму сопровождались увеличением стока некоторых рек и особенно Волги. В результате повышения уровня водохранилища и увеличения подпора со стороны водной массы Главного плеса в речных плесах происходит уменьшение проточности и ослабление перемешивания, что и способствует накоплению тепла в придонных слоях в результате теплоотдачи его дном. Аналогичная картина наблюдалась и в Пере-борском заливе.

В Шекснинский плес в течение всей зимы поступают воды Шекснинского водохранилища и притоков с температурой, близкой к 0° . В верхней части плеса, где постоянно сохраняется заметная проточность (Эдельштейн, 1963), прогрева вод практически не происходит и в подледный период температурные условия близки к гомотермии. Но в отдельных случаях (табл. 23) температура воды в придонных слоях может достигать 1° и более. Особенно заметно повышение ее с приближением шекснинского потока к южной границе плеса, где четко проявляется уменьшение проточности. Так, зимой 1966/67 г. на русловом участке плеса в районе с. Мяксы температура воды в придонном слое достигала 2.3° и прослеживалось наличие обратной стратификации.

Таким образом, в подледный период наиболее низкая температура воды (около 0°) наблюдается в речных потоках Волги, Мологи и Шексны. Между этими потоками много общего как в абсолютных значениях, так и в характере изменений темпе-

Т а б л и ц а 23

Температура воды ($^{\circ}\text{C}$) в подледный период
на русловых станциях Шекснинского плеса

Станция	Гори- зонт, м	1957 г.		1959 г.		1961 г.		1963 г.		1964 г.	
		31 III	9 II	15, 16 II	22 III	30 I	4 I	28 II			
Выше Череповца (2 км)	0.5	0.1	0.1	—	—	—	—	—	—	—	—
	8-9	0.2	0.1	—	—	—	—	—	—	—	—
О-в Луковец	0.5	0.1	0	—	—	—	—	—	—	—	—
	8-9	0.3	0.5	—	—	—	—	—	—	—	—
Вичелово	0.5	0.1	0	—	—	—	—	—	—	—	—
	8-9	0.2	0.6	—	—	—	—	—	—	—	—
	0.5	—	—	0	—	0.7	0.4	0.2			
Ольхово	5.0	—	—	1.2	—	0.8	1.1	0.8			
	10-12	—	—	1.4	—	0.8	1.9	1.0			
	0.5	0.1	—	0.1	0.4	0.2	1.1	0.1			
Мякса	5.0	—	—	1.5	1.9	1.1	1.7	0.6			
	10-12	0.3	—	1.9	2.3	1.5	2.2	1.0			

ратуры. Когда водоем покрыт льдом и теплообмен с атмосферой затруднен, они определяются прежде всего динамикой вод, в частности режимом течений. В той части речных плесов, где скорость течения существенна и обеспечивает перемешивание вод и перенос тепла, наблюдается равномерное или близкое к нему распределение температуры по глубине водоема.

На участках с замедленным водообменом и на границе речных плесов с Главным, где скорость течения заметно уменьшается, прослеживается влияние теплоотдачи дна на температуру воды придонных горизонтов и температура с глубиной повышается, появляются признаки обратной стратификации водной толщи, которая в отдельных случаях бывает выражена вполне отчетливо.

В Главном плесе зимой отмечается более существенная неоднородность температурных условий. Многолетние данные позволяют высказать некоторые соображения о распределении температуры по акватории плеса, рассчитать средние значения по отдельным горизонтам, выявить особенности ее изменения с глубиной.

Значения температуры воды в Главном плесе для рассматриваемого периода заметно выше, чем в речных. Так, уже на выходе шекснинского потока в Главный плес, как правило, температура выше 1° . Если в наиболее холодные зимы температура придонного слоя воды обычно не превышает 1° , то в отдельные годы на малопроточных участках плеса значения ее могут быть выше 4° .

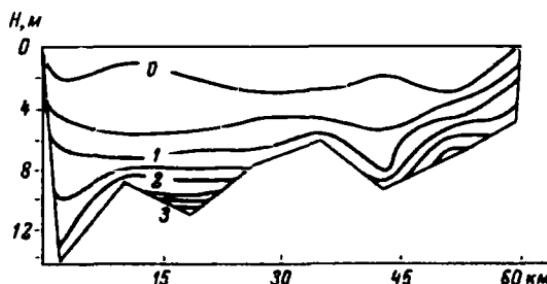


Рис. 13. Распределение температуры воды на разрезе Брейтovo-Колобово 25-29 ХП 1961.

По ходу изотерм (рис. 13) в наиболее широкой части плеса видно, что в подледном 2-метровом слое воды температура не превышает 0° . На глубине 4 м она уже 0.5° и, систематически повышаясь с глубиной, у дна достигает 3° и выше.

Аналогичная картина наблюдается по продольному профилю плеса (рис. 14). В соответствии с распределением глубин температура в придонном слое воды от мыса Рожновского в сторону с. Мякса меняется от десятых долей до 3° . Минимальные ее значения наблюдаются на мелководных участках, максимальные - на участках с большими глубинами.

Зимой прослеживаются заметные различия в температуре водной толщи и по акватории водоема, особенно четко в придонных слоях. Это подтверждается распределением изотерм (рис. 15) и приведенными данными (табл. 24). В северной части плеса температура воды в январе 1961 г. равнялась $0.5-2.0^{\circ}$, в западной - от 0.5 до 1.5° , в центральной - от 0.3 до 1.5° . Различия в температуре водной толщи по акватории плеса отмечались и в феврале этого года, на глубине 2 м она колебалась от 0.3 до 0.6° , а в северной части у с. Гаютино составляла 1.5° . В это же время в придонном слое наиболее низкая температура ($0.3-1.0^{\circ}$) зафиксирована в южной и юго-восточной частях плеса, а самая высокая (до $2.5-3.0^{\circ}$) в северо-восточной, западной и юго-западной. К концу сезона значения ее существенно повысились по всему плесу и на отдельных его участках достигали 4° .

Анализ зимних температурных условий Главного плеса за ряд лет показал, что в каждом из них значения температуры и характер ее распределения имеют свои особенности. Так, в начале зимы 1962 г. температура воды на большей части плеса была значительно ниже, чем в 1961 г. Только на глубине 5 м величина ее достигала 1.2° . Несмотря на более низкие значения температуры водной толщи, в придонных слоях она составляла около 2.5° . К марту произошло некоторое повышение температуры. За исключением юго-восточной части плеса, на глубинах

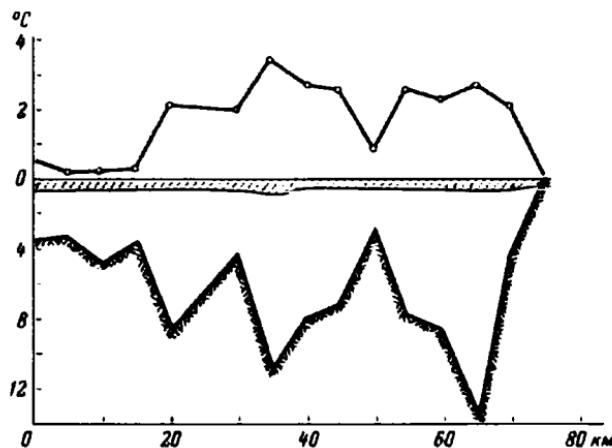


Рис. 14. Распределение придонной температуры воды на разрезе мыс Рожновский-с. Мякса 14-15 III 1961.

5-7 м она достигла 2.5° , а в придонных горизонтах моложского участка 3.0° .

Интересные особенности в распределении и изменении температуры воды в Главном плесе отчетливо прослеживаются в 1964 г., отличавшемся от предшествующих более низким уровнем воды в водохранилище. В начале января при относительно равномерном распределении по плесу средняя температура на горизонтах 2 и 5 м превышала таковую 1961 г. на $0.4-0.8^{\circ}$. В придонном же слое она была значительно ниже наблюдавшейся в 1961 г. и только на отдельных небольших участках северной и западной частей плеса достигала $2.0-2.2^{\circ}$ (рис. 15).

Изменение температуры в течение подледного периода может быть существенным, но неоднозначным. Так, если в юго-западной части плеса в феврале и марте 1962 г. происходило повышение температуры до 3.5° – значений наибольших в эту зиму, то вблизи мелководной центральной части плеса и у восточного берега наблюдалось ее понижение. В районе Центрального мыса температура воды за февраль понизилась от $1.7-2.7$ до 0.8° , а у восточного берега на $0.5-1.0^{\circ}$ (Материалы наблюдений..., 1967).

Неоднозначная тенденция в изменении температуры отмечалась и в 1964 г. В западной и юго-западной частях плеса средняя температура на глубине 5 м и у дна повысилась к началу марта на $0.3-0.7^{\circ}$, наибольшие значения ее достигали 3.0° . В северной и восточной частях она понизилась и в ряде случаев оказалась ниже 1.0° (рис. 15). О более низких значениях подледных температур в 1964 г. по сравнению с таковыми 1961 г. свидетельствуют приведенные данные (табл. 24). Таким образом, характерной особенностью изменения темпера-

Рис. 15. Изменение температуры в придонных слоях по акватории водохранилища в подледный период.

а - январь, б - март 1981 г., в - январь, г - март 1982 г., д - январь, е - март 1984 г.

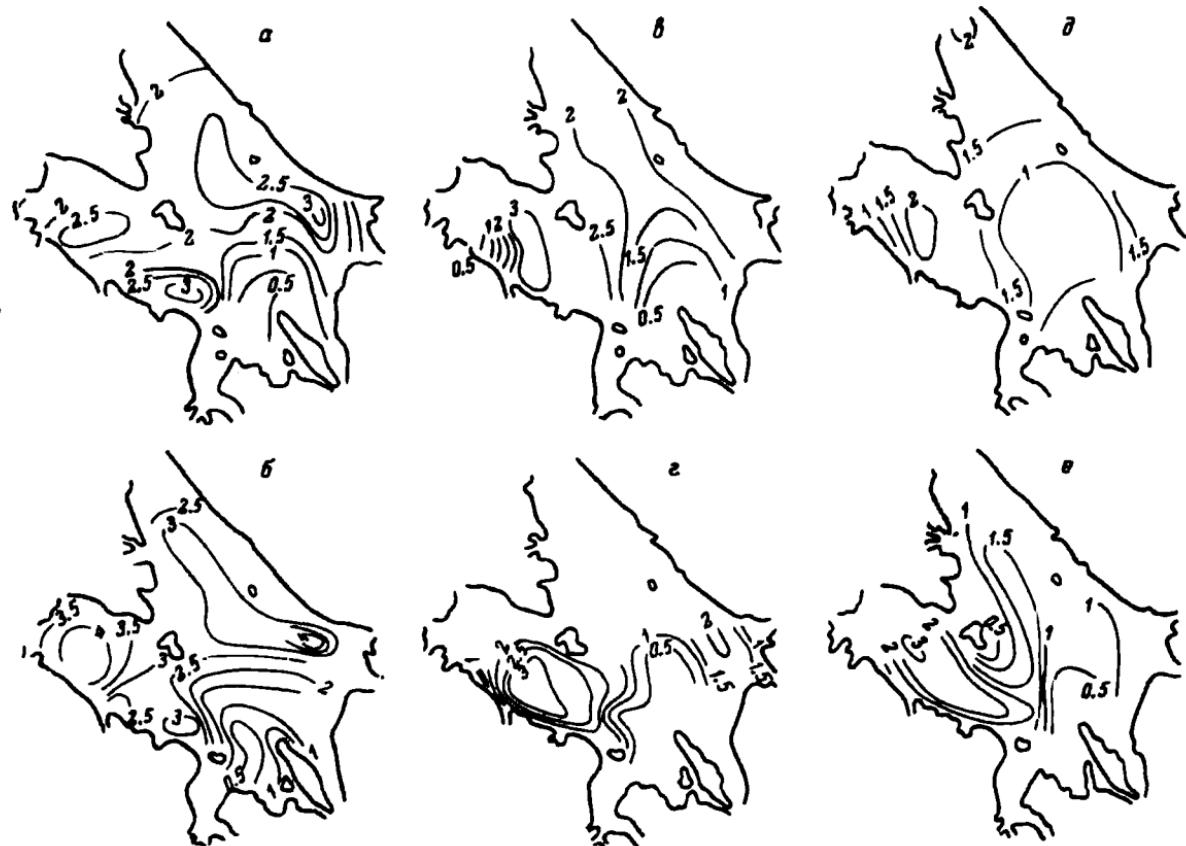


Таблица 24

Средняя по горизонтам температура воды ($^{\circ}\text{C}$)
Главного пlesa в подледный период

Часть пlesa	Горизонт, м				
	0.5	2.0	5.0	10.0	У дна
19-24 II 1961					
Западная	0.2	0.3	1.1	1.8	2.3
Северная	0.3	0.6	1.7	1.8	2.0
Центральная	0.2	0.3	1.3	1.7	1.7
19-24 III 1961					
Западная	0.8	1.4	2.5	2.9	3.7
Северная	0.4	0.9	2.6	2.6	2.9
Центральная	0.3	0.7	2.9	2.4	2.4
26 XII 1963-4 I 1964					
Западная	0.1	0.3	1.3	-	1.5
Северная	0.4	0.8	1.5	-	1.5
Центральная	0.1	0.3	0.8	-	1.1
25 II-3 III 1964					
Западная	0.2	0.4	1.6	-	2.2
Северная	0.2	0.6	0.8	-	1.2
Центральная	0.1	0.4	1.0	1.1	1.5

туры воды Главного пlesa зимой является систематическое повышение ее на слабопроточных участках. Так, с февраля по март 1959 г. у Центрального мыса она повысилась с 0.6 до 2.0 $^{\circ}$, а на русле Яны с 3.7 до 4.9 $^{\circ}$. Тенденция к повышению температуры водной массы пlesa в течение зимнего периода отчетливо прослеживается по ходу изотерм, а также по осредненным данным.

При изучении температурных условий подледного периода большое значение имеет выявление особенностей вертикального распределения температуры. Поскольку ледостав на Рыбинском водохранилище при определенной гидрометеорологической ситуации может произойти и при относительно высоком теплозапасе вод (Колкутин, Тачалов, 1968), исходное состояние вертикального распределения температуры может быть не только близким к гомотермии, но характеризоваться обратной стратификацией преимущественно на глубоких и слабопроточных участках.

Рис. 16. Характерные кривые распределения температуры воды по глубине в период ледостава.

1 - 12 IV 1978, 2 - 19 IV 1978, 3 - 6 II 1979.

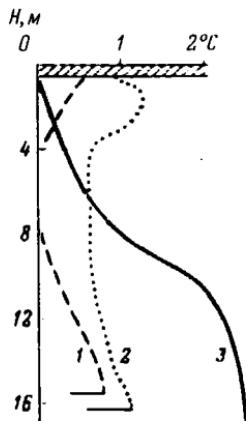
Наряду с наиболее распространенным типом распределения температуры воды при ледоставе, характеризующемся обратной стратификацией, встречаются случаи дихотермии, когда минимум температуры располагается на некоторой глубине. Подобное распределение температуры с глубиной наблюдается обычно в конце сезона и обусловлено прогревом поверхностного слоя воды сквозь ледяной покров (рис. 16).

Изменение характера распределения температуры воды с глубиной в подледный период хорошо прослеживается по измерениям ее на русской вертикали Мологи в районе д. Бор-Дорки (рис. 17). В середине зимы кривая вертикального распределения температуры указывает на наличие обратной стратификации. От поверхности до глубины 2 м значения температуры близки к 0° , а в слое от 2 до 5 м наблюдается равномерное повышение ее до 0.3° . Такой она остается до глубины 10 м, а затем снова повышается, достигая у дна 2.1° .

Подобное распределение температуры по вертикали во второй половине зимнего периода характерно для всех глубоководных слабопроточных участков водохранилища. В отдельные годы на некоторых из них могут меняться лишь абсолютные значения температуры.

В марте общая тенденция в изменении температуры с глубиной сохраняется, но в слое от 3 до 10 м она несколько понижается, а слой температурного скачка на глубине 11-12 м выражен более четко и имеет градиент, равный 0.8° на 1 м глубины. К концу марта происходит дальнейшее понижение температуры и только в придонном слое сохраняются ее значения до 1.8° . Температурное расслоение при этом усиливается и градиент температуры в слое скачка на глубине около 13 м достигает 2.8° на 1 м глубины.

В начале апреля с поступлением в водоем вод весеннего половодья, имеющих в начальной его фазе низкие температуры, наблюдается дальнейшее понижение температуры по всей глубине практически до нулевых значений, и только вблизи дна она равна 0.2° . К этому времени теплозапас водной толщи полностью расходуется, а грунтов - резко уменьшается. Вероятно, этот момент и является физически обоснованным признаком перехода



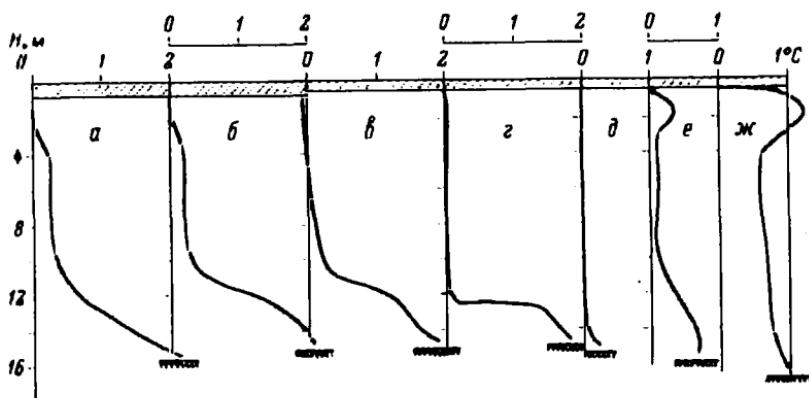


Рис. 17. Вертикальное распределение температуры воды на русловой станции в районе д. Бор-Дорки в 1978 г.

а - 17 II, б - 7 III, в - 15 III, г - 29 III, д - 15 IV, е - 12 IV, ж - 19 IV.

от зимних температурных условий в водоеме к весенним, когда за счет увеличения проникающей через лед солнечной радиации начинается прогрев водной массы. Аналогичная картина распределения температуры с глубиной в конце подледного периода представляет собой обычное явление.

Наиболее интенсивное повышение температуры происходит в слое, равном глубине прозрачности воды, которая в этот период составляет 1.5-2.0 м. За счет конвективного перемешивания, а частично и усиления стоковых течений с наступлением половодья тепло распространяется в водную толщу. Таким образом, имеются все основания считать, что изменение характера распределения температуры водной толщи в подледный период связано с динамикой вод.

Для объяснения необычного характера вертикального распределения температуры воды в подледный период, отмечавшегося многократно в Главном и сопредельных участках речных плесов, выполнен ряд одновременных измерений температуры воды и скоростей течения. С увеличением средней скорости переноса температура воды понижается. Однако подобная зависимость наблюдается не всегда.

Несмотря на отдельные исключения, преобладающим является все же зеркальное отражение изменений температуры воды и скоростей течения. Это особенно четко прослеживается на русловых участках. Анализируя кривые распределения температуры с глубиной на ряде русловых вертикалей Шексны (рис. 18), легко заметить, что во всех случаях при увеличении скорости переноса водной массы температура ее понижается и наоборот. Всю сложность хода представленных кривых

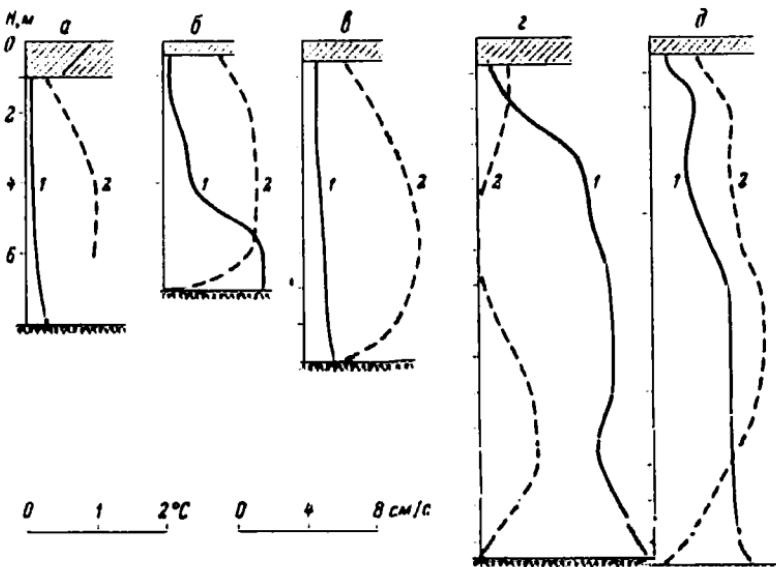


Рис. 18. Вертикальное распределение температуры (1) и скорости течения (2) на русловых станциях Шексны 28 III - 1 ГУ 1960.

а - Кабатчино, б - о-в Луковец, в - Вичелово, г - район Гаютино, д - Городок.

объяснить трудно, но отмеченная зависимость очевидна. При наличии ледового покрова, синхронности измерений температуры и скоростей предполагать о наличии иных причин, влияющих на вертикальное распределение температуры, затруднительно.

При анализе температурных условий речных плесов отмечалось, что в каждом из них с приближением потока к границам Главного плеса наблюдаются признаки обратной стратификации. Наиболее типична четко выраженная обратная стратификация температуры для западной, северной и часто центральной частей Главного плеса. Слабо выраженная обратная стратификация или состояние, близкое к гомотермии, характерны для южной и юго-восточной его частей, где проходят волжский и южно-шекснинский потоки. В годы с низким уровнем водохранилища в зимний период такие условия характерны и для центральной части плеса, а также для районов выхода в Главный плес моложских и шекснинских вод. На этом фоне могут быть значительные пространственные и временные изменения значений температуры, особенно в придонных слоях. Наиболее стабильна температура подледного 2-метрового слоя, где величина ее обычно не превышает 1° . Изменения придонных температур более существенны, зафиксированы колебания их в пределах от

0 до 4,5°. Наибольшие градиенты температуры на отдельных участках плеса могут быть на разных глубинах. Даже на одном и том же участке положение их со временем меняется. Так, в северной части и на водораздельном участке западной и центральной частей плеса в феврале 1961 г. интенсивное повышение температуры наблюдалось в слое от 2 до 5 м, а в марте этого же года в западной части наибольший температурный градиент отмечен в полуметровом придонном слое.

Зимний прогрев вод на значительной части водоема имеет существенное значение для биологических процессов, протекающих в нем, и представляет интересное физическое явление. Вопрос о факторах, определяющих его в непроточных и слабопроточных водоемах или на отдельных участках, до сих пор остается дискуссионным. В материалах наблюдений, характеризующих подледный температурный режим Рыбинского водохранилища, имеются данные многолетних измерений температуры на ряде вертикалей, которые могут способствовать выяснению данного вопроса, а также выявлению ряда особенностей в изменении температуры воды по вертикали в течение подледного периода. К таким материалам прежде всего относятся данные рейдовой вертикали Переборского залива.

Залив, образованный водоудерживающей плотиной на русле Волги, имеет зимой глубины 16–18 м. Расход воды из него равен фильтрации плотины и шлюзов, следовательно, проточность практически отсутствует. Водообмен залива с основной частью водоема затруднен Юршинским островом. Вследствие этого динамические процессы здесь развиты слабо, и условия прогрева вод от дна относительно стабильны. Можно предположить с большим основанием, что в ходе прогрева должны быть отражены основные закономерности, характерные и для Главного плеса.

Для анализа использованы данные измерений температуры воды на рейдовой вертикали за 1949–1967 гг., которые велись 10-го, 20-го и в последний день каждого месяца подледного периода. В результате уже при рассмотрении температурных условий Волжского плеса было отмечено наличие в Переборском заливе обратной стратификации. Установлено, что от года к году величина стратификации температуры и характер ее изменений имеют существенные различия (рис. 19).

Ход термоизоплет показывает, что в одних случаях наблюдается плавное повышение температуры от поверхности до дна в течение всего периода (рис. 19, а). После ледостава в эти годы идет интенсивное накопление тепла во всей водной толще. На фоне общего повышения иногда прослеживаются небольшие понижения температуры. Иногда термоизоплеты имеют сложный ход (рис. 19, б). Повышение температуры в начале периода сменяется резким понижением во всей водной толще или в некоторых ее слоях и последующим увеличением, причем такие изменения могут неоднократно повторяться.

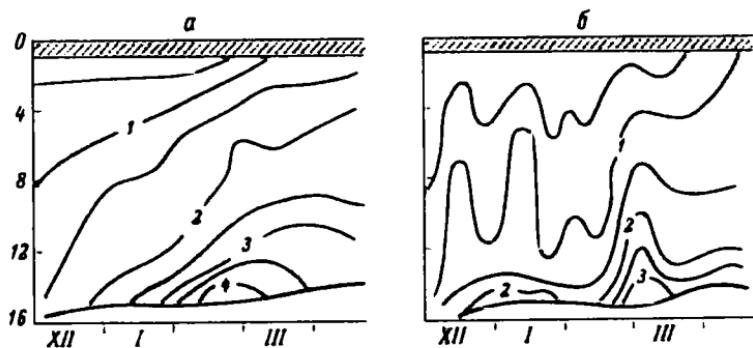


Рис. 19. Ход термоизоплет на рейдовой вертикали в Переборском заливе при ледоставе.

а - 1958-1959 гг., б - 1963-1964 гг.

Представляет интерес сопоставить характер изменения температуры воды в Переборском заливе с другими участками водохранилища. Аналогичные материалы имеются для с. Брейтово в русле Мологи и в районе гидрометеорологической станции мыса Рожновский. Результаты этих измерений представлены в виде термоизоплет (рис. 20). Сопоставляя их ход (см. рис. 19, 20), видим, что в одни и те же годы изменение температуры в каждом пункте имеет индивидуальный характер.

В русле Мологи, как и в Переборском заливе, на фоне общего повышения температуры наблюдаются отдельные ее понижения практически на всех горизонтах, причем наиболее резкие колебания температуры прослеживаются в придонных горизонтах и у дна (рис. 20, а). Зимний прогрев вод у мыса Рожновского имеет мало общих черт с двумя выше рассмотренными пунктами. При малых глубинах и непосредственной связи с водной массой Главного плеса зимнее повышение температуры здесь выражено слабо, и в ходе термоизоплет отсутствуют те причудливые изменения, которые мы видим в Переборском заливе и у с. Брейтово. За годы измерений кривые имеют плавный ход, температура воды на всех горизонтах изменяется постепенно (рис. 20, б), абсолютные же ее значения заметно ниже.

Таким образом, ход термоизоплет показывает сложный характер изменения температуры воды в водохранилище, подтверждает наличие ежегодного прогрева, причем наибольшая величина его может быть как в конце, так и в начале подледного периода. Объяснить все особенности изменения температуры воды в подледный период затруднительно. В этом вопросе существенную роль играет динамика вод.

Определенное влияние на температуру водоема может оказывать поступление подогретых вод тепловых электростанций и крупных промышленных предприятий, которое особенно хорошо

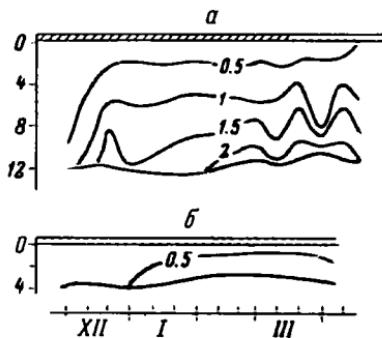


Рис. 20. Ход термоизоплет на редовых вертикалях у с. Брейтово (а) и у мыса Рожновского (б).

прослеживается в зимний период. Это убедительно показано на примере Иваньковского водохранилища (Буторин, Курдина, 1975). Для Рыбинского водохранилища подобное явление

прослеживается в районе Череповца.

В естественном состоянии верховья Шекснинского плеса имели температуру воды в зимний период ниже 1° . При слабой обратной стратификации прослеживалось довольно однородное распределение температуры в водной толще (рис. 21, а). С ростом города и увеличением мощности промышленных предприятий сброс подогретых производственных вод в водохранилище значительно возрос. Влияние их на температурные условия водоема в районе выброса вполне ощутимо, и данный фактор следует учитывать при изучении термического режима (Бакастов, 1961). Оказалось, что ниже сброса промышленных вод города распределение температуры существенно изменилось. Прежде всего отмечается значительное повышение температуры воды по всему поперечному сечению шекснинского потока с хорошо выраженным температурным расслоением водной толщи (рис. 21, б). Температурный градиент в слое температурного скачка, расположенного на глубине 5–6 м, достигал 1.4° на метр, а по всей глубине в средней части потока – 0.31° на 1 м.

Если средняя температура по разрезу выше сброса сточных вод составляла 0.12° , то ниже поступления подогретых вод она оказалась 0.73° . Максимальные значения ее в придонном слое равнялись 2.4° .

Повышение температуры водной массы ниже города под влиянием подогретых сточных вод отражается на ледовом режиме и температуре донных отложений. Выше поступления их средняя толщина льда была 60 см и весь лед имел однообразную кристаллическую структуру. В районе влияния теплых вод средняя толщина льда составляла 36 см, он имел преимущественно рыхлую структуру с прослойками воды. Существенные различия наблюдались и в температуре грунта. Если выше города температура грунта на глубине 5 см от поверхности равнялась 0.6° , а на глубине 45 см – 1.4° , то ниже сброса подогретых вод она была на глубине 5 см 2° , а на глубине 45 см – 2.7° .

В Рыбинском водохранилище влияние подогретых вод на температурные условия водоема, как и на вертикальное распределение температуры, прослеживается локально в верховьях

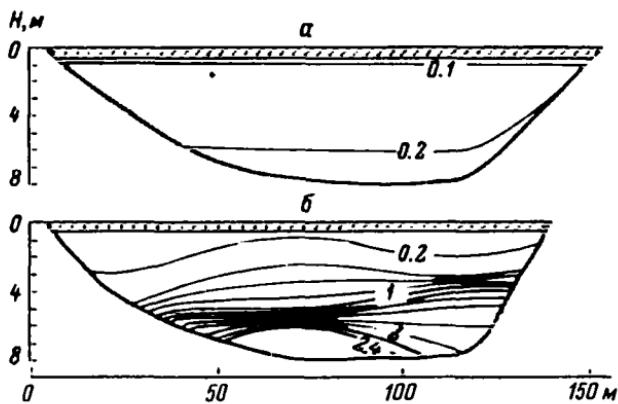


Рис. 21. Изменение температуры воды в Шекснинском плесе под влиянием поступления теплых вод Череповца при ледоставе. а, б – разрезы выше и ниже Череповца соответственно.

Шекснинского плеса, тогда как наличие обратной стратификации и повышение придонной температуры явление повсеместное, за исключением проточных участков. Это свидетельствует о том, что главная причина, определяющая особенности вертикального распределения температуры в подледный период, – теплоотдача дна.

О теплообмене воды с дном

Рыбинское водохранилище – одно из немногих водоемов, где имеются достаточно полные данные, характеризующие температуру в грунтах дна. Проведенные наблюдения охватывают разнообразные сезоны и годы с различными погодными условиями. Значительная часть их выполнена Рыбинской гидрометеорологической обсерваторией и обобщена С.Н. Тачаловым (1959, 1966, 1968). Обширные материалы измерений температуры донных отложений накоплены в ИБВВ АН СССР, анализ которых частично осуществлен С.С. Бакастовым (1965, 1968). Температурному режиму дна водохранилища посвящена специальная глава. Здесь мы обратим внимание лишь на некоторые моменты, характеризующие теплообмен воды с донными отложениями и поясняющие особенности распределения температуры в водоеме в зимний период.

Исследованиями установлено, что между температурой придонного слоя воды и поверхности донных отложений существует тесная связь (рис. 22). Температура придонного слоя воды на расстоянии 0.1 м от поверхности грунта и донных отложений на горизонте 0.05 м от поверхности дна практически равнозначна на протяжении всего годового цикла. Разность в температу-

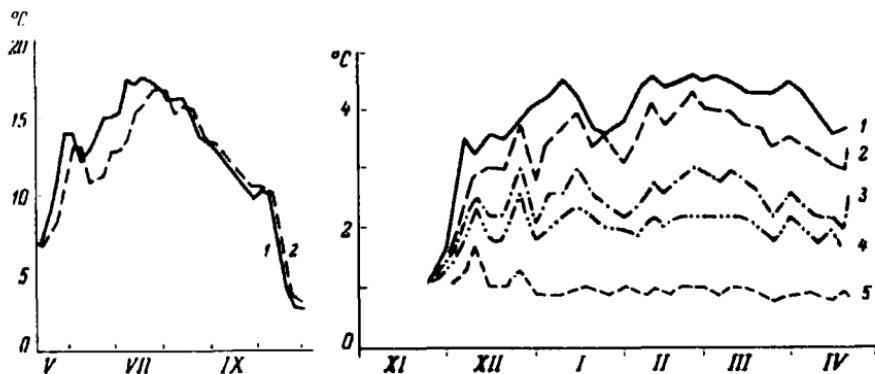


Рис. 22. Зависимость температуры придонного слоя воды от температуры поверхности дна (по: Тачалов, 1966).

Температура: 1 – придонного слоя воды, 2 – поверхности дна.

Рис. 23. Ход средней температуры воды в Переборском заливе зимой 1960/61 г.

1 – на поверхности грунта, 2-4 – в слоях 1, 3, 5 м от дна, 5 – толщи воды от дна до нижней поверхности льда.

ре на этих горизонтах колеблется от 0 до 0.2° и не превышает 0.5° (Тачалов, 1968).

Еще более убедительными для характеристики процесса прогрева водной толщи теплом дна являются материалы измерений температуры в Переборском заливе. Глубина залива достигает 17–20 м. При такой глубине и толщине льда 70–80 см прогрев водной толщи солнечной радиацией исключен, и изменения температуры происходят только в результате теплообмена с дном. Интенсивность этого процесса зависит от величины градиента температуры вода–грунт. Ход кривых (рис. 23) показывает, что при ледоставе, когда теплообмен воды с атмосферой мал, основную роль в температурном режиме водохранилища играет теплообмен с грунтом дна.

Прогрев дна водохранилища, а следовательно, и повышение температуры грунта в поверхностном слое начинаются во второй половине апреля, когда температура воды устойчиво повышается и в придонном слое достигает $2-3^{\circ}$. При этих условиях градиент температуры между придонным слоем воды и грунтом дна оказывается направленным из воды в грунт. Идет накопление тепла в донных отложениях. По данным А.П. Braslavskogo и З.А. Викулиной (1954), накопление тепла в грунтах для средних широт заканчивается в августе. Расчеты Рыбинской гидрометобсерватории показали, что некоторое накопление тепла в донных отложениях отмечается и в сентябре, а в аномально

Таблица 25

Теплопоток на границе вода-грунт, кал/см². сут (по: Тачалов, 1968)

Метод расчета	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III
По: Браславский, 1954	1	-30	-34	-25	-8	11	23	24	14	10	7	6
По расчету РГМО	7	-29	-22	-32	-4	-2	20	19	18	5	12	3
По наблюдениям 1962-1963 гг.	-19	-52	-29	-23	-22	-9	-2	74	33	17	13	14
За период нормальной эксплуатации (1948-1964 гг.)	-16	-34	-36	-20	-9	-13	-8	45	44	31	9	8

Таблица 26

Теплосодержание в воде и грунтах дна за 1962-1963 гг., · 10⁹ ккал (по: Тачалов, 1968)

Теплосодержание	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Ш	Среднее за год
Воды	18	243	353	445	412	280	154	37	7	15	11	10	165
10-метрового слоя грунта	0	47	95	112	139	151	171	122	54	38	14	3	79
Воды + грунта	18	290	448	557	551	431	325	159	81	53	25	19	244
Удельный вес грунта от общего, %	0	16	21	20	25	35	53	77	89	71	56	23	32

теплые годы, например в 1962 г., этот процесс наблюдается в октябре. После установления равенства в теплосодержании придонного слоя воды и поверхностного слоя грунта начинается обратный процесс — отдача тепла донными отложениями водной массе, который особенно интенсивно протекает в начале подледного периода.

Наибольшая отдача тепла дном водной толще происходит в ноябре-декабре, а, исходя из расчетных данных, и в октябре (табл. 25). В эти месяцы градиент температуры вода-грунт наибольший и с ним связаны как существенное повышение температуры придонного слоя воды, так и резкие ее колебания. Уменьшение его в последующие месяцы подледного периода снижает теплоотдачу грунта и температура придонного слоя воды, как и других горизонтов, не испытывает значительных изменений.

По расчетам Рыбинской гидрометобсерватории вода передает грунтам дна в среднем за год 32% своего тепла (табл. 26). По данным Л. Л. Россолимо (1932), для Белого озера в Косино эта величина составляет 24%. Естественно, что такое количество тепла, накапливаемое донными отложениями за теплый период года, оказывает большое влияние на температурные условия водоема, особенно при наличии ледяного покрова.

О том, что основное тепло при ледоставе вода получает от грунта, свидетельствуют и результаты исследований на Цимлянском водохранилище (Серова и др., 1966), в котором годовой ход тепловых потоков оказался подобен таковому в Рыбинском. В течение полугода (с октября по апрель) в этом водоеме происходит отдача тепла донными отложениями водной массе, а вторую половину года грунты получают тепло. Как и в Рыбинском водохранилище, максимальная отдача тепла грунтами в воду происходит в начале подледного периода и приходится на ноябрь-декабрь (табл. 27).

Хотя абсолютные значения тепловых потоков в грунтах малы по сравнению с водной массой, но в периоды изменения направления потоков они соизмеримы. Это наблюдается в январе и феврале, когда основное тепло вода получает от грунта. В это время теплозапас грунтов влияет не только на изменение температуры придонных слоев воды, но играет заметную роль в общем тепловом балансе водоема.

Аналогичное явление отмечено в озерах. После образования ледового покрова теплообмен озера с атмосферой затрудняется и его водная масса начинает прогреваться в результате теплообмена с грунтами дна. Накопление тепла в водной массе при этом может достигать значительных размеров. Так, по данным Л. Ф. Форш (1968), в ряде озер температура придонных слоев воды в зимний период достигает 4-6°, причем теплоотдача от дна озера в воду происходит в течение всей зимы. Обычно наиболее прогретыми оказываются придонные слои глубоковод-

Таблица 27

Тепловые потоки в воде (В) и грунте (V_g) Цимлянского водохранилища, кал/см². сут (по: Серова и др., 1966)

Теп- ло- вой по- ток	Годы												
		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
В	1960-1961	-186	-184	-	-	-	152	148	227	222	-80	-114	-216
	1961-1962	-183	-204	-93	20	25	60	204	193	172	30	-78	-155
	1962-1963	-234	-204	-	9	15	39	178	210	123	149	-103	-161
	1963-1964	-	-	-	-11	-8	-6	-1	7	9	13	16	13
V_g	1960-1961	-	-	-15	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	1961-1962	-	-	-15	-14	-11	-5	-	-	-	-	-	-
	1962-1963	-1	-16	-17	-12	-9	-6	-	-	-	-	-	-
	1963-1964	-	-	-	-11	-8	-6	-1	7	9	13	16	13

ных участков озера. Это объясняется отчасти стоком теплых и более плотных вод с мелководий, где отдача тепла донными отложениями происходит интенсивнее, чем в глубинных частях водоема. Сток теплых вод с мелководий в русловые участки прослеживается и в Рыбинском водохранилище. Он способствует выхолаживанию мелководий и повышению температуры на глубоководных участках.

Анализ наблюдений и расчетов показывает, что влияние теплобмена между грунтами и водной массой на характер распределения и изменения температуры воды в водохранилищах при ледоставе существенно. Поскольку температура грунтов дна, определяемая предшествующими и сопутствующими климатическими условиями, от года к году может существенно изменяться, как сроки начала прогрева и его интенсивность, то и вклад этого фактора в формирование температурных условий подледного периода в отдельные годы различен, но всегда остается решающим.

Таким образом, основные особенности температурного режима водохранилища при ледоставе сводятся к следующему. На большей части Волжского, Моложского и Шекснинского плесов, где существуют стоковые течения, зимой наблюдается относительно однородное распределение тепла в водной толще. Температура воды на русловых участках составляет 0.2-0.5°, на поймах - до 1°. В южной части Моложского и Шекснинского плесов в районах устья Ламы и Мяксы с уменьшением проточности, а в Переображенском заливе на протяжении всего сезона прослеживается обратная стратификация температуры при разности значений ее в речных плесах до 2°, в Переображенском заливе - до 4.5°.

В Главном плесе, кроме южной и юго-восточной частей, подверженных влиянию попусков ГЭС, водная толща по температуре стратифицирована. На многих участках обратная страти-

фикация температуры выражена четко, и в конце декабря придонный слой имеет среднюю температуру около 1.5° , максимальную – до 3° . В феврале–марте величина ее повышается до 3.5 – 4.5° .

Наибольшим теплозапасом в подледный период обладает западная часть Главного пlesa. В зависимости от климатических особенностей года и сработки водохранилища от года к году абсолютные значения температуры, характер ее распределения по акватории и глубине водоема могут существенно меняться, но основные особенности подледного температурного режима сохраняются.

ВЕСЕННИЙ ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ВОДНОЙ ТОЛЩИ

С переходом среднесуточной температуры воздуха через 0° к положительным значениям в начале апреля приток солнечной радиации увеличивается и начинается процесс таяния снега. По мере исчезновения снега количество солнечной энергии, достигающей поверхности воды водохранилища, возрастает, наступает подледный прогрев верхнего слоя воды. Устойчивый прогрев сопровождается ледотаянием и определяет начало гидрологической весны, первая фаза которой характеризуется нагреванием водной толщи в условиях обратной температурной стратификации при наличии ледяного покрова, ледотаянием и очищением водоема от льда. Эту фазу мы условно назовем весенним переходным периодом.

Особенности температурных условий весеннего переходного периода

Вследствие неравномерного залегания снега по акватории водохранилища, различной загрязненности его на отдельных участках, плотности и структуры таяние снега происходит неравномерно. В результате этого поверхность водохранилища принимает пятнистый характер. Последнее оказывает влияние на величину поглощенной льдом солнечной радиации.

Величина альбедо снежно–ледяной поверхности в период снеготаяния изменяется весьма существенно. Чистый влажный снег, среди которого до 30% площади занято темными пятнами льда, лишенного снега, имеет альбедо до 45–55%. У ледяной поверхности темной или серой с отдельными пятнами снега альбедо равно 15–25%. Перед вскрытием водоема поверхность ледяного покрова представляет собой смесь снежной крошки и воды, и альбедо ее приближается к альбедо чистой воды (Колкутин, Тачалов, 1970).

По многолетним наблюдениям снег со льда на водохранилище полностью исчезает 15–20 апреля. Ранней весной это происходит в первую декаду, а при затянувшихся холодах – в конце

апреля. Сроки таяния снега, определяемые метеорологическими условиями зимы и ранней весны, различаются не только по годам, но и в течение сезона по участкам акватории водоема. В большинстве случаев в Моложском пlesе у Весьегонска лед освобождается от снега на две-три недели раньше, чем в Шекснинском у с. Мякса или в восточной части водохранилища.

После освобождения льда от снега при определенных величинах падающей на поверхность льда солнечной радиации, альбедо и толщины льда часть ее проникает через ледяной покров в воду. Эта часть солнечной радиации вызывает повышение температуры прилегающих к нижней поверхности льда слоев воды и тем самым способствует его таянию. В. И. Колкутиным и С. Н. Тачаловым (1968) установлено, что даже при толщине льда 57 см в воду через него проникает около 13% солнечной радиации, падающей на верхнюю поверхность льда, а при толщине 20 см – около 20%. Рассчитав величины составляющих теплового баланса в переходный период, они показали, что проникающая солнечная радиация дает в среднем 72% всего тепла, поступающего в водоем. За счет теплообмена с атмосферой поступает 27% тепла и только 1% приходится на конденсацию, тепло притоков и осадков. Таким образом, наибольшее влияние на разрушение льда в водоеме оказывает солнечная радиация. Около половины поступающего тепла (46%) затрачивается на таяние льда. На прогрев воды расходуется около 24% тепла, на эффективное излучение – 23%, на испарение – 5%, на прогрев грунтов – 2%.

При таких условиях и начинается перестройка зимнего температурного режима, который на участках, охваченных стоковыми течениями, характеризуется температурой воды, не превышающей 1° при состоянии, близком к гомотермии, а на участках с замедленным водообменом – преобладанием обратной стратификации с температурами у дна 2-3° на глубинах до 10 м и до 4° на глубине более 10 м.

Материалы по весеннему подледному прогреву водоема невелики и ограничиваются наблюдениями Рыбинской гидрометеорологической обсерватории на рейдовых вертикалях, кратковременными исследованиями в мелководной части Волжского пlesа в районе Борка, выполненными ИБВВ АН СССР весной 1960 г., и данными температурных съемок, проведенных в апреле 1963 и 1964 гг.

По многолетним наблюдениям Рыбинской гидрометобсерватории, весенний подледный прогрев вод начинается в середине апреля. Наиболее ощутимо он проявляется в слое глубиной до 2-4 м под нижней кромкой льда. Чаще всего именно в этом слое отмечается повышение температуры до 1.0-1.5°.

Особенности прогрева в отдельные годы хорошо видны по ходу термоизоплет на рейдовых вертикалях у пос. Переборы и у с. Брейтово (рис. 24), отражающих влияние гидрометеорологических условий на прогрев подледного слоя воды. В зависи-

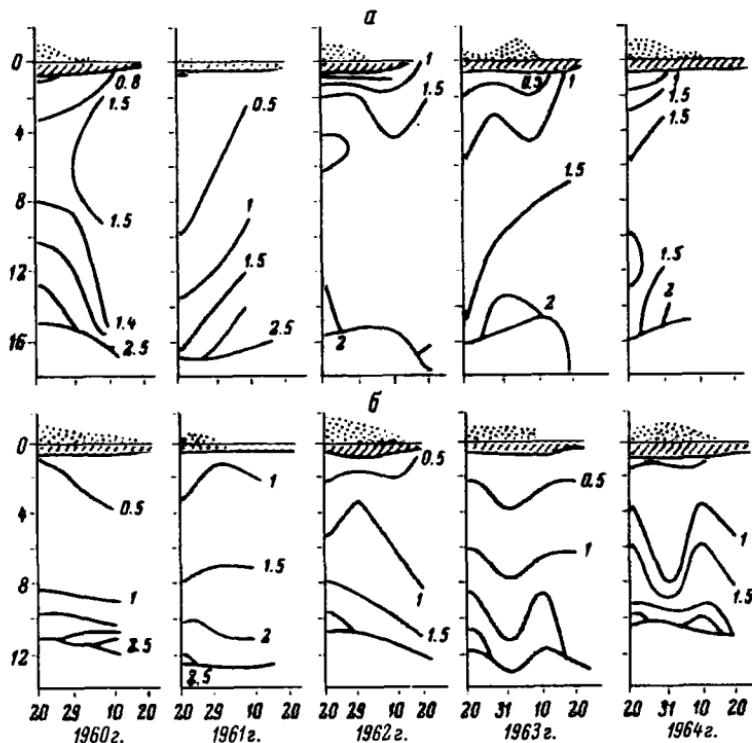


Рис. 24. Термоизоплеты рейдовой вертикали в марте-апреле 1960-1964 гг.

а - у пос. Переборы, б - у с. Брейтово.

ности от последних характер прогрева на различных участках водоема существенно меняется. На участках с замедленным водообменом решающую роль играет воздействие солнечной радиации. В начале половодья на реках, когда туда поступает вода, протекающая еще по замерзшей подстилающей поверхности бассейна и имеющая температуру ниже, чем в водоеме, на короткое время происходит понижение температуры воды в приусыховых слабопроточных участках. Наблюдениями установлено, что воды половодья, которое начинается задолго до полного разрушения льда, по-разному влияют на перестройку зимнего температурного режима. Так, имея температуру в несколько десятых или сотых градуса, паводочные воды в речных проточных пле- сах не меняют существенно температурных условий (Рутковский, 1963).

Сопоставляя ход термоизоплет (см. рис. 24), легко заметить существенные различия в характере подледного прогрева воды на рассматриваемых участках в абсолютных значениях температуры. Однако выявляются и общие черты. На обеих

вертикалях при отсутствии снега на льду к началу наполнения водохранилища (Переборы - 1961 г., Брейтovo - 1961 г.) повышение температуры воды подо льдом выражено вполне отчетливо. При более позднем стаивании снега и пониженном поступлении солнечной радиации в затяжные облачные весны характер прогрева меняется в сторону его замедления, при этом наблюдается даже некоторая тенденция к понижению температуры за счет поступления паводочных вод. Это хорошо прослеживается по ходу термоизоплет у пос. Переборы в 1962 и 1963 гг. и у с. Брейтovo в 1960 и 1964 гг.

На некоторые особенности вертикального распределения температуры в период весеннего подледного прогрева водами обращалось внимание при описании температурных условий в предвесенний период ледостава. В это время температура воды в зонах влияния стоковых течений, обусловленных режимом работы гидроузоружий, не превышает 1° при состоянии, близком к гомотермии. В районах выхода речных вод начала половодья прослеживается тенденция к уменьшению теплосодержания водной толщи. На слабопроточных участках четко обнаруживается прогрев верхнего подледного слоя воды. Так, в Переборском заливе непосредственно подо льдом 19° 1 IV 1960 была замерена температура воды, превышающая 5° .

В распределении температуры по глубине отмечаются случаи кратковременного состояния дихотермии, во время которой температура воды под ледяным покровом и в придонном слое может быть на $1-2^{\circ}$ выше, чем в промежуточном. В последнем нередко наблюдается температура около 0° . В это время перестройка зимнего температурного режима охватывает всю водную толщу. На большей части Главного пlesa придонные температуры не превышают 1° . Это на $0.5-1.0^{\circ}$ ниже, чем зимой. Только в западной моложской части пlesa они остаются относительно высокими. Понижение придонных температур в Главном пlese, как и в русловой части Моложского, свидетельствует о поступлении в водоем речных вод начала половодья и возникновении частичного конвективного перемешивания в результате прогрева подледного слоя воды.

Постепенный прогрев подледного слоя воды ускоряет разрушение ледяного покрова, в котором помимо указанного фактора существенную роль играет теплообмен льда с атмосферой и динамические явления: поступление вод половодья, течения, колебания уровня, ветровое воздействие и т. д.

Первые паводочные воды поступают в водохранилище еще при наличии ледяного покрова и прежде всего из малых рек южной и западной частей побережья. В последней декаде апреля их средняя температура достигает 5.5° . Поступление паводочных речных вод в предустевые заливы водохранилища вызывает наиболее раннее повышение температуры воды и как следствие более раннее вскрытие заливов. Так, залив по р. Сить очищается

ото льда в среднем 26 апреля, а прилегающий район водохранилища только 5 мая.

Паводочные воды Волги, Мологи и Шексны, как и более мелких притоков северной части водосбора, имеют в то же время более низкую температуру. По данным В.И. Рутковского (1963), около половины объема волжских вод поступает в водохранилище с температурой до 1° . Однако они вызывают образование промоин над руслами рек.

Измерения, выполненные с ледокола по ходу волжского потока к центральной части Главного пlesa, показали сложную картину распределения температуры и влияние ее на температуру воды в водохранилище. На участке от с. Коприно до Шумаровского острова волжские воды имели температуру 0.4° и прослеживались по всей глубине. От этого острова до траверза мыс Рожновский сохранялась температура ранее поступивших паводочных вод – $0.1-0.2^{\circ}$. В Главном пlesе у с. Наволок и к северо-западу от д. Горькая Соль волжские воды вызвали понижение температуры в первом случае примерно на 0.5° , а во втором – более чем на 1.0° . Вблизи пункта открытого моря (ПОМ) весенние паводочные воды с Центрального полуострова прослеживались только до глубины $1.5-2.5$ м. Их температура была $1.5-3.0^{\circ}$. В придонном слое сохранялась температура $1.5-2.5^{\circ}$, а в среднем по глубине общее понижение составляло $0.5-1.5^{\circ}$ (Ершова, 1962).

С появлением закраин у берегов, промоин над руслами рек и разводий начинается прямое воздействие солнечной радиации на водную поверхность освобожденных от льда участков. Все это способствует дальнейшему общему повышению температуры воды водохранилища, разрушению льда и очищению от него водоема. Это хорошо прослеживается в условиях южной части водохранилища (рис. 25). Спустя два дня после очищения ото льда русла Волги от Угличской ГЭС до Шумаровского острова температура воды в районе с. Коприно была равна 4° . К Шумаровскому острову наблюдалось незначительное ее понижение, а в 3 км к северу от него среди битого льда она составляла $1.1-1.6^{\circ}$. Только в придонном 3-метровом слое сохранялась температура, равная 3.2° (рис. 25, а).

Через несколько дней температура волжских вод повысилась до 6° и сохранялась таковой до Шумаровского острова. Севернее его у кромки льда значения не превышали $3.7-4.0^{\circ}$ (рис. 25, б). Дальнейшие измерения температуры по ходу волжского потока в сторону Переборского залива были выполнены по трассе, пробитой ледоколом во льду над руслом Волги на глубине 1.3 м. В 3 км от кромки льда, примерно на границе волжского потока с водами Главного пlesа, температура оказалась уже 0.9° , а у д. Лаврово – 0.6° . Такая температура воды сохранялась до пристани пос. Переборы.

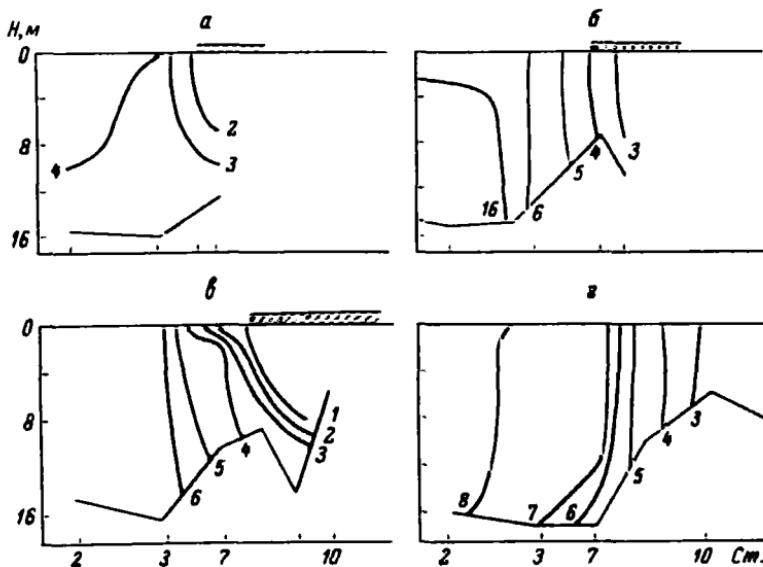


Рис. 25. Характер распределения температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) по ходу волжского потока в процессе вскрытия водохранилища.

а - 24 IV 1959, б - 28, 29 IV 1959, в - 9, 10 V 1958, г - 12 V 1961.

Аналогичное распределение температуры зарегистрировано в этом районе в конце первой декады мая 1958 г. На свободной ото льда русловой части Волги наблюдалась гомотермия, а у кромки льда и под ним она сменялась обратной стратификацией. Здесь в верхнем 4-метровом слое воды температура снизилась до 0.6°C , тогда как в придонном слое была $3.4-3.7^{\circ}\text{C}$ (рис. 25, в).

Иная картина в характере распределения температуры воды наблюдалась в начале мая 1961 г. Не только в районе с. Ко-прине, но и к северу от Шумаровского острова отмечена прямая стратификация температуры при $6-8^{\circ}\text{C}$, которая сохранялась и в Главном плесе до с. Наволок, хотя и при более низких ее значениях (рис. 25, г). У д. Лаврово, где были остатки ледяных полей, отмечались признаки обратной стратификации и температура воды оказалась 5.5°C .

Приведенные данные (табл. 28) показывают, что в условиях речных плесов и прибрежья водохранилища средняя температура воды во второй декаде апреля равна обычно 0.5°C , иногда достигает $1.5-2.0^{\circ}\text{C}$, а в устьях малых рек, таких как Сить, Согожа, Мякса, может повышаться до $3.0-4.5^{\circ}\text{C}$. Однако в Волжском плесе (30% случаев) и у г. Пошехонье-Володарск и с. Мякса (45-50%) она равна 0°C .

Таблица 28

Многолетние характеристики температуры воды ($^{\circ}\text{C}$)
в апреле у водомерных постов

Декада	Характеристика	Углич	Коприно	Переборы	Весьегонск	Мякса	Брейтovo	Пошехонье-Володарск	Мыс Рожновский
II	Средняя	0.5	-	0.6	0.5	-	1.0	0.6	-
	Наибольшая	1.5	1.5	1.8	2.1	3.8	4.6	3.2	1.2
	Наименьшая	0	0	0	0	0	0	0	0
III	Средняя	2.8	3.1	1.7	2.8	2.4	4.4	3.5	1.2
	Наибольшая	5.9	7.1	3.2	8.8	9.0	10.7	8.4	5.4
	Наименьшая	0.1	0.3	0	0	0	0.6	0.2	0

Легко обнаруживается своеобразие прогрева вод в Переборском заливе. Если зимой в придонных слоях температура воды в нем близка к наибольшим значениям в водоеме, то весной воды залива прогреваются так же медленно, как и в Главном пльсе. Это связано с отсутствием поступления речных паводочных вод и замедленным водообменом с волжским потоком, который в период наполнения водохранилища усиливается и блокирует в заливе мощный ледовый покров. Существенную роль в замедленном прогреве вод в заливе играет и перемещение ветром в южную часть водоема тающего льда из Главного пльса.

Очищение водохранилища ото льда начинается обычно во второй декаде мая. Последовательность очищения водохранилища (рис. 26) в основных чертах сохраняется ежегодно, хотя район таяния последнего льда может меняться в зависимости от преобладающих ветров и поступления паводочных вод. Чаще всего последний лед тает в центральной, восточной или юго-восточной частях Главного пльса. Но под воздействием ветра район таяния может меняться. Так, в мае 1956 г. в результате ветрового дрейфа в свободный ото льда Переборский залив поступило большое количество льда из Главного пльса. Это резко понизило температуру воды в заливе. До появления льда температура воды на глубине 0.4 м составляла 2.7° , а с появлением льда она понизилась до 1.6° . Резкое понижение температуры воды при наличии битого льда сопровождалось новым ледообразованием, и все разводья внутри старого льда и свободные от него площади залива покрылись молодым кристаллическим льдом толщиной до 1 см при положительных температурах воздуха. Такое явление на водохранилище наблюдалось неоднократно (Колкутин, Тачалов, 1968).

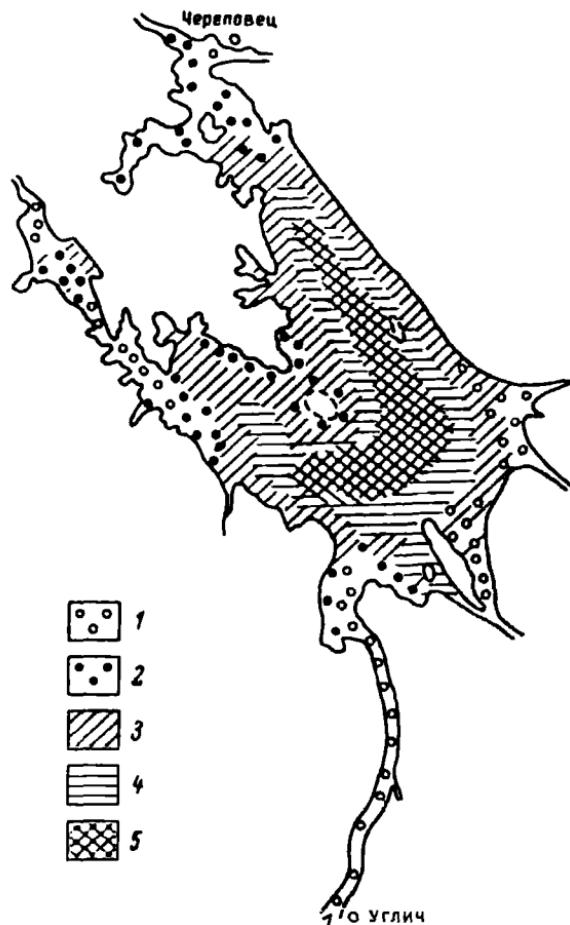


Рис. 26. Картосхема вскрытия и очищения ото льда Рыбинского водохранилища (Гидрометеорол. режим..., 1975).

1 - 15-20 IY, 2 - 21-25 IY, 3 - 26-30 IY, 4 - 1-5 Y, 5 - позже 5 Y.

Средняя продолжительность от вскрытия до полного очищения водохранилища ото льда в отдельных пунктах колеблется от 8 до 11 сут, наибольшая - от 15 до 25, наименьшая - от 1 до 6 сут (Ресурсы поверхностных вод, 1967).

К концу очищения водоема ото льда совместное действие солнечной радиации, паводочных вод, а в Главном плесе и прилегающих к нему озеровидных участках речных плесов конвекции и ветрового воздействия приводят к установлению состояния, близкого к гомотермии, при преобладающей температуре воды $2-3^{\circ}$. Сроки, при которых устанавливается весенняя

гомотермия, характеризуют конец весеннего переходного периода. Время его наступления на разных участках различно и определяется в основном температурой придонных слоев воды в конце зимы и гидрометеорологическими особенностями весны. К этому времени уровень водохранилища повышается обычно на величину до 2 м. Общая продолжительность переходного периода весной для всего водоема в среднем составляет 32 дня с колебаниями от 24 до 43 дней.

Следует отметить, что в конце переходного периода при состоянии, близком к гомотермии по глубине, в районах таяния последнего льда возникают значительные градиенты температуры на поверхности водоема (рис. 27).

Температурные условия в период интенсивного прогрева

После очищения водохранилища ото льда среднесуточное повышение температуры воды в речных плесах составляет $0.3-0.5^{\circ}$. В последней декаде апреля среднесуточная температура в прибрежье составляет $2.5-4.5^{\circ}$ с колебаниями от 6 до 9° , а у с. Брейтово в теплые весны – до 10.5° . Но при холодной весне она может быть близка к 0° .

Приведенные данные (табл. 29, 30) показывают, что наиболее высокую температуру имеют волжские воды от Угличской ГЭС до Шумаровского острова. При дальнейшем перемещении их в сторону Главного плеса температура понижается. Заметных различий в температуре воды поверхностного слоя и у дна не наблюдается. Обычно различия в значениях ее не превышают 0.2° . Исключение составляет Переборский залив, где они могут быть выше, да в отдельных случаях измерений при аномальных метеорологических условиях.

Наиболее существенные различия в температуре отмечаются от года к году. Так, если 11 У 1957 температура волжских вод в районе с. Коприно составляла $12-13^{\circ}$ на поверхности и около 10° у дна, то 9 У 1960 она была $7.6-7.9^{\circ}$ и $7.5-7.6^{\circ}$ соответственно (табл. 29). В целом же прогрев вод плеса протекает при состоянии, близком к гомотермии.

Аналогичная картина в нагревании вод наблюдается в Молжском и Шекснинском плесах (табл. 30). Как абсолютные значения температуры, так и характер распределения ее по акватории и глубине плесов мало отличаются от таковых волжских вод. Лишь при теплой тихой погоде, особенно в конце мая, на отдельных участках этих плесов отмечаются признаки прямой стратификации температуры.

Несколько иное распределение температуры по вертикали наблюдается в Сбросном плесе. Даже при наличии интенсивного стокового течения здесь на протяжении всего мая существует стратификация температуры по глубине (табл. 30). Это объясняется тем, что сюда вместе с относительно теплыми волжскими



Рис. 27. Ледовые условия и распределение температуры на глубине 0.5 м по акватории водохранилища в конце весеннего переходного периода.

а - 7 V 1959, б - 7-8 V 1980, в - 12 V 1981, г - 7-12 V 1971. 1 - большие ледяные поля, 2 - малые ледяные поля, 3 - крупнобитый лед.

Таблица 29

Температура воды (°С) волжского потока в период интенсивного прогрева

Станция	Горизонт, м	8 У 1960	11 У 1957	12 У 1981	12 У 1962	13 У 1954	15 У 1958	15 У 1964	17 У 1955	23 У 1954	28 У 1955	3 УТ 1960	4 УТ 1956
Мышкино	Поверхность	-	-	6.8	8.3	-	8.8	8.8	-	12.8	-	-	16.3
	Дно	-	-	8.4	8.1	-	8.3	8.8	-	12.8	-	-	16.3
Коприно	Поверхность	7.9	13.5	8.8	9.2	7.8	8.7	8.5	11.4	-	11.2	18.4	-
	Дно	7.8	10.1	8.4	8.8	7.8	8.3	7.2	7.2	-	10.8	13.8	-
Шумарое- ский остров	Поверхность	7.6	12.2	7.8	8.2	7.4	-	8.8	10.7	11.3	-	15.7	18.2
	Дно	7.9	10.2	7.1	8.8	7.3	-	8.3	5.8	8.5	-	13.1	11.8
Молога	Поверхность	7.4	10.2	3.6	8.8	7.2	2.4	7.8	4.1	-	8.8	15.8	15.0
	Дно	7.2	8.3	3.4	8.0	7.0	2.2	7.7	3.8	-	8.8	13.4	11.4
Западнее Юршинско- го острова	Поверхность	8.0	-	5.9	8.8	-	8.4	8.1	-	-	10.8	15.0	-
	Дно	5.8	-	4.8	6.8	-	4.6	6.3	-	-	8.5	13.7	-
Югский залив	Поверхность	-	-	7.5	-	7.8	7.5	-	-	12.5	10.1	-	16.2
	Дно	-	-	6.8	-	7.8	7.4	-	-	9.0	8.8	-	14.8
Лаврово	Поверхность	8.0	-	4.0	8.4	8.5	8.4	8.8	-	10.8	10.2	17.2	14.8
	Дно	4.5	-	3.8	7.6	8.4	4.2	8.8	-	8.2	10.2	11.6	12.4
Перебор- ский залив	Поверхность	7.0	-	4.0	7.7	-	4.8	6.8	-	12.2	-	18.3	-
	Дно	5.7	-	4.0	5.5	-	4.3	6.7	-	9.0	-	11.5	-

Т а б л и ц а 30

Температура воды ($^{\circ}\text{C}$) на русловых участках Моложского, Шекснинского и Сбросного плесов в период интенсивного прогрева

Станция	Горизонт, м	17 V 1954	20 V 1981	22 V 1980	23 V 1955	25 V 1982	31 V 1956	31 V 1958
Моложский плес								
Харlamовское	Поверхность	8.2	10.2	12.1	-	18.5	14.1	-
	Дно	8.2	10.0	12.5	-	-	14.1	-
Весьегонск	Поверхность	9.0	10.0	11.5	13.8	-	13.0	15.8
	Дно	-	9.7	11.5	13.5	-	13.1	15.8
Малиновка	Поверхность	-	9.9	-	13.4	15.4	13.0	-
	Дно	-	9.9	-	13.4	15.4	12.8	-
Борок Заповед- ный	Поверхность	8.8	9.9	12.2	13.8	15.8	13.1	15.6
	Дно	-	9.7	11.8	13.8	15.8	13.2	15.4
Против устья Ламы	Поверхность	8.5	10.0	10.9	13.2	14.0	12.9	15.6
	Дно	-	9.4	10.2	13.0	-	12.8	13.3
Шекснинский плес								
		19 V 1954	21 V 1955	24 V 1980	24 V 1981	28 V 1958	29 V 1982	2 VI 1956
Выше Черепов- ца (2 км)	Поверхность	9.0	12.6	11.4	8.2	16.0	15.4	13.7
	Дно	8.9	12.5	11.4	8.2	14.2	15.4	13.7
О-в Луковец	Поверхность	8.1	12.1	11.8	-	15.6	-	13.7
	Дно	8.1	10.8	11.8	-	13.6	-	13.7
Вичелово	Поверхность	8.2	10.8	13.2	9.6	16.8	14.6	13.6
	Дно	8.1	10.3	12.2	9.6	11.3	14.0	-
Ольхово	Поверхность	8.1	11.1	-	-	16.3	-	13.4
	Дно	7.9	10.8	-	-	10.1	-	13.1
Мякса	Поверхность	8.0	10.2	11.0	8.3	15.2	14.6	13.5
	Дно	7.8	9.7	10.9	8.3	8.5	14.0	13.2
Сбросной плес								
		14 V 1957	21 V 1954	25 V 1954	28 V 1955	4 VI 1956	5 VI 1958	
Милюшино	Поверхность	9.2	10.4	14.3	8.8	12.6	10.1	
	Дно	9.0	10.0	6.3	6.6	10.9	9.6	
Волжково	Поверхность	11.9	11.2	14.1	7.7	14.2	13.1	
	Дно	8.8	7.2	7.6	7.4	11.2	11.6	

водами поступают и холодные воды Главного пльса. Полного смешения вод различного происхождения не происходит, возникает расслоение их по температуре.

Таким образом, весенний прогрев речных плесов водохранилища после очищения их ото льда протекает в условиях, близких к гомотермии. Интенсивность его практически одинакова. Но к концу сезона более теплыми в большинстве случаев бывают молжские воды. Температуры волжских и шекснинских вод близки, в зависимости от климатических особенностей весны более высокие значения их могут быть как в тех, так и в других водах (табл. 31).

Прогрев вод Главного пльса после полного очищения ото льда имеет свои особенности по сравнению с речными. Прежде всего наблюдается существенное различие в ходе этого процесса на разных участках пльса.

У прибрежных мелководий за счет скоплений вод склонового стока и речных, а также вследствие большей теплоотдачи атмосферы нагрев вод до температуры наибольшей плотности происходит быстрее, чем вдали от берега. Дальнейшее накопление тепла в водах, лежащих по ту и другую сторону от зоны максимальной плотности, развивается по-разному в условиях прямой стратификации вблизи берега и при гомотермии вдали от него.

А. И. Тихомиров (1959, 1961, 1968), исследовавший явление термобара на Ладожском и Онежском озерах, показал, как с образованием полосы максимально плотной воды формируются теплоактивная и теплоинертная области, различающиеся не только удельным теплосодержанием вод, но и развитием всего процесса аккумуляции тепла.

На некоторых участках Рыбинского водохранилища условия для образования термобара, по-видимому, имеют место всякий раз, когда в начале весны бывает относительно тихая погода. Соответствующие ситуации фиксировались неоднократно при синхронных и температурных съемках у западного и восточного берегов водоема. Наиболее вероятно, что данное явление при мелководности водоема существует короткое время, и отсутствие сведений о нем объясняется недостаточной полнотой материалов наблюдений.

В Рыбинском водохранилище водная масса прогревается до 4° уже во второй или в начале третьей декады мая, поэтому существование зон разной тепловой активности здесь кратковременно в отличие от таких больших глубоководных озер, как Ладожское и Онежское, где термобар сохраняется до середины или конца июня, и выявить его гораздо проще.

Исследования водных масс водохранилища показали разную интенсивность прогрева вод в речных и Главном пльсе даже на отдельных участках последнего. Существенное различие в температуре воды отдельных участков Главного пльса хорошо

Таблица 31

Средняя температура воды ($^{\circ}\text{C}$) на отдельных горизонтах в период интенсивного прогрева

Плес	Горизонт, м				
	0.5	2.0	5.0	10.0	дно
9 V 1960					
Волжский	7.3	7.2	7.2	-	6.6
Моложский	10.0	10.2	10.2	-	10.1
Шекснинский	7.2	7.1	7.3	-	7.2
12 V 1961					
Волжский	6.9	6.8	6.6	-	5.9
Моложский	9.9	9.9	9.8	-	9.5
Шекснинский	4.3	4.2	2.6	-	2.1
12 V 1962					
Волжский	8.6	8.4	8.5	8.4	7.8
Моложский	9.3	9.5	9.5	9.7	9.9
Шекснинский	8.7	8.7	8.8	8.8	8.8
15 V 1964					
Волжский	7.5	7.4	7.4	-	6.5
Моложский	12.2	12.3	12.3	12.3	12.3
Шекснинский	10.6	10.6	10.5	-	10.4

подтверждается приведенными данными (табл. 32). В большинстве случаев температура воды в западной части плеса выше, чем в северной и центральной. Однако в зависимости от гидрометеорологических условий весны и особенностей ледотаяния температура воды в северной части плеса может быть выше, чем в центральной, и наоборот.

Более высокое теплосодержание вод западной части Главного плеса подтверждается и данными многолетних измерений температуры в стандартных рейсах (табл. 33). В первую половину мая средняя величина температуры здесь примерно на 1.5° выше, чем в центральной части плеса.

В целом по плесу температуры близки к $5.0-6.5^{\circ}$, но колебания их весьма существенны. В холодные весны, например 1959 и 1963 гг., в середине мая температура воды в Главном плесе не превышала 3° , а в теплые 1970 и 1973 гг. достигала

Т а б л и ц а 32

Средняя температура воды ($^{\circ}\text{C}$) на отдельных участках
Главного плеса в период интенсивного прогрева

Участок	Горизонт, м				
	0.5	2.0	5.0	10.0	дно
9 V 1960					
Западный	5.9	5.9	5.4	-	4.7
Северный	2.9	2.8	2.8	-	2.8
Центральный	5.1	4.8	4.7	-	4.7
12 V 1961					
Западный	6.1	5.6	5.1	-	4.4
Северный	3.6	3.5	3.4	-	3.4
Центральный	3.1	3.1	2.8	-	2.8
12 V 1962					
Западный	8.6	8.6	8.5	8.5	8.5
Северный	6.9	6.9	6.9	6.9	6.9
Центральный	6.5	6.5	6.5	6.5	6.6
15 V 1964					
Западный	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4
Северный	6.9	6.9	6.9	6.9	6.9
Центральный	5.9	5.9	5.7	-	5.9

8-10 $^{\circ}$. К концу весны температура заметно повышается, но изменения в соотношениях средних и крайних ее значений сохраняются.

Если сопоставить данные (табл. 32, 31), то легко обнаруживается, что в одно и то же время температура воды в Главном плесе заметно ниже, чем в речных, но в том и другом случаях прогрев идет при условиях, близких к гомотермии, хотя интенсивность его в речных и Главном плесах различна. Так, по наблюдениям К.К. Эдельштейна (1968) 15 V 1965 в западной части Главного плеса воды разного происхождения имели температуру от 5.1 до 10.5 $^{\circ}$. К первому июня увеличение ее в речной водной массе составило 2.2 $^{\circ}$, а в Главном плесе до 5.7 $^{\circ}$.

Интенсивность прогрева вод в первую половину весны определяется прежде всего величиной теплообмена воды с воздухом

Таблица 33

Многолетние характеристики температуры воды ($^{\circ}\text{C}$)
Главного плеса

Участок	1-я половина мая			2-я половина мая		
	наи- боль- шая	наи- мень- шая	сред- няя	наи- боль- шая	наи- мень- шая	сред- няя
Западный	10.2	1.6	6.4	17.6	7.0	11.0
Северный	7.8	1.9	4.9	17.5	6.1	10.8
Центральный	7.8	1.8	5.1	18.5	6.0	10.0

и при прочих равных условиях зависит от разности их температур. Так, 9 V 1960 ночью и утром в Волжском, на границе Моложского и Шекснинского плесов с Главным температура воды была выше, чем воздуха, на $3-4.5^{\circ}$, и тепловой поток имел направление из воды в атмосферу. Днем с повышением температуры воздуха до $8-11^{\circ}$ тепло аккумулировала вода. В западной и восточной частях Главного плеса температура воды была ниже 2° , а температура воздуха ночью и утром колебалась около $3-5^{\circ}$, а днем достигала 7° . При таких условиях тепловой поток в течение всех суток имел направление из атмосферы в воду. Этим и объясняются неодинаковая интенсивность прогрева вод отдельных участков водоема и как следствие различия в температуре воды по его акватории.

Характер весеннего прогрева вод водохранилища хорошо прослеживается по изменению температуры на рейдовых вертикалях. Так, измерения у с. Брейтово показали, что при систематическом повышении теплосодержания водной массы во второй декаде мая среднесуточный прирост температуры воды составил $0.2-0.4^{\circ}$, а у мыса Рожновского – $0.3-0.6^{\circ}$ (рис. 28). Наибольшая величина его, равная 0.9° для всей водной толщи, оказалась у мыса Рожновского. Такая же величина прогрева у с. Брейтово отмечалась лишь в среднем слое воды. При холодной погоде среднесуточное повышение температуры в этих районах обычно не превышает 0.3° .

При такой интенсивности прогрева средняя температура поверхности слоя на рейдовой вертикали у с. Брейтово к 20 мая составила 10° , а у мыса Рожновского – 11.8° . Крайние значения ее колебались от 7 до 12° и от 7 до 18.5° соответственно. Средняя температура придонного слоя воды была заметно ниже и у с. Брейтово равнялась 7.5° , а у мыса Рожновского была 11° при колебаниях в первом случае от 5 до 10° , а во втором от 7 до 15° . Разница в сроках прогрева поверхностных и придонных слоев воды до одинаковой температуры в одни

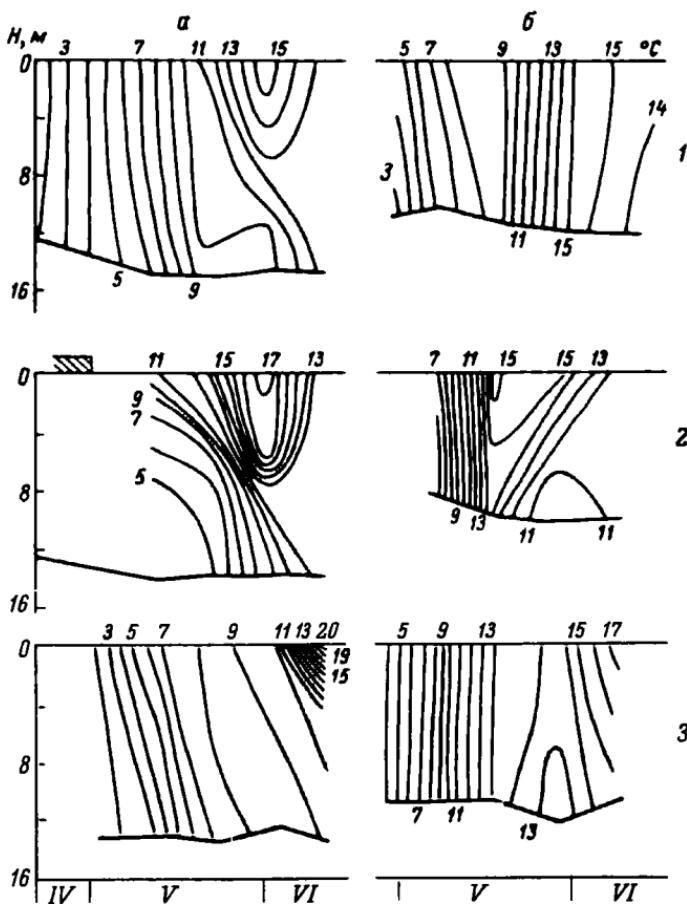


Рис. 28. Термоизоплеты рейдовых вертикалей у с. Брейтово (а) и у мыса Рожновского (б).

1 – 1962 г., 2 – 1963 г., 3 – 1967 г.

годы составляет 2–3 дня, а в другие приближалась к 10.

Интенсивность и характер прогрева водной толщи во многом определяются гидрометеорологическими условиями. Влияние последних на прогрев вод наглядно прослеживается по ходу термоизоплет рейдовых вертикалей (рис. 28). На участках повышенной динамической активности, как у мыса Рожновского, водная толща прогревается значительно быстрее, чем в менее динамически активном районе с. Брейтова. Так, весной 1966 г. прогрев придонных слоев до 10° у мыса Рожновского наблюдался на 10 дней раньше, чем у Брейтова, а весной 1967 г. расхождения в этих сроках приближались к месяцу.

В Рыбинском водохранилище тенденция изменения температуры в конце весеннего периода может быть как положительной,

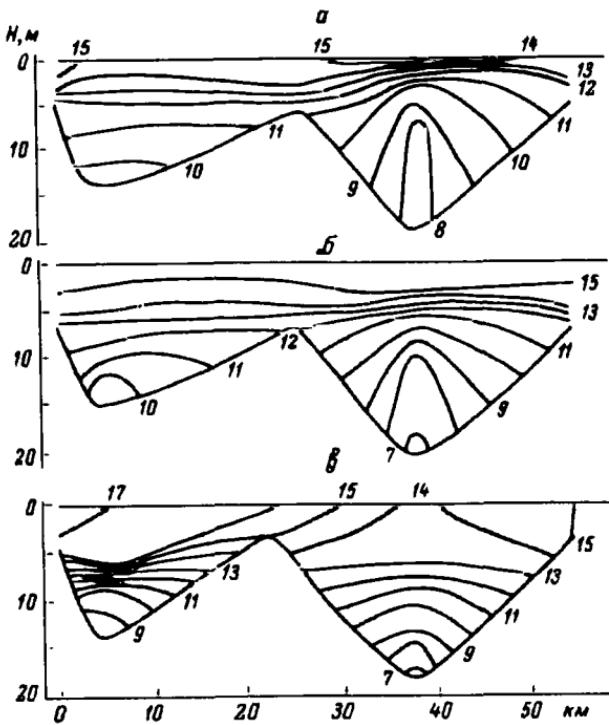


Рис. 29. Изотермы на разрезе Брейтovo-Измайлово.
а - 30 У 1960, б - 30 У 1962, в - 30 У 1963.

так и отрицательной. Абсолютные значения ее изменения могут достигать 0.5-1.2° в сутки. Для прогрева водной толщи на 1° требуется 5-7 дней, а в отдельные годы более декады.

Среднемесячная температура воды в плесе во вторую фазу весны изменяется от 7.6° у мыса Рожновского до 11° у с. Брейтово. Колебания температуры в этот период весьма значительны. У мыса Рожновского они находятся в пределах от 4 до 10°, а у Брейтова - от 8.7 до 13.8°.

Неравномерность прогрева вод водохранилища прослеживается до конца мая, когда температура по сравнению с началом весны заметно повышается. По измерениям ее в стандартных рейсах и на разрезе Брейтово-Измайлово наибольший прогрев вод прослеживается в западной части, наименьший - в центральной или восточной. Ход изотерм (рис. 29) показывает наряду с повышением температуры наличие четко выраженной прямой стратификации ее и появление первых признаков расслоения воды по глубине.

Средняя по акватории плеса температура поверхностного слоя во второй половине мая обычно колеблется от 9.2 до 12.3°,

а в первой декаде июня равняется 14.8° . Изменения ее в отдельные годы могут колебаться в пределах $7.5-11.5^{\circ}$.

Неоднородность прогрева отдельных плесов водохранилища весной проявляется и в суточном ходе температуры. В.И. Рутковским (1963) установлено, что при интенсивном прогреве водоема на глубине 0.5 м суточные колебания температуры в Волжском, Моложском и Сбросном плесах составили $1.5-3.3^{\circ}$, в центре Главного плеса -4.6° , а в Шекснинском -5.7° . На глубине 2 м они оказались значительно меньше и равнялись $0.2-1^{\circ}$, а у дна не превышали 0.5° . При иных погодных условиях на тех же вертикалях колебания температуры в течение суток прослеживались только до глубины 2 м и не превышали 1.5° .

Анализ среднесуточных температур водомерных постов и измеренных в открытой части водоема позволил С.Н. Тачалову (1965) выделить наиболее репрезентативные пункты, данные которых характерны для значительных по размерам участков водохранилища. Ими оказались посты Брейтово, Мякса, Большая Луха и мыс Рожновский. Среднеарифметическая температура, вычисленная по данным этих постов, является среднесуточной температурой поверхности воды по акватории. По этой температуре и кривой связи можно определить среднюю температуру по глубине водоема. Расчеты показали, что средняя температура поверхности воды по акватории водоема в последней декаде апреля за 1947-1963 гг. составила 2° с колебаниями от 1.2 до 5.2° . В начале мая она равнялась 4.9° и изменялась от 1.4 до 9.5° . В это время величины средних температур по акватории и глубине водохранилища были одинаковы. Следовательно, весенний прогрев вод проходил в условиях гомотермий, и в центральной части плеса тепло по глубине распределено равномерно.

В распределении и изменении теплосодержания вод существенную роль играют температура воздуха и ветер. Вторжение холодных масс воздуха на акваторию водоема часто сопровождается изменениями направления, скорости ветра и характера распределения температуры в водохранилище. Примером может служить ситуация на водоеме в конце мая 1958 г. При температуре воздуха над ним $18-24^{\circ}$ и южном ветре до 3 м/с 28 мая температура воды на глубине 0.5 м в Главном плесе равнялась $11.5-14.5^{\circ}$, а у дна колебалась от 4.5 до 9.0° . Вертикальный градиент ее изменялся от 0.7 до 1.9° на 1 м. Через сутки, в течение которых ветер изменил направление на западное и северо-западное, скорость его повысилась до 12 м/с, а температура воздуха при этом понизилась до $5-10^{\circ}$, температура воды на глубине 0.5 м снизилась на $1.5-2.5^{\circ}$, а у дна увеличилась на $3-3.5^{\circ}$. При этом градиент ее уменьшился до $0.2-0.5^{\circ}$ на 1 м глубины.

Тщательный анализ измеренных температур в Главном плесе, особенно на рейдовых вертикалях и разрезах, позволил уточнить

время начала расслоения водной толщи, характеризующее конец гидрологической весны и наступление нового летнего сезона. Оказалось, что начало стратификации вод по глубине в одни годы (1960, 1962, 1963 и др.) отмечалось в конце мая, а в другие (1964, 1967, 1970) – в начале июня. Не только в отдельные годы, но и в разных частях Рыбинского водохранилища конец весны, если за него принимаем начало вертикального расслоения вод по температуре, наступает в разные сроки. Раньше температуры, характеризующие летние условия в водоеме, устанавливаются в речных плесах, на поймах и в междуречье, позже – в глубоководных и малопроточных русловых и долинных участках водохранилища. Разница в сроках наступления летнего сезона в отдельных частях водоема превышает декаду, а общая продолжительность его составляет 30–40 дней.

Учитывая важность весенних температурных условий для развития биологических процессов водохранилища, отметим основные особенности сезона.

По мере таяния снега на малопроточных участках водоема прослеживается весенний подледный прогрев вод. Более отчетливо он прослеживается в западной части Главного плеса, в районе Центрального мыса и в Переборском заливе. Температура воды за счет прогрева подо льдом может повышаться до 2–3° и даже до 5°. Это явление отмечено и на пойменных участках Волжского плеса.

Первые паводочные воды, поступающие в водоем с температурой до 1°, не вносят существенных изменений в распределение температуры речных плесов, а на прилегающих участках Главного плеса вызывают некоторое понижение ее, особенно заметное в придонном слое.

Очищение ото льда речных плесов происходит при температуре воды 3–6°. При значениях ее менее 4° воды половодья подтекают под воды Главного плеса, а выше 4° – распространяются по их поверхности. Во время очищения ото льда Главного плеса температура его вод вблизи речных плесов и устьев малых рек составляет 6–8°, а в местах скопления тающего льда не превышает 1–3°. Весной прогревается западная часть, а более холодные воды располагаются в восточной и юго-восточной частях Главного плеса.

В последней декаде апреля средняя по акватории температура верхнего полуметрового слоя воды близка к 3° с колебаниями от 0.2 до 8.5°. В течение мая она повышается до 9.6° и изменяется от 6.8 до 12.8°. Вертикальное распределение температуры преимущественно близко к гомотермии.

В конце мая–начале июня верхний полуметровый слой воды в Главном плесе имеет температуру 10–17°, придонный – 6–15°. Наличие температурного расслоения вод по глубине характеризует конец весеннего сезона и наступление летнего.

ЛЕТНИЙ ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ВОДНОЙ ТОЛЩИ

За начало лета в водоеме принято время появления относительно устойчивой стратификации вод при среднедекадных значениях температуры на водомерных постах 13-14°. Сроки начала сезона можно определить только приближенно, так как в речных плесах и вблизи устьев рек он наступает на одну или две недели раньше, чем в центре водоема, хотя при сходных метеорологических условиях температурная стратификация вод по глубине в Главном плесе выражена более отчетливо, чем в речных.

В больших водоемах прогрев поверхностных слоев воды наиболее активно протекает при скоростях ветра 3-4 м/с. Среднемесячные скорости ветра летом над Рыбинским водохранилищем составляют 4.5-6.5 м/с, а среднее число штилей около 4% и колеблется от 0 до 15% (Климатологический справочник, 1971). Отсюда условия для температурного расслоения вод здесь несовсем благоприятны. Обычно наблюдается более или менее равномерное распределение тепла по акватории и глубине водохранилища.

На характер вертикального и горизонтального распределения температуры летом существенное влияние оказывают сгоны и нагоны воды ветром. При преобладающих направлениях ветров (Гущина, 1986б) нагон теплых вод наиболее часто прослеживается у восточного берега, у западного – выход на поверхность относительно холодных глубинных вод. На перенос тепла в водной толще влияет и интенсивность водообмена. Расчеты показывают, что летом воды Моложского плеса обновляются от 1 до 3 раз, Шекснинского и Волжского – от 0.2 до 2 раз. В Главном плесе только в 1953 и 1962 гг. летний водообмен достигал 0.4, а в большинстве случаев он не превышает 0.2.

В материалах наблюдений имеются данные по температуре водоема за годы, когда летом продолжительное время удерживалась теплая тихая погода (июнь 1961 г., июль 1960 г., август 1959 г.) и, наоборот, с преобладанием холодной погоды (июнь 1963 г., июль 1956 г., август 1962 г.). Величина суммарной радиации, температура воздуха и скорость ветра в эти месяцы были близки к многолетним максимальным и минимальным значениям данных климатических характеристик. Следовательно, эти материалы дают представление о величине и распределении температуры в водоеме при экстремальных гидрометеорологических условиях.

Поскольку динамические условия, обуславливающие движение вод и перенос тепла, в этом сезоне в разных частях водоема различны, распределение температуры и ее значения в речных и Главном плесах, как и в отдельные годы, имеют существенные различия. Это проявляется в температурном расслоении водной толщи по глубине.

О вертикальной неоднородности водной толщи

Условия возникновения и развития температурного расслоения водной толщи водохранилища в общих чертах известны (Курдина, 1958; Буторин, 1962; Рутковский, 1963). С.Н. Тачалов (1959), исследуя процесс прогрева водохранилища, установил, что за 1947-1958 гг. разность температуры по глубине в отдельных случаях достигала 15° , а градиент ее в слое скачка составлял 7° на 1 м глубины.

Интересные данные по этому вопросу получены В.И. Рутковским (1963). Синхронные измерения температуры, выполненные в 5 точках водохранилища с 16 ч 8 июня до 24 ч 9 июня 1957 г., показали большие различия в характере прогрева вод на отдельных участках. В центре у с. Наволок при небольшой облачности и слабом ветре в течение дня 9 июня сформировался эпилимнион мощностью около 2 м и градиентом температуры в слое скачка, расположенного на глубине от 2 до 4 м, равным 1.5° на 1 м. Слой скачка здесь сохранялся до конца наблюдений.

В южной части Шекснинского плеса у с. Мякса в это же время формирование эпилимниона было выражено еще более резко, чем в центре водоема, и градиент температуры в металимнионе достигал 3.9° на 1 м глубины. Только под влиянием ветра произошли перемещение и перемешивание вод с разной температурой, познакомившие разрушение и исчезновение слоя скачка с полным выравниванием температуры по глубине.

На границе Моложского плеса с Главным (против устья Ламы) при слабом стоковом течении кратковременный прогрев вод на $1-2^{\circ}$ отмечался только до глубины 1.5 м, а в Волжском у с. Мышкино при периодических усилениях и затухании течения наблюдалось повышение температуры на 2° по всей глубине. В Сбросном плесе, где суточная ритмика течений выражена наиболее отчетливо, днем 9 июня температура повысилась на $2-4^{\circ}$ до глубины 6 м, а вечером и ночью зафиксировано ее понижение на $1-2^{\circ}$. Таким образом, разные гидрометеорологические условия в отдельных частях водоема обусловливали различный характер распределения температуры по глубине.

Различные характер и степень расслоения вод на отдельных участках водохранилища подтверждаются материалами синхронных съемок, проводившихся в течение ряда лет (Буторин, 1965). Так, по наблюдениям, выполненным 8 VI 1961, можно выделить несколько характерных кривых термического расслоения водной массы (рис. 30). По руслам Волги, Мологи и Шексны отмечается плавное уменьшение температуры с глубиной. Слой скачка на этих участках практически отсутствует или выражен очень слабо. С приближением к Главному плесу расслоение водной толщи усиливается, слой температурного скачка виден более отчетливо. В центре этого плеса разность между температурой

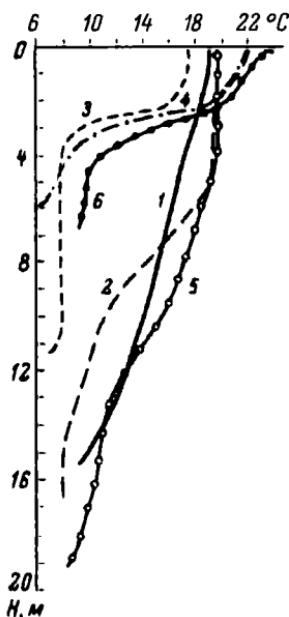


Рис. 30. Вертикальное распределение температуры в водохранилище 8 VІ 1961.

1 - ст. 2, 2 - ст. 7, 3 - ст. 14, 4 - ст. 34, 5 - ст. 6, 6 - ст. 10.

воды на поверхности и у дна достигает максимальных значений - 10° , а в отдельных случаях - более 15° .

Степень стратификации водной толщи водоема во время этой съемки характеризуется температурными градиентами, рассчитанными на всю толщу воды (рис. 31). Наибольшие значения градиентов отмечаются в восточной части Главного пlesa, где прослеживается слой скачка. Температурный градиент достигал на некоторых вертикалях $4.1, 6.7, 8.6^{\circ}$. Наиболее резкие изменения температуры в большинстве случаев зарегистрированы в слое от 2 до 3 м.

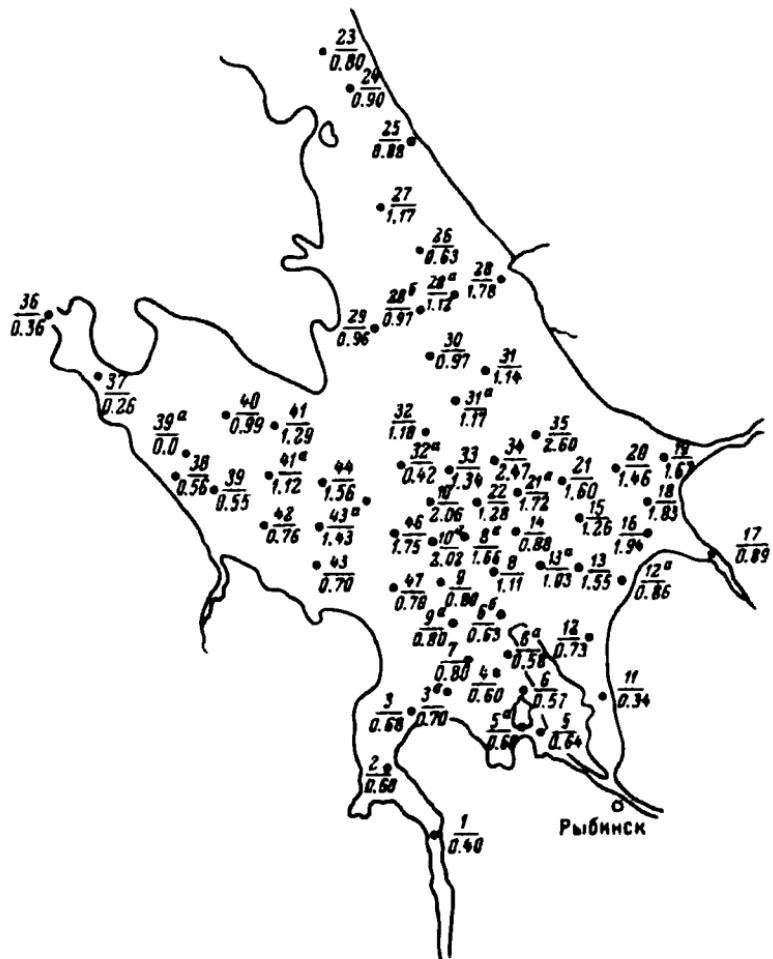
В западной и южной частях Главного пlesa, а также в Сбросном распространение тепла по глубине шло более интенсивно, чем в восточной. Изотерма, соответствующая 10° , опускалась здесь до 8-10 м, а с приближением к гидростанции до 17 м глубины. Это хорошо видно по ходу изотерм (рис. 32).

Анализ многолетних данных измерения температуры показал, что температурное расслоение водной толщи наиболее характерно для Главного пlesa. Наибольшая разность средней температуры на глубине 0.5 м и у дна в центральной его части равна 11.7° . В других частях пlesa и в речных районах она составляет $8-9^{\circ}$ и только в прогретых водах Моложского пlesa не превышает 4.5° . В отдельные годы абсолютные значения температуры и разности ее на поверхности и у дна могут существенно варьировать (табл. 34).

Рассмотренные материалы свидетельствуют о том, что начало лета в водохранилище характеризуется наличием расслоения водной толщи по температуре. Температурная стратификация вод - явление обычное, но при мелководности водоема и высокой динамической активности водных масс в большинстве случаев кратковременное.

Летний прогрев водной толщи

Температура волжских вод, поступающих в водохранилище, в июле-августе обычно $16.7-19.3^{\circ}$ с колебаниями от 14.5 до 22.4° . При перемещении их от Углича до с. Коприно в июне-



ис. 31. Градиент температуры воды (знаменатель) на гидрологических станциях (числитель) 8 VI 1961.

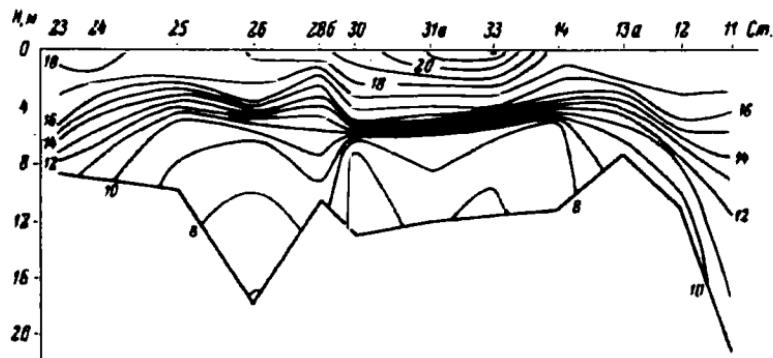


Рис. 32. Изотермы на разрезе Шекснинский плес-Сбросной плес.

Таблица 34

Средняя температура воды ($^{\circ}\text{C}$) в отдельных плесах

Плес	Горизонт, м					$t_{0.5} - t_{\text{дно}}$
	0.5	2	5	10	у дна	
3 VI 1960						
Волжский	16.3	16.2	15.7	14.2	11.5	4.8
Мологский	17.7	17.7	15.5	13.9	13.9	3.8
Шекснинский	15.5	15.5	15.3	-	14.6	0.9
Главный:						
западная часть	17.2	14.0	13.5	-	11.8	5.4
северная	16.1	15.4	11.7	-	11.2	4.9
центральная	16.5	16.1	12.1	-	11.1	5.4
8 VI 1961						
Волжский	19.8	19.5	18.4	15.4	10.8	9.0
Мологский	19.2	18.9	17.6	15.5	14.9	4.3
Шекснинский	18.5	17.5	15.3	-	11.0	7.5
Главный:						
западная часть	19.3	19.2	14.8	-	10.4	8.9
северная	18.7	17.4	12.6	-	10.4	8.3
центральная	20.1	17.5	12.8	-	8.4	11.7
13, 14 VI 1963						
Волжский	13.4	13.4	13.3	13.2	12.3	0.9
Мологский	13.5	13.5	13.6	13.6	13.6	-0.1
Шекснинский	13.0	12.9	12.9	-	-	-
Главный:						
западная часть	13.2	13.1	13.1	-	13.0	0.2
северная	13.0	12.8	12.8	-	12.8	0.2
центральная	13.3	12.8	12.6	-	12.2	1.1
9 VI 1964						
Волжский	15.7	15.7	15.6	15.2	15.2	0.5
Мологский	16.5	16.5	16.5	16.4	16.3	0.2
Шекснинский	15.2	15.2	15.2	15.2	15.2	0
Главный:						
западная часть	15.0	15.0	15.0	15.0	14.6	0.4
северная	14.6	14.6	14.6	14.5	14.5	0.1
центральная	14.9	14.9	14.7	-	14.1	0.8

июле наблюдается повышение на $0.7-0.2^{\circ}$. С увеличением теплоподачи в атмосферу в августе на этом же участке водная масса охлаждается примерно на 0.3° . От с. Коприно в сторону Главного плеса четкой закономерности в распределении температуры воды летом не обнаруживается. Выражено лишь некоторое запаздывание прогрева вод в Переображенском заливе, особенно в придонном слое. Различие температур по акватории и глубине плеса в первой половине лета составляет $2-4^{\circ}$ и только на глубоководных русловых участках иногда увеличивается до $5-6^{\circ}$. В Переображенском заливе различие в температуре поверхностных и придонных слоев достигает 10° (табл. 34).

Во второй половине лета теплосодержание водной толщи более однородно, и разность температуры по вертикали редко превышает 1° . Это позволяет характеризовать процесс летнего прогрева в речных плесах по данным измерений температуры на водомерных постах. Для Волги таковым является с. Коприно (табл. 35). В русле Волги у Коприна, а также вблизи бывшего г. Мологи выявлены следующие особенности прогрева воды. В начале сезона на русловых участках температура воды изменяется плавно, различия между поверхностными и придонными горизонтами не превышают 1.5° . Во второй декаде июня прирост средней температуры составляет $2-2.5^{\circ}$, и значения ее достигают $17-17.7^{\circ}$. В конце месяца средняя декадная температура повышается до $18-18.5^{\circ}$, при этом поверхностные воды теплее придонных на $1.5-2.5^{\circ}$. Наибольший прогрев поверхностных вод обычно отмечается во вторую декаду июля. Средняя температура их в это время около 20° с колебаниями от 16.5 до 24.5° . Максимальные значения ее у дна сдвинуты на неделю и наблюдаются в третьей декаде июля. Их значения $18.5-19^{\circ}$. В конце июля в поверхностных слоях, а в начале августа и в придонных теплосодержание вод начинает уменьшаться. Это сопровождается понижением температуры воды (табл. 36).

Рассмотренные закономерности внутрисезонного изменения температуры в отдельные годы с переменой погодных условий могут существенно изменяться. В годы с температурой воздуха ниже нормы, повышенной водности и при частых сильных ветрах, например в 1955 г., продолжительное время наблюдается гомотермия или не превышающая $1-2^{\circ}$ разность температуры по глубине (рис. 33, а). В такой летний сезон стратификация вод неустойчива, кратковременна и совпадает по времени с теплой и тихой погодой. В годы с устойчивым теплым летом, такие как 1972 год (рис. 33, б), стратификация вод наблюдается длительное время, а затем благодаря постоянному притоку большого количества тепла она сменяется равномерным прогревом всей водной толщи. Поверхностные слои воды прогреваются до 25° . Температура придонных слоев колеблется от 20 до 22° .

Характер изменения температуры с глубиной в волжских водах различен. Так, летом 1965 г. длительное время просле-

Летние температуры воды (°C) в речных пресах

Станция	Горизонт	13 VII	22 VII	7 VIII	15 VIII	19 VIII	4 VIII	15 VIII	26 VIII	31 VIII
		1956	1954	1958	1954	1956	1954	1954	1955	1958
Волжский прес										
Углич	Поверхность	-	-	-	23.2	17.8	-	20.8	-	-
	Дно	-	-	-	22.7	17.8	-	19.8	-	-
Колпино	Поверхность	-	20.3	21.7	23.5	17.5	-	21.3	20.0	15.9
	Дно	-	17.1	19.5	23.0	17.5	-	20.0	18.4	15.8
Шумаровский остров	Поверхность	20.2	20.8	20.0	22.8	-	19.5	19.8	19.8	15.7
	Дно	14.4	15.6	19.2	22.7	-	19.1	-	19.4	15.7
Молога	Поверхность	-	20.3	-	-	17.2	19.9	-	19.7	15.9
	Дно	-	14.6	-	-	17.3	19.2	-	19.2	15.9
Лаврово	Поверхность	20.8	-	17.0	-	17.4	19.1	-	20.6	15.9
	Дно	18.0	-	16.8	-	17.3	18.5	-	18.8	15.8
Югский залив	Поверхность	20.4	-	18.3	-	-	19.4	-	20.6	-
	Дно	19.2	-	16.4	-	-	19.0	-	19.8	-
Переборский залив	Поверхность	21.0	-	17.0	23.0	17.4	-	20.8	20.2	16.4
	Дно	11.0	-	14.5	19.5	17.3	-	18.8	19.3	15.8
Мологский прес										
Харламовское	Поверхность	10 VII	2 VIII	9 VIII	13 VIII	16 VIII	24 VIII	8 VIII	12 VIII	28 VIII
	Дно	1956	1954	1955	1958	1952	1961	1962	1959	1955

Весьегонск	Дно	20.4	20.0	17.8	18.2	19.4	19.1	22.0	21.0	18.0	19.7
	Поверхность	19.8	20.5	17.0	18.0	19.7	22.3	22.8	21.0	18.7	19.5
Борок Залоп- ведный	Дно	19.1	20.0	16.8	17.1	19.6	17.8	21.9	21.0	17.9	19.4
	Поверхность	20.4	20.7	17.6	17.0	19.6	22.0	22.9	22.3	20.5	19.6
Устье Ламы	Дно	15.8	15.3	17.2	17.3	19.6	18.0	21.6	21.0	-	19.3
	Поверхность	-	21.0	17.0	17.0	19.4	21.0	21.0	-	19.8	19.6
	Дно	-	14.9	15.1	17.2	19.1	17.4	19.8	-	18.0	19.1

Щекинский плес	Поверхность	11 Уг	24 Уг	3 Уг	10 Уг	23 Уг	8 Уг	13 Уг	27 Уг		
		1956	1954	1955	1958	1961	1954	1959	1958		
Череновец	Поверхность	18.5	21.6	18.4	18.0	22.2	17.6	21.0	21.0	15.5	
	Дно	16.9	21.5	17.7	18.0	22.3	17.6	21.0	21.0	15.4	
О-в Луковец	Поверхность	19.5	20.7	17.6	17.6	21.4	17.3	20.5	20.5	16.0	
	Дно	17.0	19.7	15.3	17.4	19.3	17.2	20.5	20.5	16.0	
Вичево	Поверхность	17.8	20.3	-	18.2	21.1	17.3	19.8	19.8	15.9	
	Дно	16.9	20.3	-	18.0	19.0	17.2	19.5	19.5	15.8	
Мякса	Поверхность	18.4	21.7	17.2	17.4	21.2	17.6	19.4	19.4	15.8	
	Дно	15.7	19.2	16.2	17.4	18.0	17.4	19.0	19.0	15.6	

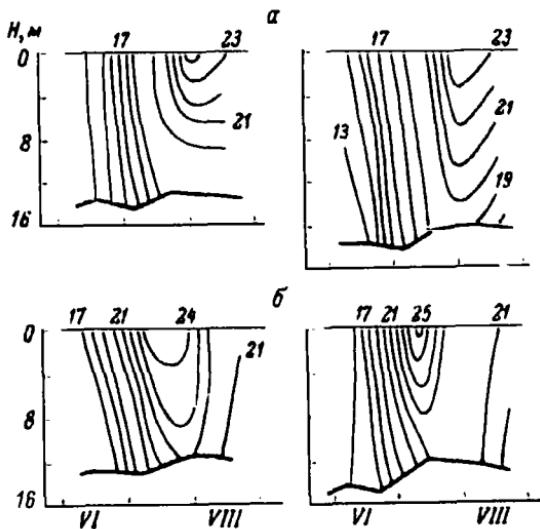


Рис. 33. Термоизоплеты на ст. 1 и ст. 2 в мае-сентябре.
а - 1955 г., б - 1972 г.

живалось равномерное понижение температуры по вертикали, а в 1957 г. - многократное установление и нарушение ее стратификации.

Начало устойчивого охлаждения вод в Волжском плесе прослеживается обычно в середине августа, хотя в отдельные годы этот процесс начинается во второй половине июля, а иногда в начале сентября. Подобные изменения в температуре воды летом наблюдаются и в других речных плесах (табл. 36). Однако в абсолютных значениях температуры имеются некоторые различия. По сравнению с волжскими водами, поступающими из Угличского водохранилища, речные моложские в начале лета теплее на 1°, но с выходом в Главный плес температура их понижается. В это время на участке Харламовское-Борок Заповедный разность температуры в придонном слое может достигать 4.5°.

В середине лета теплосодержание вод в Моложском плесе выравнивается и становится близким к таковому волжских вод, но на границе с Главным плесом температура их несколько понижается по сравнению с Весьегонским расширением. В августе картина в распределении температуры по акватории плеса меняется на обратную. Более высокую температуру имеют участки плеса, граничащие с Главным. Это связано с тем обстоятельством, что речные воды охлаждаются быстрее, и в августе они обычно холоднее волжских на 1.5°.

Сравнительно высокий водообмен на речном участке плеса обеспечивает равномерное распределение температуры с глубиной. Лишь в районе устья Ламы в редких случаях наблюдалось

Таблица 36

Среднедекадные температуры воды ($^{\circ}\text{C}$)
в речных плесах (по данным водомерных постов)

Температура	Июнь			Июль			Август		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Коприно									
Средняя	15.5	17.7	18.5	18.8	19.9	19.7	19.3	18.6	17.3
Наибольшая	19.5	21.6	21.5	22.6	24.3	23.5	21.5	20.2	19.6
Наименьшая	12.2	14.4	15.3	15.0	16.4	16.6	17.1	15.1	15.2
Весьегонск									
Средняя	15.4	17.1	18.5	18.9	19.6	19.4	18.8	17.9	16.8
Наибольшая	20.2	21.2	23.0	25.5	26.0	23.6	22.2	21.4	20.4
Наименьшая	12.0	12.9	14.4	13.3	15.8	15.2	15.5	14.4	13.9
Мякса									
Средняя	15.4	16.9	18.1	18.4	19.7	17.7	18.5	17.6	16.2
Наибольшая	21.9	21.9	21.6	23.9	26.2	23.9	22.4	20.2	19.7
Наименьшая	11.6	12.0	14.2	13.8	15.0	14.5	15.2	14.1	12.4

в первой половине лета различие в температуре воды поверхностных и придонных слоев, достигающее $4-6^{\circ}$. Так, стратифицированное состояние водной толщи было зафиксировано в июле 1981 г., когда четко прослеживался эпилимнион мощностью около 2.5 м и температурой $21-22^{\circ}$, слой температурного скачка с градиентом температуры порядка 2.5° на 1 м глубины и гиполимнион с температурой около 18° .

Сопоставляя среднедекадные и месячные температуры у с. Коприно и Весьегонска (табл. 36), легко заметить, что они близки, изменение их имеет одинаковую тенденцию. Наибольшее теплосодержание вод приходится обычно на середину лета. Однако выхолаживание моложских вод протекает интенсивнее волжских и начинается со второй декады июля. Если в июле снижение температуры воды за декаду составляет $0.2-0.6^{\circ}$, то в августе уже около 1° .

Понижению температуры моложских вод способствует увеличение интенсивности водообмена. При повышенном речном стоке даже декадные и месячные значения температуры моложских вод бывают ниже нормы на $2.5-5^{\circ}$ и ниже температуры волжских вод на $2-3^{\circ}$ при многолетнем различии на 1.3° .

По сравнению с моложскими шекснинские воды летом на $0.5-1^{\circ}$ холоднее, и только к концу сезона теплосодержание их

практически выравнивается. До зарегулирования стока Шексны температура ее вод в начале лета составляла 16.7° , повышаясь к периоду максимального прогрева до 19.1° и снижаясь к концу сезона до 17.8° . Температура в отдельные годы за летний период колебалась от 13.6 до 22.3° .

После зарегулирования стока Шексны температура ее вод понизилась на $0.5-1.0^{\circ}$ в первой половине лета и практически осталась без изменений во второй. Температура вод верховьев в период интенсивного прогрева близка к таковой волжских в нижнем бьефе Угличской ГЭС, только в конце летнего сезона она ниже на 1° . Некоторое влияние на температурные условия в районе Череповца оказывают сточные воды металлургического комбината, повышая температуру воды ниже города на $1.0-1.5^{\circ}$, но влияние их на температурные условия плеса локально.

При наличии обширных мелководий в первой половине лета наблюдается большая пятнистость в распределении температуры. Только во второй половине сезона теплосодержание вод выравнивается, в дальнейшем распределение температуры по акватории плеса определяется погодными условиями.

Распределение температуры с глубиной в Шекснинском плесе аналогично таковому в двух других речных плесах. В начале лета наблюдается слабо выраженная температурная стратификация водной толщи, при максимальном прогреве признаки ее прослеживаются лишь в жаркие штилевые дни. Общий характер прогрева вод не отличается от других речных плесов. Особенно интенсивен прогрев в начале лета, когда температура воды повышается на $1.2-1.5^{\circ}$ за декаду. Средние значения ее в это время около 17° . В период максимальных температур интенсивность прогрева уменьшается до 0.3° за декаду, а затем вновь повышается до 1.3° . Наибольший прогрев вод характерен для середины лета при температуре 19.7° . Максимальные значения ее в это время на глубоководных участках могут достигать 25° в поверхностном слое и 22.5° у дна. В прибрежных районах температура может быть выше. Так, в 1972 г. зарегистрирована максимальная за год среднедекадная температура воды у Мяксы, равная 26.2° .

Охлаждение вод плеса начинается с конца июля, и протекает оно более интенсивно, чем в Волжском и Мологском. Если у с. Коприно и Весьегонска в начале этого процесса понижение температуры составляет 0.2° за декаду, то величина его в Шекснинском плесе достигает 1° .

По результатам синхронных съемок (табл. 37), общий характер прогрева вод во всех плесах сохраняется, но величина его различна от года к году. Причина этого – прежде всего погодные условия.

Реакция водоема на погодные условия особенно четко проявилась в августе 1957 г. В южной и западной частях водохранилища погода была значительно теплее, чем в северной.

Таблица 37

Средняя по горизонтам температура воды ($^{\circ}\text{C}$)
в речных плесах

Плес	Горизонт, м				
	0.5	2.0	5.0	10.0	у дна
28 VII 1960					
Волжский	23.4	23.5	23.4	22.4	20.7
Моложский	23.8	23.8	23.6	-	23.0
Шекснинский	23.2	23.1	22.9	-	22.9
3 VIII 1961					
Волжский	21.4	21.2	21.1	20.1	19.8
Моложский	21.6	21.3	21.0	20.4	20.2
Шекснинский	21.0	21.0	21.0	21.0	21.0
6 УШ 1962					
Волжский	17.2	17.2	17.1	17.0	16.9
Моложский	19.3	19.2	17.9	17.3	17.1
Шекснинский	16.5	16.5	16.5	-	16.5
3 VIII 1963					
Волжский	21.2	21.1	21.1	20.6	19.4
Моложский	22.0	22.0	21.6	20.8	20.3
Шекснинский	21.6	21.4	21.1	-	20.5
1 УШ 1964					
Волжский	19.9	19.9	19.9	19.9	19.5
Моложский	19.7	19.7	19.7	19.7	19.6
Шекснинский	19.1	19.1	19.2	-	19.2

В результате теплосодержание волжских и моложских вод повышалось, средняя температура их увеличилась на 0.7° . В Шекснинском плесе в это же время шло охлаждение вод, температура их понизилась на 2° .

Помимо погодных условий на характер прогрева и его интенсивность оказывает влияние зарегулирование стока. В результате зарегулирования стока Волги многолетняя амплитуда изменения температуры в волжском потоке меньше, чем в моложском и шекснинском. По сравнению с последними значения

температуры летом здесь выше на 0.5–1.0°. При прочих равных условиях стратификация вод по температуре в Волжском плесе более устойчива, а выхолаживание их протекает медленнее, чем в других речных плесах.

Летние температурные условия в Главном плесе отличаются от таковых речных плесов. Температурное поле его в начале лета имеет много общего с концом весны. Наиболее прогреты воды прибрежья и районов, граничных с речными плесами. Наименьшее теплосодержание сохраняется в водах восточной и юго-восточной частей плеса. По мере прогрева различия в температуре отдельных участков плеса уменьшаются.

При близких значениях изотерм (рис. 34) видны различия в их расположении. В одних случаях они показывают пятнистость в распределении температуры по акватории плеса, в других – характер поступления вод из речных плесов. В обоих случаях расположение изотерм, а следовательно, распределение температуры отражают ход динамических процессов в водоеме и метеорологических условий над водоемом.

Горизонтальные градиенты изменения температуры в поверхностном слое невелики и редко составляют 0.2° на 1 км. Такого же порядка они в большинстве случаев в придонном слое, где бывают и выше, достигая иногда 0.6–0.8° на 1 км. Последние обеспечиваются слабым прогревом вод в начале лета и сохранением относительно низких значений температуры в затопленных долинах и руслах рек.

В первую половину лета на изменение поля температуры влияет ветер. Анализируя данные по температуре водомерных постов, можно легко обнаружить повышение температуры воды у наветренного берега и понижение ее у подветренного. Изменение направления ветра быстро приводит к выравниванию температуры (Курдина, 1958).

В Главном плесе, как и в речных, наблюдаются суточные колебания температуры. Амплитуда их даже в период максимального прогрева на отдельных участках плеса и на различных глубинах неодинакова. Так, в конце июля 1958 г. при изменении температуры воздуха от 22° днем до 17–19° ночью и колебаниях скорости ветра от 1.5 до 7 м/с при прогреве вод плеса до 18.3–19° суточная амплитуда температуры воды составляла в русле Мологи у с. Брейтово 1.0–1.5°, в русле Шексны до глубины 2 м – 3.2°, на глубине 6 м – 1.4°, у дна – 0.5–0.9°. В центре Главного плеса суточные колебания температуры в пределах 2° отмечались только в поверхностном слое до 0.5 м.

Специальные исследования суточного хода температуры, выполненные Рыбинской гидрометобсерваторией в 1973–1975 гг., показали, что наименьшая амплитуда суточных колебаний температуры воды менее 1° в Переборском заливе, у Рожновского мыса она около 2°, а в мелководных заливах достигает 3.5 и даже 6°.

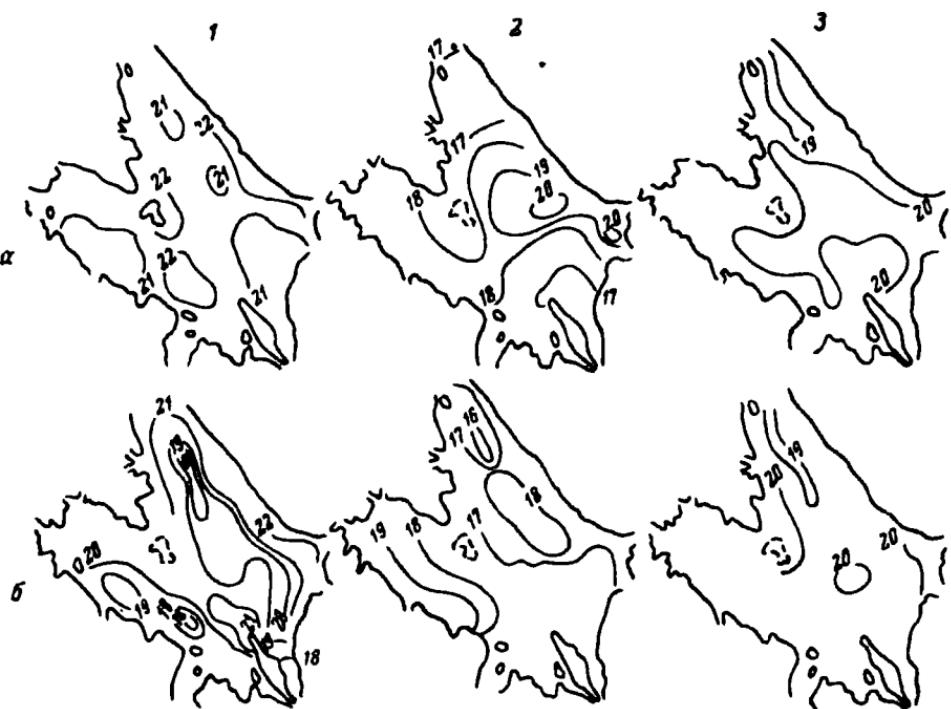


Рис. 34. Изотермы поверхностного (а) и придонного (б) слоев воды в летний период.

1 - 3 VIII 1961, 2 - 6 VIII 1962, 3 - 1 VIII 1964.

Различия в температуре вод в общем невелики, более существенные изменения в прогреве вод от года к году (табл. 38).

В начале лета для вертикального распределения температуры характерно постепенное уменьшение ее с глубиной на $2-4^{\circ}$, реже на 6° . Значения вертикальных градиентов температуры в одни и те же сроки, но в разных частях плеса могут существенно различаться. Так, 22 VI 1954 в центральной части плеса при глубине 5-7 м градиент температуры равнялся или превышал 1° на 1 м глубины, а в западной и восточной частях при тех же глубинах величина его уменьшалась до 0.5° и менее на 1 м глубины. Аналогичные данные характерны и для других лет. Интересно отметить, что значения градиентов неодинаковы и для одних и тех же горизонтов на различных участках плеса.

В середине лета наблюдается устойчивая разность температуры в 3-5° по вертикали, особенно при безветренной погоде или слабом ветре, и только в августе даже при таких же погодных условиях стратификация становится кратковременной и неустойчивой при разности температур на поверхности и у дна около 2°. Только усиление ветра и частая смена его направления обусловливают летом в Главном плесе равномерное или

Т а б л и ц а 38

Средняя по горизонтам температура воды ($^{\circ}\text{C}$)
на отдельных участках Главного плеса

Участок	Горизонт, м				
	0.5	2	5	10	у дна
23 VII 1960					
Западный	23.6	23.4	23.2	23.0	22.9
Северный	23.6	23.5	23.3	23.1	23.0
Центральный	23.9	23.9	23.2	23.0	23.0
3 VIII 1961					
Западный	20.9	20.8	20.6	20.0	19.9
Северный	21.0	21.1	21.0	20.2	20.3
Центральный	21.3	21.3	21.2	21.2	21.1
6 VIII 1962					
Западный	18.4	17.5	17.3	17.3	17.4
Северный	17.0	17.0	16.8	16.8	16.5
Центральный	17.7	17.6	17.1	16.6	16.5
3 VIII 1963					
Западный	21.5	21.2	21.0	20.0	19.5
Северный	21.2	21.2	20.9	20.4	20.3
Центральный	21.5	21.1	20.5	20.2	20.0
1 VIII 1964					
Западный	19.8	19.6	19.6	19.6	19.3
Северный	19.4	19.2	19.1	19.1	19.0
Центральный	19.6	19.5	19.5	-	18.6

ближкое к нему распределение тепла в толще его вод. Анализ кривых изменения температуры с глубиной и сопоставление ее значений на одних и тех же горизонтах показали следующие особенности в ее вертикальном распределении. В начале лета вблизи речных районов, где периодически прослеживаются стоковые течения, водная масса прогрета более равномерно, чем в центральной части плеса. В этих районах в слое до 5 м глубины градиент температуры несколько превышал 0.3° на 1 м. Водная масса центральной части плеса более отчетливо страти-

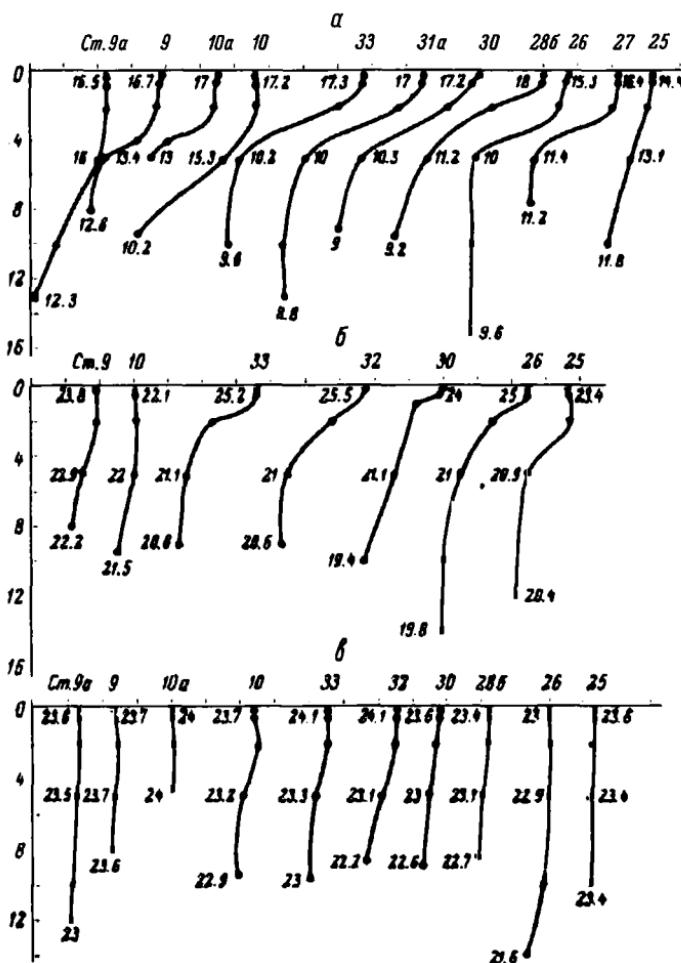


Рис. 35. Кривые вертикального распределения температуры на станциях водохранилища в летний период 1980 г.
 а - 31 VII, б - 12 VIII, в - 28 VIII.

фицирована, градиент изменения температуры здесь достигал 1.4° на 1 м глубины. Усилиению стратификации в Главном плесе способствует ослабление шекснинского потока, и в северо-восточной части плеса температурное расслоение вод (рис. 35, а, б) очевидно. С усилением прогрева разность температуры воды на поверхности и у дна уменьшается и редко превышает 2° (рис. 35, в). Окончание сезона характеризуется равномерным прогревом вод по глубине. Только продолжительная устойчивая теплая погода может на короткое время вызвать некоторую неоднородность в распределении температуры по вертикали.

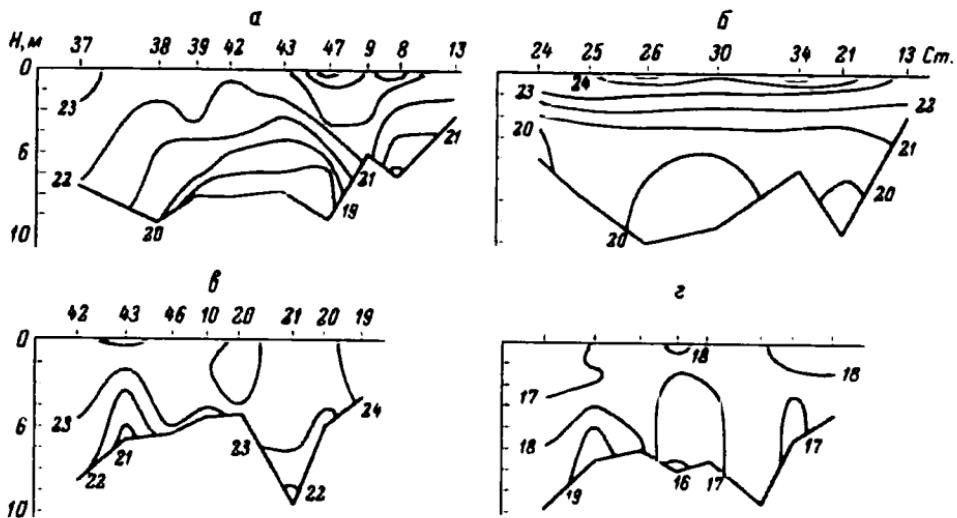


Рис. 36. Изотермы по ходу моложского (а) и шексинского потоков (б) 12 VII 1960, по разрезу Брейтово-Колобово 28 VII 1960 (в) и 2-6 VIII 1962 (г).

В целом летний сезон отличается от предшествующего не только более высокими значениями температуры, но и преимущественно равномерным распределением ее по акватории, а во второй половине лета и по глубине. В конце сезона послойная температура вод плеса практически одинакова (табл. 38). Расположение изотерм показывает, что в середине лета 1960 г. при слабом ветре переменного направления и дневной температуре воздуха до $25-27^{\circ}$ температура воды по ходу моложского (рис. 36, а) и шексинского (рис. 36, б) потоков в границах Главного плеса имела близкие значения, но характер ее вертикального изменения был несколько различен. В северо-западной и южной частях плесов наблюдалось относительно равномерное повышение температуры с глубиной, только в местах уменьшения глубин ход изотерм несколько менялся. На этих участках отмечена наибольшая величина градиента температуры, равная 0.45° на 1 м глубины. По всей протяженности шексинского потока верхний 5-метровый слой воды имел градиент выше $0.5-0.8^{\circ}$ на метр глубины, и лишь в придонных слоях он уменьшился до 0.2° . Распределение температуры в расширенной части плеса между западным и восточным берегами (рис. 36, в) свидетельствует о равномерном прогреве водной толщи от поверхности до дна на всем междуречье. Только в затопленных долинах и русловых участках Мологи и Шексны прослеживалось понижение температуры от поверхности к придонным слоям на величину до 2° . В целом по разрезу от с. Брейтово до д. Колобово преобладающие значения температуры колебались от 22 до 24° .

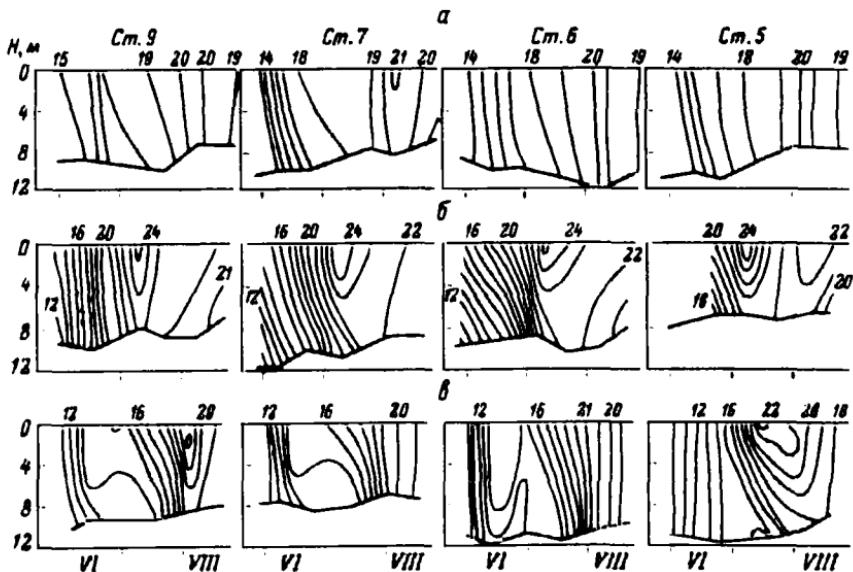


Рис. 37. Ход термоизоплет на станциях Главного пlesа в летний период при различных гидрометеорологических условиях.

а - 1967 г., б - 1972 г., в - 1957 г.

В холодный и дождливый летний сезон 1962 г. речной сток значительно превышал норму, и речные воды глубоко вклинивались в Главный пles (рис. 36, г). При такой ситуации характер распределения температуры имеет существенные особенности, одной из которых является наличие обратной стратификации в районах выхода речных вод в Главный пles с разницей температуры на поверхности и у дна до 2.9° . Такое явление встречается редко в летнем сезоне.

По ходу термоизоплет видно, что накопление тепла, его распределение и потери имеют между собой много общего. Наибольшее сходство в тепловом режиме наблюдается в годы с повышенной ветровой активностью (рис. 37, а) или аномально теплые (рис. 37, б). Однако прослеживаются и индивидуальные особенности распределения температуры в период летнего прогрева, которые в большинстве случаев наблюдаются в первой половине сезона (рис. 37, в).

Данные регулярных измерений температуры на рейдовой вертикали у с. Брейтово подтверждают существенные различия в летних температурных условиях водоема в отдельные годы. За период с 1960 по 1967 г. практически нет и двух лет с одинаковыми значениями температуры и одинаковым ходом термоизоплет. В одних случаях, например теплым летом 1960 г. (рис. 38, а), накопление тепла в воде шло в условиях, близких к

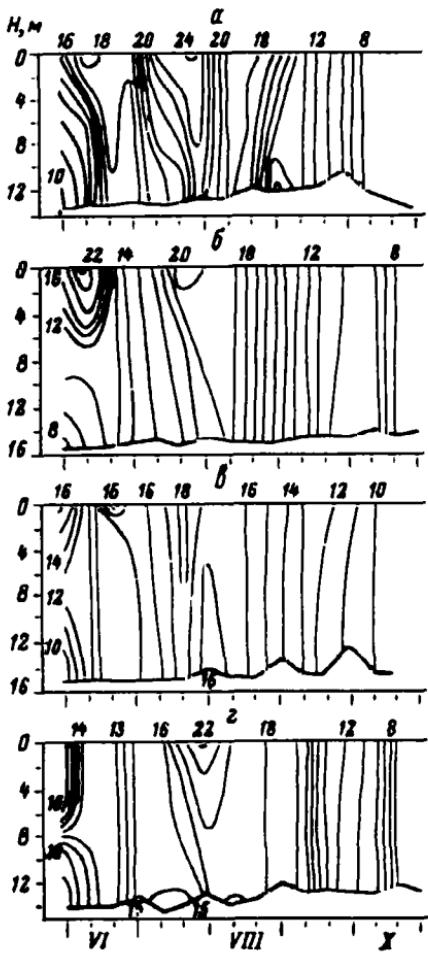


Рис. 38. Ход термоизоплет на рейдовой вертикали у с. Брейтово в летне-осенний период.

а - 1980 г., б - 1981 г.,
в - 1982 г., г - 1983 г.

гомотермии, до конца июля. Средняя температура по вертикали повышалась на 1° каждые 3-5 дней, и в середине лета водная масса на всю глубину оказалась прогретой до 20-22°.

В годы с температурой воздуха, близкой к норме или ниже ее (рис. 38, в), при большой повторяемости ветра скоростью выше 5 м/с преобладает также равномерный прогрев вод, однако температура воды не превышает 17-19°. При переменных погодных условиях (рис. 38, б, г) накопление тепла в верхних слоях и перенос его на глубину ветром и течениями происходят с различной интенсивностью. В результате наблюдаются неодинаковые формирование и разрушение температурной стратификации водной толщи плеса.

Регулярные измерения температуры в одной точке на нескольких горизонтах позволили определить приближенно скорость прогрева вод. В начале лета в процессе формирования стратификации вся толща их повышает температуру на 1° за 2-3 дня. В условиях стратификации для такого прогрева требуется до двух недель. Летом необходимое время для установления одной и той же температуры в поверхностном и придонном слоях при отсутствии ветрового перемешивания изменяется от 3-5 дней до полумесяца. При продолжительной штилевой погоде для этих целей может потребоваться до месяца, а в штормовую ветреную выравнивание температуры по глубине происходит в течение нескольких часов.

Анализ температурных условий летнего периода в водоеме позволил определить некоторые осредненные значения температуры и ее особенности изменения в отдельные годы. В первой

Таблица 39

Средняя температура воды ($^{\circ}\text{C}$) на поверхности
в летний период

Месяц	1968 г.	1969 г.	1970 г.	1971 г.	1972 г.	1973 г.
VI	19.2	14.8	15.9	16.6	15.8	15.5
VII	19.4	18.3	20.2	18.0	20.4	20.8
VIII	18.6	17.9	18.8	18.9	20.7	17.1

половине сезона температура поверхностного слоя воды в водохранилище равна 18.3° с колебаниями в различные годы от 14.0 (1957) до 21.7° (1954). Несколько ниже ее значения для всей водной толщи. Средняя температура по глубине водоема за многолетний период равна 16.8° , а крайние ее значения 13.2 (1957) и 19.8° (1954). В середине лета, которая обычно приходится на июль, среднедекадная температура поверхности воды в начале месяца равна 18.4° , а в середине достигает 20° . К этому времени приурочены наибольшие в году температуры воды. Конец июля характеризуется изменением тенденции в ходе температуры на обратную, в сторону ее понижения, и среднедекадная температура составляет 19.6° . Тенденция к понижению температуры сохраняется и в августе.

За 25 лет наблюдений в 19 случаях средняя температура воды во второй декаде августа была ниже, чем в первой, на 0.4 – 3.5° , и только в 6 случаях изменения ее отсутствовали или отмечалось незначительное повышение.

Средние значения температуры для каждого летнего месяца за ряд лет представлены выше (табл. 39).

Таким образом, устойчивое снижение теплосодержания вод водоема обычно наблюдается во второй декаде августа. Однако охлаждение водоема начинается ежегодно в разные сроки, и разнотипие процесса не всегда проходит одинаково. Так, в 1971 и 1972 гг. средняя температура поверхности воды водоема в это время еще повышается и в августе выше, чем в июле. С учетом этого за конец летнего сезона и начало осеннего условно принимается 1 сентября.

ОСЕННИЙ ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ВОДНОЙ ТОЛЩИ

В конце лета общий приход солнечной радиации к поверхности водохранилища на 20–25% ниже, чем в период максимального прогрева. Это прежде всего и приводит к устойчивому уменьшению теплосодержания вод водоема, которое с наступлением осеннего сезона постепенно увеличивается. Этому процессу способствует изменение метеорологических условий. Температура воздуха становится близкой к температуре воды, а затем

и ниже ее. Средняя скорость ветра над водоемом увеличивается до 5–7 м/с, а повторяемость ветра скоростью более 7 м/с возрастает до 40%. При таких условиях понижение теплосодержания водной толщи водоема в первой половине осени достигает 3–3.5 ккал/см² в месяц.

Увеличение речного стока в середине сезона ускоряет выхолаживание вод водохранилища. Это происходит за счет более низкой температуры речных вод, а также в результате увеличения интенсивности водообмена и перемешивания вод.

С усилением ветровой активности и интенсивности водообмена потери тепла идут одновременно по всей глубине водоема, чему способствует как турбулентное, так и конвективное перемешивание вод. Такой характер выхолаживания водной массы в условиях гомотермии сохраняется до наступления температуры воды, равной 4°. В дальнейшем конвективное перемешивание отсутствует и понижение температуры определяется качественно новым процессом, в результате которого охлаждается только поверхностный слой водоема. При таких условиях понижение температуры во всей водной толще может происходить только за счет динамических процессов.

Достижение температуры 4° по всей глубине водоема характеризует температурные условия, предшествующие образованию льда. После того как температура воды на поверхности, а в результате турбулентного перемешивания во всей водной массе понизится до 0° начинается процесс интенсивного ледообразования.

Сложность морфометрии и специфичность гидрологического режима отдельных районов водохранилища приводят к тому, что процесс ледообразования по акватории протекает неодновременно. Для устьевых участков рек, ручьев и прибрежных мелководий характерны быстрое выхолаживание и понижение температуры воды до 0°. В этих условиях на данных участках появляются забереги и образуется сало. В открытых районах водохранилища в это же время температура воды имеет положительное значение, и процесс ледообразования задерживается. От появления заберегов до полного замерзания водоема иногда проходит длительное время. Процесс ледообразования представляет собой своеобразный переходный период в температурном режиме водоема и является характерной особенностью осеннего сезона. Полный ледостав свидетельствует об окончании его и начале зимнего сезона.

Осеннее охлаждение водной толщи

Первоначальное охлаждение водоема в конце лета начинается в условиях нарушения прямой стратификации и при сохранении в водной толще состояния, близкого к гомотермии при средней температуре порядка 18–19°. В этих условиях потери

тепла водой происходят одновременно по всей глубине. Разность температуры на поверхности и у дна редко превышает 0.2-0.3°.

Дальнейшее охлаждение вод продолжается при гомотермии, однако этот процесс в речных плесах и открытой части водохранилища имеет свои особенности. Во всех речных плесах (табл. 40) преобладает равномерное распределение тепла в водной толще. В начале сезона в распределении и значениях температуры воды в отдельных плесах существенных различий не наблюдается и выхолаживание протекает равномерно. Однако к середине сезона, особенно во второй половине, теплосодержание зарегулированных волжских вод выше, чем моложских и шекснинских. Об этом свидетельствуют более поздние сроки перехода температуры через ее значения, характеризующие интенсивность выхолаживания вод (табл. 41).

Наибольшие значения температуры в волжском потоке в это время наблюдаются в нижнем бьефе Угличской ГЭС. По ходу волжских вод в сторону Главного плеса температура их понижается. В двух других плесах прослеживается обратная картина: температура моложских и шекснинских вод с приближением к открытой части водоема повышается и достигает наибольших значений на границе с Главным плесом.

Выхолаживание шекснинских вод начинается раньше и развивается быстрее, чем в двух других речных плесах. Средние декадные и месячные температуры воды у с. Мякса ниже, чем у с. Коприно, на 1.5-2.5°, а во второй половине сезона примерно на 1°. В это же время различие минимальных температур может достигать 3.9°. Температура вод Моложского плеса обычно занимает промежуточное положение между волжскими и шекснинскими (табл. 42).

Для вертикального распределения температуры осенью наиболее характерна гомотермия. В начале сезона при теплой погоде возможна кратковременная прямая стратификация температуры с разностью ее значений на поверхности и у дна 1.5-2.0°. В конце сезона при интенсивной теплоотдаче верхних слоев иногда наблюдается обратная стратификация. Это хорошо видно на примере измерения температуры в русле Волги у с. Коприно в конце октября 1953 г. (табл. 43).

Интересно отметить, что в период измерения температуры отмечены забереги и битый лед в прибрежье полосой до 1 км, тогда как в русловой части плеса была относительно высокая температура воды. Амплитуда ее за время наблюдений по горизонтам изменялась от 0.6 до 0.9°. На характер распределения температуры с глубиной оказывает влияние своеобразие динамики вод (Литвинов, Буторин, 1980).

Особенности погодных условий вызывают некоторые отклонения от общей тенденции выхолаживания вод речных плесов. Так, различие их в бассейне водохранилища в сентябре 1954 и 1964 гг. обусловило в Моложском плесе декадную темпера-

Таблица 40

Температура волны ($^{\circ}\text{C}$) речных плесов в период интенсивного выхолаживания водохранилища

Станция	Горизонт	Волжский плес												Моложский плес																		
		25 VIII	26 УШ	4 XI	4 X	7 X	10 X	27 X	30 X	3 XI	4 XI	13 XI	21 XI	27 УШ	4 IX	10 X	14 X	15 X	27 X	3 XI	4 XI	13 XI	21 XI	27 УШ	4 IX	10 X	14 X	15 X	27 X	3 XI	4 XI	13 XI
1958	1955	1963	1963	1960	1958	1961	1960	1959	1964	1962	1963	1954	1958	1963	1961	1959	1960	1964	1962	1961	1963	1954	1958	1963	1961	1959	1960	1964	1962	1961	1963	
Коприно	Поверхность	15.8	19.8	21.0	10.1	7.1	10.2	3.3	0.8	6.2	5.4	0.3*	1.4																			
	Дно	15.8	19.7	19.3	9.9	7.1	9.9	3.4	1.1	6.2	5.3	3.8	1.5																			
Шумаровский	Поверхность	15.7	19.8	20.5	10.0	8.0	9.8	2.0	0.2	5.6	5.4	2.8	1.4																			
остров	Дно	15.7	19.4	18.9	9.8	7.9	9.5	2.5	0.5	5.6	5.3	3.7	1.3																			
Молога	Поверхность	15.9	19.7	19.6	9.2	7.7	9.8	1.8	0.1	5.7	4.2	1.8	1.2																			
	Дно	15.9	19.2	18.2	9.0	7.8	9.8	1.8	0.6	5.7	4.4	2.9	1.5																			
Лаврово	Поверхность	16.2	20.6	20.3	9.2	-	9.8	1.7	-	5.2	-	2.8	1.3																			
	Дно	16.2	18.8	18.3	8.9	-	9.6	1.7	-	5.1	-	2.8	1.5																			
Между Моло- гой и Рожнов- ским мысом	Поверхность	-	19.9	20.1	9.2	7.7	9.8	-	-	5.3	4.0	-	1.2																			
	Дно	-	19.5	19.0	8.8	7.8	9.5	-	-	5.1	3.9	-	1.3																			
Харlamовское	Поверхность	20.0	14.9	-	-	-	-	2.6	5.2	-	-	-	-																			
	Дно	19.6	14.8	-	-	-	-	2.6	5.2	-	-	-	-																			
Весьегонск	Поверхность	19.5	14.8	-	8.7	-	2.1	5.4	-	2.4	5.4	-	-																			
	Дно	19.5	14.7	-	8.9	-	-	-	-	-	-	-	-																			

Борок Заповед-	Поверхность	19.6	15.4	20.8	8.8	9.4	2.8	5.8	1.1	5.2	2.2	0.7*	0.8
ный	Дно	19.3	15.4	19.6	8.9	9.5	2.8	5.7	1.2	5.2	3.5	1.8	1.1
Против Ламы	Поверхность	19.6	15.5	22.0	8.8	9.4	2.4	6.0	1.2	5.2	2.3	0.8	0.7
	Дно	19.2	15.4	20.6	8.9	9.0	2.2	5.9	1.2	5.3	3.5	2.0	0.8

Шекснинский иллес

Череповец	Поверхность	15.5	-	16.6	-	3.0	7.5	6.3	0.7	-	-	-	-
	Дно	15.4	-	16.6	-	3.0	7.5	6.2	-	-	-	-	-
О-в Луковец	Поверхность	16.0	-	16.3	-	2.7	7.0	6.6	1.8	-	-	-	-
	Дно	16.0	-	16.2	-	2.9	7.2	6.3	-	-	-	-	-
Ольхово	Поверхность	16.4	21.2	16.1	8.5	3.2	8.0	6.8	3.1	0.0**	4.8	3.2	
	Дно	16.1	19.6	16.1	8.4	3.5	7.2	5.5	-	0.1***	4.8	3.9	
Мякса	Поверхность	15.8	20.8	16.2	8.6	3.0	7.0	7.2	3.2	0.0***	5.0	3.6	
	Дно	15.6	19.3	15.9	8.6	3.2	7.6	7.1	-	0.1	5.0	3.6	

* — идет ледообразование,
** — измерения выполнены при ледоставе в северной части водохранилища.

Таблица 41

Характерные даты перехода температуры воды речных плюсов через значения 10, 4 и 0,2° в период осеннего отлаждения

Дата	Коприно			Весьегонск			Мякса		
	10°	4°	0,2°	10°	4°	0,2°	10°	4°	0,2°
Средняя	2 X	28 X	18 XI	28 IX	24 X	12 XI	22 IX	23 X	7 XI
Ранняя	18 IX 1958	9 X 1959	5 XI 1956	14 IX 1953	8 X 1959	23 X 1959	12 IX 1953	4 X 1959	21 X 1945
Поздняя	17 X 1955	14 XI 1957	30 XI 1962	8 X 1962	13 XI 1954	3 XII 1962	4 X 1962	11 XI 1957	28 XI 1962

Таблица 42

Декадные, месячные и характерные температуры воды (°C) осенью у водомерных постов в речных районах

Дата	I X			X			XI			
	I	II	III	средняя	I	II	III	средняя	I	II
Средняя	15,5	13,4	11,1	13,1	8,8	6,6	4,5	6,6	2,7	1,0
Наибольшая (ранняя)	18,8	16,9	13,3	15,9	11,7	9,8	6,2	6,6	5,5	3,0
Наименьшая (поздняя)	13,1	11,0	8,7	11,5	9,4	2,7	1,2	3,1	0	0
Весьегонск										
Средняя	14,7	12,3	9,7	12,2	7,2	5,3	3,4	5,3	1,8	0,5
Наибольшая (ранняя)	20,1	15,5	12,5	14,8	10,6	8,7	5,7	7,6	6,2	2,6
Наименьшая (поздняя)	11,5	8,4	5,2	8,4	3,6	2,0	0,2	2,0	0	0
Мякса										
Средняя	14,0	11,5	8,6	11,4	6,3	4,5	2,5	4,4	1,2	0,3
Наибольшая (ранняя)	18,7	15,7	12,1	14,8	10,2	8,1	5,4	6,5	6,0	2,5
Наименьшая (поздняя)	10,1	7,8	4,6	8,0	3,5	1,8	0	1,8	0	0

Т а б л и ц а 43

Вертикальное распределение температуры воды ($^{\circ}\text{C}$)
у с. Коприно в октябре 1953 г.

Глубина, м	28 X (12 ч)	30 X (15 ч)	31 X (8 ч)	31 X (16 ч)
0.5	0.20	0.80	0.23	0.76
2.0	0.40	1.12	0.24	0.71
5.0	0.40	1.06	0.24	0.76
10.0	0.45	1.07	0.26	0.80
14.0	0.50	1.07	0.24	0.76

туру выше нормы на 1.5° , а в Шекснинском около нормы и даже ниже ее на 1° . В сентябре 1971 г. наблюдалась обратная картина в изменении температуры воды. Подобные ситуации повторяются в различных комбинациях довольно часто.

Таким образом, характер выхолаживания вод речных плесов может иметь индивидуальные особенности, но в целом этот процесс протекает в них интенсивнее, чем в Главном. Протекая в условиях гомотермии, он продолжается до наступления температуры воды, равной 4° , и в дальнейшем отличается от подобного процесса в Главном плесе только своей интенсивностью.

В Главном плесе температура воды в начале осени близка к 18° , первоначально в условиях разрушения прямой стратификации, а затем гомотермии она постепенно понижается. Понижение температуры в первой половине сезона в каждую декаду составляет $2.0-2.5^{\circ}$. По многолетним данным, 25 сентября она опускается ниже 10° , а примерно через месяц достигает 4° . На протяжении всего периода охлаждения для Главного плеса характерны кратковременные повышения температуры. Так, в первой декаде ноября 1957 г. у мыса Рожновского отмечалось повышение температуры на 0.7° .

Для осени характерно относительно равномерное распределение температуры воды по акватории Главного плеса. Даже в начале осени при относительно высокой температуре разность в ее значениях на отдельных участках не превышает 3° . К середине сезона она заметно уменьшается. До наступления отрицательных температур воздуха понижение температуры воды в плесе происходит плавно. Величина и распределение ее по акватории и глубине определяются предшествующими и сопутствующими процессу охлаждения метеорологическими условиями.

Рассмотрим это на примере двух лет, различных по погодным условиям. После прохладного лета и начала осени в 1958 г. вторая половина осени имела среднемесячную температуру воздуха на $2-2.5^{\circ}$ выше нормы. Это привело к тому, что во второй декаде октября температура воды оказалась на 2.5° выше

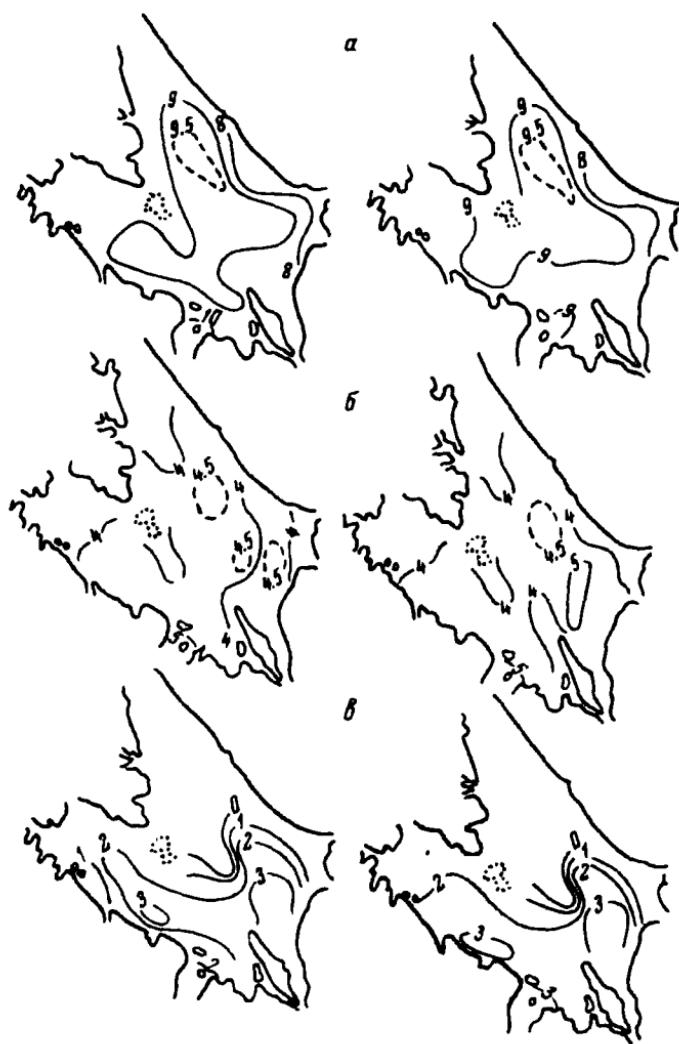


Рис. 39. Распределение температуры воды по акватории водохранилища в осенний период.

а - 4 X 1960, б - 3,4 XI 1962, в - 13-15 XI 1961. Слева - поверхность (0.5 м), справа - у дна (0.5 м).

многолетней, и понижение ее до 0° , как и начало процесса ледообразования, наблюдалось на 7-9 дней позднее средних сроков для водоема. В 1959 г. при холодной осени и резком понижении температуры воздуха в середине ее шло интенсивное выхолаживание и температура водной массы была на 3° ниже обычной для этого времени, а понижение ее до 0° и начало ледообразования произошли на неделю раньше средних сроков.

Погодные условия определяют и характер изменения температуры по глубине. Температуры воды в поверхностном (0.5 м) и придонном слоях обычно близки или отличаются не более, чем на 0.5° (рис. 39). При резком отклонении погодных условий от нормы может возникать прямая стратификация температуры, если же быстрее охлаждаются поверхностные слои, а турбулентное перемешивание не охватывает всю глубину, то наблюдается обратная стратификация с разностью температур в 1°, реже до 1.5°. Наиболее вероятна она на русловых участках с большими глубинами.

Таким образом, процесс осеннего выхолаживания водохранилища, начинающийся еще в конце летнего сезона, в отдельных районах протекает с различной интенсивностью и заканчивается в разные сроки как по плюсам, так и по годам. Быстрее охлаждаются воды Шекснинского и Моложского плесов. Начало ледообразования в них происходит на одну-полторы недели раньше, чем в Волжском и Главном плесах. Период осеннего охлаждения водных масс четко разделяется на два этапа. Первый из них представляет охлаждение вод от некоторой начальной температуры до устойчивого 0°. Он характеризуется постепенным увеличением теплопотерь водной массы и преимущественно гомотермии вод по глубине. Второй этап представляет собой период ледообразования. Особенностями его являются дальнейшее уменьшение теплозапаса вод с приближением его к годовому минимуму и наиболее равномерное в году изменение температуры по вертикали с последующим переходом к обратной стратификации.

Период ледообразования

Процесс интенсивного ледообразования в водохранилище начинается, после того, как температура поверхностного слоя, а при наличии турбулентного перемешивания и всей толщи воды понизится до значений, близких к 0°. По мере развития процесса на поверхности водохранилища происходит образование различных форм ледового материала: сала, шуги, блинчатого льда. Однако полный ледостав наступает лишь в том случае, когда температура воды на поверхности по всему водохранилищу равна 0° и механическое воздействие ветра не в состоянии препятствовать его установлению.

В. И. Колкутиным (1973) установлено, что в районах Рыбинского водохранилища в отдельные годы процессы охлаждения и замерзания протекают различно и в разные сроки. При этом он выделяет два наиболее характерных типа замерзания водохранилища, описанных ниже.

В большинстве случаев температура воздуха в период охлаждения водоема имеет сравнительно небольшие отрицательные значения и не опускается ниже -10°. Сильный ветер, скоростью до 10 м/с и более, обуславливает интенсивное перемешивание

водной массы. Общее теплосодержание ее быстро падает, и температура воды уменьшается до значений, близких к 0° . В результате в водоеме поддерживается состояние, близкое к гомотермии, и процесс ледообразования протекает во всей толще воды, охваченной перемешиванием. Начальная толщина льда непосредственно после ледостава достигает обычно 8–10 см. При этом наряду с состоянием, близким к гомотермии, в зоне перемешивания прослеживается незначительное повышение температуры ко дну водоема. Распределение температуры воды по глубине под ледяным покровом 8 XII 1962 в Переборском заливе (по: Колкутин, Тачалов, 1968) приведено ниже.

Глубина, м	1.0	0.5	1.0	4.0	6.0	8.0	16.5
Температура, $^{\circ}\text{C}$	0.00	0.00	0.00	0.20	0.50	0.80	1.20

В качестве примера такого развития процесса ледообразования В.И. Колкутин и С.Н. Тачалов (1968) приводят результаты наблюдений над состоянием водохранилища 9–10 XI 1964. Весь день 9 ноября наблюдалось значительное ветровое волнение. Высота волны в Главном плесе составляла в среднем 0.8 м. Температура воды по всему водохранилищу равнялась 0° , воздуха – около -8° . При данных условиях накопление ледового материала происходило весьма интенсивно, и к концу дня в отдельных районах толщина его достигала 20 см. В связи с накоплением льда волнение уменьшилось, и к утру 10 ноября на поверхности водоема образовалось большое количество льда, хотя полный ледостав еще не наступил.

Иная картина замерзания водохранилища наблюдается при температурах воздуха порядка -10 – 20° и слабом ветре, когда интенсивное перемешивание водной массы отсутствует. В этом случае происходит быстрое охлаждение только поверхностного слоя воды и, несмотря на относительно большую величину теплозапаса, наблюдается ледостав. Толщина льда, как правило, не превышает 1–3 см. Для распределения температуры воды по глубине при таком ледоставе характерно резкое возрастание ее непосредственно подо льдом. Так, в Переборском заливе температура воды в день ледостава на глубине 0.1 м была равна 0.5° . Приводим ее распределение по глубинам (м) под ледяным покровом после установления ледостава (по: Колкутин, Тачалов, 1968).

	0.1	0.5	2.0	5.0	9.0	15.0
15 XI 1965	0.53	0.56	0.62	0.77	0.84	-
20 XI 1965	0.2	0.3	0.6	1.0	1.1	2.0

Такой характер замерзания водохранилища наблюдался нами осенью 1961 г. Для характеристики температурных условий водохранилища в период замерзания в ноябре 1961 г. была выполнена специальная температурная съемка водоема, которой предшествовало резкое похолодание. Температура воздуха в районе

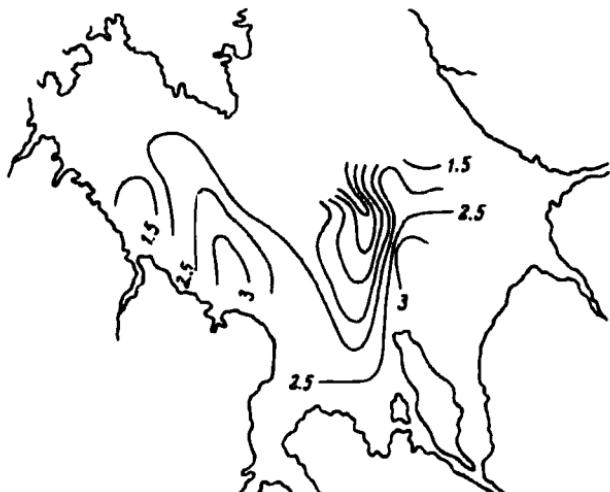


Рис. 40. Изотермы средней температуры воды 13-15 XI 1961.

Борка 7 ноября понизилась до -10° . К 13 ноября весь участок водохранилища от с. Коприно до Шумаровского острова покрылся сплошным льдом толщиной 3-4 см. По данным Рыбинской гидрометеорологической обсерватории, замерзание водохранилища в эти дни в Моложском плесе началось у Первомайских островов, а в Шекснинском - в районе д. Ягорбы.

Наблюдения были начаты с судна 13 ноября при температуре воздуха от -6° в центре водоема до -13° вблизи его берегов и производились при установившемся ледовом покрове или при блинчатом виде льда и сале. Севернее с. Городок в Шекснинском плесе водохранилища наблюдалась кромка сплошного льда.

Температура воды в период замерзания водохранилища на отдельных участках имела существенные различия (табл. 44). Наиболее низкие значения ее отмечались в районе с. Городок (рис. 40). Средняя температура по вертикали на ст. 33 равнялась 0° , на ст. 22 - 0.02° . Низкая температура воды в этом районе обусловлена близостью кромки льда и поступлением более холодных шекснинских вод. Низкие значения температуры отмечались также у Первомайских островов в Моложском плесе. Средняя температура воды на ст. 38 была 1.69° , на ст. 39 - 1.21° .

Кроме отмеченных двух районов, на большинстве выполненных станций средняя температура воды по вертикали превышала 2° . Так, в Волжском плесе у с. Коприно (ст. 2) при наличии ледового покрова она равнялась 2.98° , а у Шумаровского острова (ст. 3) - 2.84° . В Волжском плесе наблюдался редкий случай ледостава при относительно высокой средней температуре водной массы. Высокие значения температуры воды замерены и в центральной части водохранилища.

Таблица 44

Температура воды ($^{\circ}\text{C}$) 13-15 XI 1961

Глубина, м	Номер станции										
	2	3	6	7	10	13	14	15	21	22	33
0.5	0.50	2.80	2.80	1.80	1.60	3.20	3.10	3.20	2.20	0.02	0.00
2.0	1.15	-	2.76	-	1.60	-	3.10	3.24	2.30	0.02	0.00
5.0	2.95	2.63	2.82	1.80	1.60	-	-	-	2.50	0.03	0.00
10.0	3.35	2.72	2.80	2.23	-	-	-	-	-	-	-
15.0	-	-	2.80	-	-	-	-	-	-	-	-
Дно	3.78	3.70	2.85	2.90	1.80	3.22	3.42	3.22	2.50	0.03	0.10
Средняя температура по вертикали	2.98	2.84	2.83	2.15	1.62	3.22	3.14	3.21	2.44	0.02	0.00

Глубина, м	Номер станции										
	34	35	38	39	40	41	42	43	45	46	47
0.5	2.40	1.30	0.80	0.50	2.21	1.92	1.80	3.30	1.71	2.00	1.70
2.0	2.40	1.30	0.91	0.51	2.36	2.00	1.71	3.30	1.77	1.97	1.72
5.0	2.40	1.40	1.70	1.30	2.38	2.00	1.82	3.40	1.80	1.99	1.81
10.0	-	-	1.88	1.73	-	-	2.50	-	-	-	2.66
15.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.70
Дно	2.50	-	2.00	1.96	2.40	2.21	2.70	3.50	-	1.93	-
Средняя температура по вертикали	2.40	1.30	1.69	1.21	2.34	2.02	2.09	3.38	1.79	1.97	2.22

Таблица 45

Температура воды ($^{\circ}\text{C}$) перед ледоставом у Рыбинской ГЭС
(по: Тачалов, 1959)

Дата	Глубина, м					
	0.5	2.0	5.0	10.0	12.0	15.0
24 XI 1950	-0.02	-	-0.02	-0.01	-	-
10 XI 1951	-0.01	-0.01	-0.01	-	-	-
14 XI 1952	0.00	-0.02	-0.02	-0.03	-0.07	-
21 XI 1953	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	-
23 X 1954	0.01	0.02	-0.01	0.00	-	-
19 XI 1955	0.02	0.00	-	-	-	-
25 XI 1957	0.02	0.02	0.02	0.03	-	0.03

В Главном плесе в районе бывшего с. Всехсвятское (ст. 13-15) и у затопленного с. Леонтьевское (ст. 43) по всей глубине температура воды превышала 3° . Даже средняя температура воды по вертикали на ст. 43 равнялась $3,36^{\circ}$.

Следовательно, при определенной гидрометеорологической ситуации на Рыбинском водохранилище может произойти ледостав при относительно большой величине теплозапаса водной толщи, а не близкой к 0° , как это утверждают отдельные исследователи (Рутковский, 1963, с. 226).

В отдельные годы в период замерзания температура воздуха может переходить от отрицательных значений к положительным. При значительных потеплениях или усилении ветра лед может быть разрушен, и процесс замерзания водоема растягивается во времени. В такие годы отдельные льдины и даже ледяные поля разных размеров дрейфуют под действием ветра и иногда образуют нагромождения в виде торосов, которые могут сохраняться в течение всей зимы.

Процесс замерзания водохранилища, особенно при интенсивном перемешивании водной массы в Главном плесе, иногда сопровождается переохлаждением значительного слоя воды до температуры ниже 0° . Это хорошо иллюстрируется приведенными данными (табл. 45), где представлены за ряд лет минимальные значения температуры воды у Рыбинской ГЭС, характерные для Главного плеса. Наибольшее переохлаждение воды было отмечено осенью 1952 г., когда температура ее равнялась $-0,09^{\circ}$ (Тачалов, 1959).

Такое переохлаждение воды сопровождается образованием внутриводного льда. При сработке водохранилища поступление внутриводного льда к турбинам ГЭС может вызвать затруднения в их работе.

На основании изучения формирования очагов внутриводного льда и гидрометеорологических условий, сопутствующих этому процессу, в Рыбинской гидрометеорологической обсерватории разработана методика предупреждения ледовых затруднений, основанная на использовании заданного гидрологического режима путем регулирования величины сбросных расходов.

Необходимо отметить еще одну особенность процесса ледообразования на Рыбинском водохранилище. На его акватории имеются участки, где лед не образуется в течение всей зимы или разрушается в середине зимы. Обширные участки воды, свободной ото льда, обычно образуются на приплотинных акваториях в верхних и нижних бьефах гидроузлов. На водохранилище обширная полынья существует в нижнем бьефе Угличской ГЭС. Размеры ее обычно $0,7-0,8$ км, а в период интенсивной работы ГЭС и во время оттепелей протяженность полыни увеличивается до $3-4$ км.

В верхнем бьефе Рыбинской ГЭС размер полыни значительно меньше, но к весне она увеличивается и в отдельные

Таблица 46

Характеристика замерзания Главного пlesa
(по: Колкутин, Тачапов, 1968)

Годы	Дата				Продолжительность периода от появления льда до образования ледостава, дни
	первоначального понижения температуры воды до 0°	устойчивого понижения температуры воды до 0°	появления первых ледовых образований	установления ледостава	
1942	8 XI	8 XI	8 XI	8 XI	0
1943	21 XI	21 XI	21 XI	22 XI	1
1944	8 XI	15 XI	10 XI	16 XI	6
1945	22 X	30 X	9 XI	11 XI	2
1946	15 X	1 XI	11 XI	16 XI	5
1947	23 X	10 XI	11 XI	22 XI	11
1948	14 XI	24 XI	11 XI	24 XI	13
1949	12 XI	22 XI	13 XI	24 XI	11
1950	24 XI	24 XI	24 XI	25 XI	1
1951	30 X	5 XI	4 XI	11 XI	7
1952	28 X	4 XI	5 XI	25 XI	20
1953	7 XI	19 XI	9 XI	24 XI	15
1954	20 XI	26 XI	20 XI	27 XI	7
1955	18 XI	26 XI	16 XI	22 XI	6
1956	1 XI	3 XI	31 X	8 XI	8
1957	19 XI	24 XI	16 XI	27 XI	11
1958	14 XI	24 XI	21 XI	27 XI	6
1959	25 X	8 XI	25 X	14 XI	20
1960	20 X	13 XI	31 X	13 XI	13
1961	19 XI	19 XI	21 XI	26 XI	5
1962	19 XI	30 XI	29 XI	3 XII	4
1963	14 XI	22 XI	23 XI	27 XI	4
1964	8 XI	8 XI	9 XI	21 XI	12
1965	13 XI	13 XI	12 XI	13 XI	1
Средняя	8 XI	15 XI	12 XI	20 XI	8
Ранняя	15 X	30 X	25 X	8 XI	
Поздняя	24 XI	30 XI	29 XI	3 XII	

Годы охватывает значительное пространство акватории бьефа.

Участки со свободной поверхностью воды оказывают определенное влияние на температурные условия прилегающих районов водохранилища как в период ледостава, так и зимой.

Таким образом, продолжительность замерзания Рыбинского

водохранилища зависит от погодных условий, расположения и

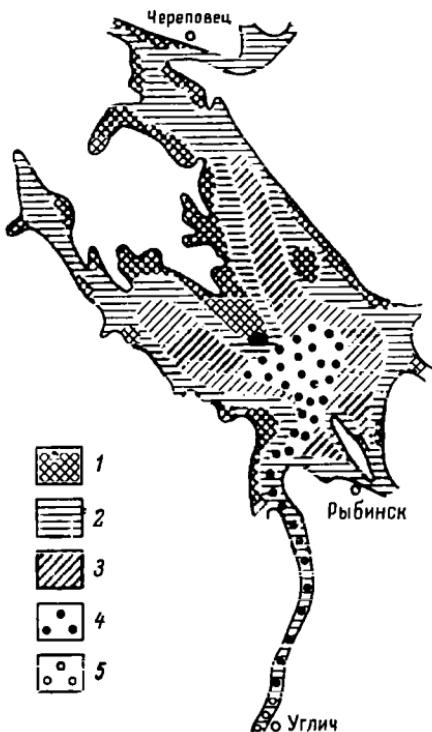
Рис. 41. Картосхема замерзания водохранилища.

1 - 1-6 XI, 2 - 7-15 XI, 3 - 16-20 XI, 4 - 21-25 XI, 5 - после 25 XI (Гидрометеорол. режим..., 1975).

следования данного вопроса Рыбинской гидрометеорологической обсерваторией показали, что ледостав может наступить в день охлаждения поверхности воды до 0° , но не всегда. В зависимости от интенсивности выхолаживания воздуха и ветрового воздействия на водоем во время процесса замерзания ледостав может продолжаться в течение 10 дней и более (табл. 46).

Образование первого льда наблюдается прежде всего на мелководных прибрежных участках Шекснинского и Моложского плесов, в устьях небольших речек и ручьев обычно в первой декаде ноября. Во второй декаде ноября лед появляется в Главном плесе и в Переборском заливе. Самый южный Волжский плес замерзает во второй половине ноября. Полный ледостав на водоеме происходит в среднем 20-25 ноября, наиболее ранний - в первой декаде ноября, поздний - в первой половине декабря (рис. 41).

Таким образом, осенний период в годовом цикле температурных изменений заканчивается охлаждением водной массы водохранилища до 0° , процессом ледообразования и установления ледостава. Он представляет собой особый этап наиболее интенсивного изменения основных гидрологических характеристик, прежде всего температуры воды, и играет важную роль в формировании подледного температурного режима.



Г л а в а У

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ЗОНЫ ВРЕМЕННОГО ЗАТОПЛЕНИЯ

В отличие от температурного режима водохранилища при анализе температурных условий зоны временного затопления представляется нецелесообразным отдельно выделять весенний и осенний сезоны в годовом цикле. Весной происходит затопление огромных территорий прибрежья. Поступившая сюда водная масса быстро прогревается и приобретает характерные черты летнего режима. Границы весеннего и осеннеого сезонов для зоны временного затопления невозможно выделить так определенно, как для всего водохранилища, поэтому в данном разделе рассматривается температурный режим этой зоны в двух, качественно различных ее состояниях – на зимних подледных мелководьях (зимний режим) и на мелководьях от момента их затопления до осеннеого осушения (летний режим).

ЗИМНИЙ ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ И ЕГО ПРЕДВЕСЕННИЕ ИЗМЕНЕНИЯ

За зимний температурный период для зоны временного затопления (осушная зона) мы принимаем часть годового цикла в жизни водохранилища от момента его замерзания до начала весеннего подъема уровня. В среднем он продолжается от середины ноября до начала апреля.

По особенностям зимнего температурного режима осушную зону можно подразделить на 3 характерные части (рис. 42). Первая из них представляет часть осушной зоны между урезом воды при максимальном наполнении в каждом конкретном году и урезом воды в момент замерзания водохранилища. Грунты этой зоны осушены к началу зимы в результате летнего понижения уровня, зимуют под снежным покровом и подвергаются более или менее значительному промерзанию. Эта зона постоянна для каждого конкретного года, в среднем за многолетний период составляет 694 км^2 , или 37% от общей осушаемой за год акватории.

Вторая часть осушной зоны расположена между урезом воды в момент образования ледяного покрова и урезом воды по нижней поверхности льда в конце зимнего периода (отметка ми-

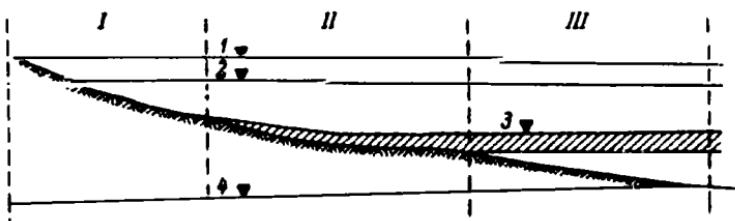


Рис. 42. Схема осушной зоны (профиль).

I-III – объяснение в тексте. 1 – многолетний максимальный уровень воды, 2 – максимальный уровень воды в конкретный год, 3 – то же минимальный, 4 – многолетний минимальный уровень воды.

нимального годового уровня за вычетом толщины льда, принятой в среднем за 50 см). Грунты этой зоны осушаются в результате зимнего понижения уровня и зимуют под снежным и ледяным покровами. Промерзание грунтов или отсутствует, или оно незначительно в самых поверхностных слоях. В среднем за многолетний период эта часть осушной зоны составляет 1187 км², или 63% от общей осушаемой в среднем за год акватории.

Третья часть – зимние подледные мелководья. Так как по принятому определению под „осушной зоной“ мы понимаем часть акватории водохранилища, ограниченную положением наивысшего и наименее уровня за многолетний период, то, естественно, в каждом конкретном году, кроме года с экстремально низким уровнем, часть осушной зоны находится в затопленном состоянии и образует зимние подледные мелководья.

Зимние подледные мелководья образуются не только ~~здесь~~ берегов водохранилища, но и в его центральных частях, где при зимнем понижении уровня появляются многочисленные острова с осевшим на грунт льдом, а районы с глубинами 0–2 м занимают значительные площади.

Суточный ход температуры подледных мелководий и ее внутрисезонные изменения

Для характеристики зимнего режима осушной зоны в нашем распоряжении имеется обширный, но не систематический разнородный материал по измеренным температурам воды в отдельные годы в разное время сезона и суток. В этой связи представляется существенным прежде всего рассмотреть ее суточные и внутрисезонные изменения, чтобы оценить возможность использования этих данных для выявления особенностей распределения температур мелководий по акватории водохранилища и их годовых различий.

Под суточными колебаниями температуры обычно понимают повышение и понижение ее в течение суток, происходящие в результате изменения солнечной активности. Измерение суточного хода проникающей в воду через снег и лед солнечной радиации было выполнено в конце марта 1979 г. в Главном плесе при толщине льда 80 см, снега - 20 см. Снег чистый, плотный, мелко-зернистый, сухой. От поступившей на поверхность энергии отраженная радиация (альбедо) составила величину, близкую к 70%, 30% поглощалось льдом и снежным покровом, и только менее 1% от поступившей на поверхность радиации проникало в воду и поглощалось поверхностным подледным слоем воды. Естественно, что такое количество проникающей солнечной радиации не может вызвать суточного хода температуры воды.

Можно было ожидать, что суточные изменения температуры в условиях Рыбинского водохранилища, особенно в южной его части, могут быть обусловлены поступлением волжских вод от Угличской ГЭС, имеющей суточную ритмичность в работе. Охлажденные в полынье нижнего бьефа ГЭС до температуры, близкой к 0° , эти воды во время попусков ГЭС оказывают определенное влияние на суточный ход температуры воды по пути их распространения. Они проходят по всему Волжскому плесу и, огибая Рожновский мыс, по мелководному водоразделу между затопленными руслами Мологи и Шексны направляются к Сбросному плесу. Здесь они перемешиваются с водами Главного плеса и поступают к Рыбинской ГЭС, также имеющей суточную ритмичность в работе. При прохождении длинных волн попусков Угличской ГЭС до створа Рыбинской ГЭС происходит интенсивный водообмен между водами основного потока и прилегающих мелководий. Это подтверждается появлением течений, направленных к берегу на прилегающих мелководных участках, и повышением здесь и в смежных эстуариях мелких притоков уровня воды во время прохождения попусковой волны.

Для проверки предположения о возможности суточного хода температуры в связи с прохождением длинных волн попусков в разное время были выполнены суточные станции по ходу следования волжских вод на мелководьях, а также и в русловых участках плеса в районах Мышкино, Коприно, в Шекснинском плесе у Мяксы, Всехсвятского и в Сбросном плесе. Материалы суточных станций не выявили соответствующих изменений температуры в этих районах, по крайней мере в пределах точности наших измерений (0.1°). Аналогичные станции, выполненные на мелководьях в непроточных частях водохранилища (Давшино, ПОМ), также не показали суточных изменений температуры. На пограничных участках между проточными и непроточными зонами водохранилища в Главном плесе (в районе сел Горькая Соль и Наволок) при выполнении таких станций были отмечены небольшие суточные изменения температуры в сторону их снижения на 0.2 - 0.4° по всей вертикали, которые можно

объяснить периодическим поступлением к месту наблюдений мение прогретой воды при прохождении волны попуска.

Отсутствие суточного хода температуры воды на прибрежных мелководьях в зимний период позволяет при дальнейшем рассмотрении особенностей температурного режима использовать все имеющиеся материалы наблюдений независимо от времени их сбора в течение суток.

Внутрисезонные изменения температуры подледных мелководий на различных участках по периферии водохранилища происходят по-разному. Ко дню наступления ледостава температура всего слоя воды мелководий как в проточных, так и непроточных участках водохранилища близка к 0° , что обеспечивается интенсивным ветровым перемешиванием в это время и отрицательными температурами воздуха. Температура мелководий, примыкающих к проточным районам, и после наступления ледостава за весь зимний период изменяется только в придонных слоях в пределах $0.1-0.2^{\circ}$.

После наступления ледостава теплообмен с атмосферой резко уменьшается, на малопроточных мелководьях происходит прогрев воды за счет теплоотдачи грунта. Наиболее резкое повышение температуры воды мелководий происходит в первые дни после наступления ледостава и в первый месяц после него. Для Рыбинского водохранилища это происходит обычно в конце ноября—в декабре, когда теплосодержание водной массы мелководий в среднем увеличивается на 80% и более от общего его увеличения за зиму. В январе—марте интенсивность прогрева уменьшается, и температура стабилизируется. В эти месяцы теплосодержание водной толщи на мелководьях возрастает на величину не более 20% от общего за зиму. Иными словами, прогревание вод мелководий в первый месяц после образования ледяного покрова происходит примерно в 10 раз более интенсивно, чем в три последующих месяца. В апреле после стаивания снежного покрова мелководья интенсивно прогреваются под воздействием проникающей солнечной радиации, зимняя обратная стратификация температуры нарушается.

Для получения представления об изменениях температуры мелководий с глубиной в зимний период выполнено большое количество измерений от уреза до глубины 3-4 м. На всех разрезах, выполненных в разных частях водохранилища как с малым, так и с большим зимним прогревом вод мелководий, температура на урезе воды и вблизи его была $0-0.1^{\circ}$. За урез воды для зимнего периода принимается линия соприкосновения нижней поверхности оседающего на грунт льда с грунтом. С увеличением глубины температура изменялась по-разному на отдельных участках водохранилища (рис. 43).

В проточном Волжском плесе в верхней части живого сечения до глубины 4-5 м температура близка к 0° . Именно эта часть водной массы имеет интенсивный водообмен во время

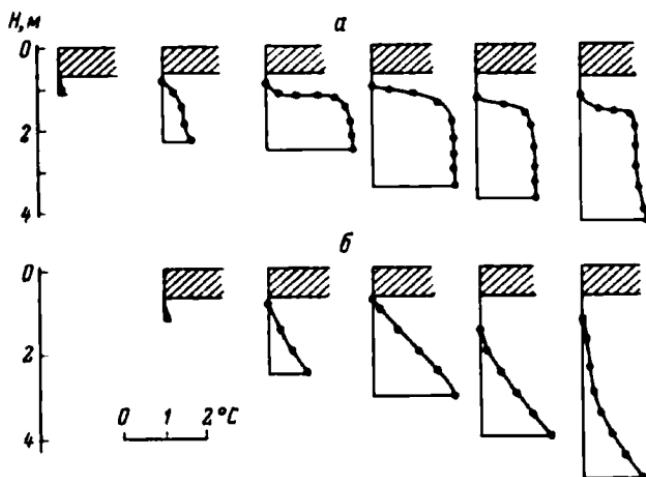


Рис. 43. Вертикальное распределение температуры на разных глубинах подледных мелководий.

а - у северо-восточного побережья водохранилища, б - у юго-западного.

прохождения волны полуска с прилегающими мелководьями. При таких условиях температура подледных мелководий также близка к 0° и не изменяется с увеличением глубины.

На малопроточных участках водохранилища, таких как мелководья северо-западных и юго-восточных берегов Главного пlesa, а также мелководья у Центрального мыса, температура на урезе близка к 0° . Однако с увеличением глубины она увеличивается до $2-3^{\circ}$, а в отдельные годы до 4° . Зона наибольшего прогрева на одних мелководьях наблюдается на глубине 2-3 м на расстоянии 1-3 км от уреза в зависимости от уклонов дна (рис. 43, а), на других - в придонных слоях (рис. 43, б). Образование этой наиболее прогреваемой зоны мелководий объясняется влиянием поступления более теплых грунтовых вод, имеющих в зимний период температуру $5-7^{\circ}$. Это подтверждается тем, что в данных районах отмечается и наибольшая минерализация придонных слоев воды.

Известно, что линия депрессии грунтовых вод, поступающих из прибрежной полосы, выходит на урез воды водоема. Следовательно, они должны поступать на подледные мелководья ближе к берегу от зоны максимального прогрева. Однако здесь не образуется слоя температурного скачка, так как происходит более интенсивная теплоотдача через небольшой слой воды, и температура оказывается всегда ниже, чем на некотором удалении от уреза. В зоне максимального прогрева прослеживается ярко выраженный температурный скачок, который препятствует теплоотдаче из нижних слоев воды.

Анализ изменений зимних температур мелководий позволяет сделать заключение о том, что суточный ход температуры в прибрежных мелководьях отсутствует, внутрисезонных изменений в проточных мелководьях практически нет, а в малопроточных они незначительны и прослеживаются обычно в середине зимы.

Особенности распределения температуры мелководий по акватории водохранилища

Перед ледоставом в результате волнового перемешивания и отдачи тепла в атмосферу температура на мелководьях всех плесов близка к 0° . После образования ледяного покрова на мелководьях, как и в придонных слоях глубоководных частей, отмечается повышение температуры воды. В разных частях водохранилища оно различно. Даже предварительный анализ материалов о распределении температуры с глубиной в зимний период показывает как наличие полной гомотермии, так и ярко выраженной обратной стратификации. Вместе с тем для определенных участков водоема присуща характерная форма кривых распределения температуры по вертикали. Абсолютные значения ее в отдельные годы могут меняться, но характер изменения с глубиной остается постоянным. Это позволило выделить для зимнего периода средние, типичные и характерные кривые распределения температуры по вертикали для отдельных районов мелководий (рис. 44).

Для Волжского и Сбросного плесов характерно однородное распределение температуры. На большей части вертикали значения ее колеблются от 0 до 0.1° и только у дна повышаются до 0.2 – 0.3° (рис. 44, а). В верхних частях Моложского и Шекснинского плесов температура постепенно увеличивается ко дну от 0 до 0.5° (рис. 44, б). На мелководьях юго-западного прибрежья Главного плеса увеличение температуры с глубиной в одних случаях начинается от нижней кромки льда, а в других с глубины 1 – 1.5 м. Повышаясь с глубиной, температура в придонных горизонтах достигает 2 – 3° (рис. 44, в). Для этого района характерны высокие градиенты температуры. В отдельных случаях они составляют 1° на 1 м глубины.

Иной характер распределения температуры с глубиной наблюдается на мелководьях у северо-восточного берега Главного плеса (рис. 44, г). Здесь ярко выражен слой температурного скачка. Он может располагаться как вблизи нижней поверхности льда, так и на половине глубины. Ниже слоя скачка температура практически не меняется и может достигать 3 – 4° . На мелководьях, оконтуривающих Центральный мыс, могут быть самые различные типы распределения температуры по глубине, у дна она обычно равна 3 – 4° .

В течение зимнего периода в водохранилище встречаются районы мелководий с низкими температурами и районы, которые

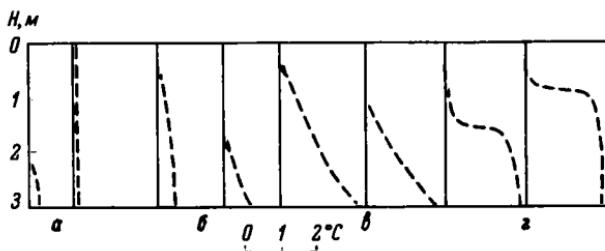


Рис. 44. Характерные эпюры распределения температуры на мелководьях в Волжском (а), Моложском, Шекспинском (б) и Главном (в, г) плесах.

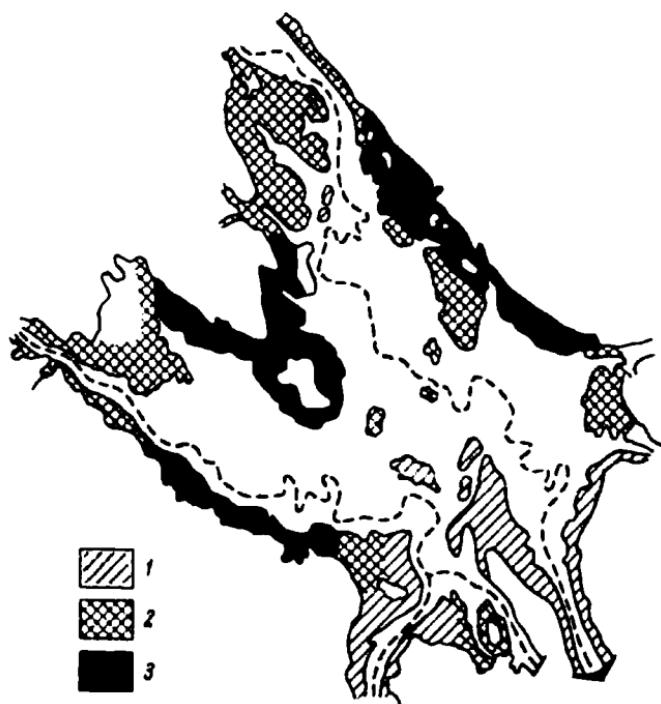


Рис. 45. Картосхема интенсивности прогрева подледных мелководий.
1 - 0-1°, 2 - 1-2°, 3 - 2-4°.

интенсивно прогреваются теплом, поступающим из донных отложений, и имеющие более высокую температуру воды.

Материалы измерений температуры воды на мелководьях позволили составить картосхему распределения ее по акватории водохранилища. На ней хорошо выделяются районы с разной степенью прогрева зимних мелководий (рис. 45). Естественно, что границы между участками с разным прогревом выражены

слабо. Между ними находятся переходные зоны со средними значениями температуры.

К районам с низкими подледными температурами относятся мелководья, прилегающие к проточным участкам водоема. Это мелководья правой и левой пойм Волжского плеса от Угличской ГЭС до бывшего г. Молога, далее по ходу волжских вод, по Пушме, около Рожновского мыса, правой и левой пойм Сбросного плеса. Мелководья верховьев Шекснинского плеса до Мяксы и Моложского - до Первомайских островов также отличаются низкими температурами, обычно не превышающими 1° у дна. Особенно низкие температуры, близкие к 0° , наблюдаются в подледных мелководьях, находящихся под влиянием сбросов Угличской ГЭС. Низкие температуры, их постоянство или небольшие изменения в пределах $0.1-0.3^{\circ}$ по вертикали в течение всей зимы и в отдельные годы обусловлены интенсивным водообменом мелководий с водами попуска. Интенсивность водообмена с мелководьями при прохождении длинных волн попусков подтверждается появлением на них скоростей течения, направленных к берегу, а также времененным повышением уровня здесь и в эстуариях мелких притоков на 5-10 см.

К районам с высоким подледным прогревом относятся прибрежные мелководья Главного плеса, расположенные по юго-западному берегу от Борисоглеба до с. Бор-Дорки и примыкающие к Центральному мысу. Температура на них достигает $2-3^{\circ}$. Наиболее высокая температура систематически отмечается на мелководьях северо-восточного берега Главного плеса, в районах сел Мякса, Гаютино, Щетининское, Иzmайлово до устья Согожи - $3-4^{\circ}$. В отдельные годы прогрев мелководий в этих районах бывает меньше, температура повышается только до $2-2.5^{\circ}$. Температура здесь, как правило, повышается по профилю с глубиной и к концу сезона. Распределение ее по вертикали имеет ярко выраженную обратную стратификацию со слоем температурного скачка на середине глубины, а иногда и в поверхностном подледном слое. Максимальный прогрев мелководий отмечен в марте у оз. Харламовское - 4.8° на глубине 2.5 м, и у Бабинских островов - 5.2° на глубине 3 м.

Повышение температуры в подледный период выше 4° отмечалось на водохранилище неоднократно как на глубоководных, так и на мелководных участках. Придонный слой воды, имеющий температуру $>4^{\circ}$, должен был бы подняться как имеющий меньшую плотность, чем слой с температурой 4° . Но этого не происходит. Оказалось, что донный слой обладает большой устойчивостью. Расчет плотности воды по ее минерализации с учетом температуры для двух станций в моложском и шекснинском участках Главного плеса показал (рис. 46), что плотность воды наиболее сильно увеличивается ко дну именно в этом, прогреваемом выше 4° придонном слое, за счет повышения минерализации водной массы.

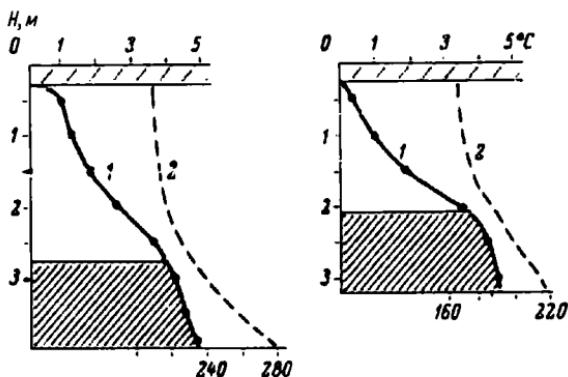


Рис. 46. Вертикальное распределение температуры и плотности ($\text{г}/\text{см}^3 \cdot 10^{-6}$) воды.

1 - эпюра температуры, 2 - эпюра плотности (заштрихован придонный слой с $t > 4^\circ\text{C}$).

Предвесенние изменения зимнего температурного режима мелководий

Предвесенний подледный прогрев мелководий вызывается увеличением в марте-апреле поступающей солнечной радиации, изменением в связи с этим структуры снежного и ледяного покровов и увеличением проникновения в воду солнечной радиации. Измерения радиации в марте (до изменений в структуре снежного покрова) в Главном плёсе водохранилища показали, что чистый снег отражает около 70% поступившей на его поверхность солнечной радиации. Рыбинской гидрометеорологической обсерваторией получена подобная величина альбедо для чистой снежной поверхности до начала снеготаяния (Колкутий, Тачалов, 1968).

Первые изменения структуры снежного покрова происходят еще до интенсивного снеготаяния и даже до устойчивого перехода среднесуточных температур воздуха через 0° в результате подтаивания снега в дневные часы и появления первых серых пятен в наиболее увлажненных участках. В дальнейшем с повышением температуры воздуха и увеличением солнечной радиации общая площадь серых пятен на льду увеличивается, появляются более темные участки со снежной кашицей и водой на льду. Альбедо снежно-ледяного покрова в это время может уменьшаться до 10-15%, а поступающая через ледяной покров в воду солнечная радиация составляет до 20% от поступившей на поверхность льда (Колкутин, Тачалов, 1970).

Часть поступившей в воду солнечной радиации расходуется на таяние льда с его нижней поверхности, часть идет на нагревание воды. Об интенсивности таяния льда в это время дают

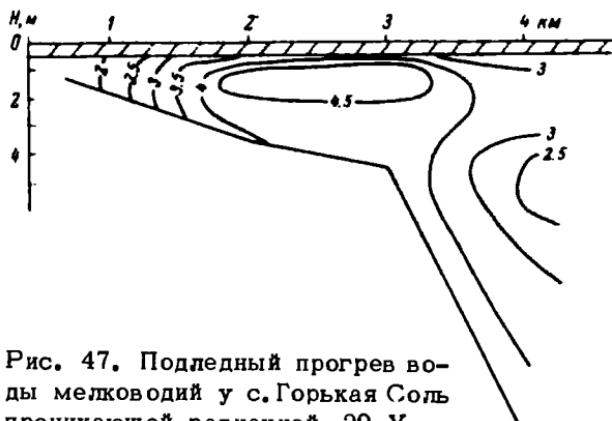


Рис. 47. Подледный прогрев воды мелководий у с. Горькая Соль проникающей радиацией 20 У 1965.

представление наблюдения, выполненные на мелководьях юго-западного побережья водохранилища с глубиной 2 м. 15 марта зарегистрировано начало таяния льда, по 15 1 У 1978 толщина его уменьшилась с 80 до 40 см. Интенсивность стаивания льда с нижней его поверхности изменялась от 0.2 см/сут в начале периода до 1.5-2 см/сут в конце его.

Поверхность снежно-ледяного покрова в период его интенсивного таяния представляет собой весьма пеструю картину, состоящую из множества сравнительно небольших по площади пятен различного цвета: от чисто-белого, в местах где еще сохранился сухой снег, до темного, где снег растаял, с промежуточными оттенками, где снег в различной мере насыщен водой.

Каждое пятно имеет свое альбедо и присущее ему количество проникающей в воду солнечной радиации. Казалось бы, это должно отразиться на характере и величине подледного прогрева. Однако температурное поле под ледяным покровом в этот период довольно однообразно. Температура воды под участками с разной структурой снежно-ледяного покрова на одном и том же расстоянии от нижней поверхности льда различается всего на 0.2-0.3°. Это связано с большой подвижностью прогретого подледного слоя воды. Скорости течений в период подледного прогрева, измеренные термогидрометром в Главном плесе и его мелководьях, изменяются от 1-2 до 3-3.5 см/с (Эдельштейн, 1963). Такая подвижность вод позволяет прогретому слою переместиться за сутки на 1-3 км. Подвижность вод нивелирует неравномерность прогрева, вызванную пятнистостью структуры ледяного покрова.

Мощность прогретого слоя может быть различной и определяется как состоянием погоды, так и общей структурой снежно-

Таблица 47

Суточные изменения температуры ($^{\circ}\text{C}$)
на подледных мелководьях 24–25 IУ 1964

Да- та	Время наб- лю- дений, ч	Горизонт, м										
		0.7	0.8	0.9	1.0	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7
24 IУ	16	1.0	2.5	3.2	3.2	3.3	3.3	3.3	3.3	3.2	3.2	3.0
	20	1.5	2.7	2.8	2.9	2.9	3.0	3.0	3.0	2.8	2.7	2.6
	24	1.3	2.0	2.1	2.2	2.2	2.2	2.3	2.3	2.2	2.1	1.9
25 IУ	4	0.7	1.5	1.7	1.7	1.8	1.8	1.8	1.7	1.7	1.7	1.5
	8	1.0	1.8	2.0	2.1	2.1	2.2	2.2	2.1	2.0	1.8	1.7
	12	1.1	2.1	2.8	2.8	2.9	2.9	2.9	3.0	3.0	2.5	2.0
	16	1.3	2.8	3.2	3.3	3.5	3.5	3.6	3.6	3.4	3.2	3.0

ледяного покрова водохранилища. Зона максимального подледного прогрева воды до $2\text{--}3^{\circ}$, а при благоприятных условиях до $4\text{--}5^{\circ}$ чаще всего наблюдается в слое 2–3 м от поверхности, а мощность всего прогреваемого слоя достигает 4–5 м. Это намного превышает величину прозрачности воды, которая в это время обычно меньше метра по диску Секки. Данное обстоятельство свидетельствует о том, что прогрев этого сравнительно большого слоя воды происходит не только за счет непосредственно проникающей через лед солнечной радиации, но и в результате конвективного обмена между прогретым подледным и нижележащими слоями воды.

Подледный прогрев мелководий имеет свои особенности. Прогревание воды на мелководных участках с глубинами до 4–5 м происходит во всем слое воды до дна. Отсутствие водообмена с более холодными нижними слоями обуславливает по сравнению с глубоководными участками более высокий прогрев таких мелководий (рис. 47). Здесь наблюдается максимальное стаивание льда с нижней поверхности и в дальнейшем первоочередное его разрушение. Ближе к берегу снижается температура с 4.5 до $2\text{--}3^{\circ}$, что вызвано поступлением с берегового склона талой снежной воды с более низкой температурой. Этим можно объяснить резкое снижение минерализации воды по мере приближения к берегу.

Характерная особенность температурного режима в период предвесеннего подледного прогрева мелководий – появление суточного хода температуры, повторяющего суточный ход солнечной радиации. Суточные изменения температуры достигают величины $2\text{--}3^{\circ}$ с максимумом во второй половине дня (табл. 47).

Суточная станция выполнена на юго-западном побережье водохранилища. Глубина ее 1.7 м при толщине льда 0.6 м. Лед сверху покрыт белой коркой, снежный покров отсутствует. Измерения производились на горизонтах через 10 см по глубине. Они показали наличие суточного хода температуры во всем слое, включая поверхность дна и верхний слой донных отложений. Аналогичные данные по суточным изменениям подледных температур на мелководьях получены в апреле 1962, 1965, 1969 гг.

Особенности предвесеннего прогрева мелководий способствуют и ускоряют разрушение льда. Появившиеся закраины увеличиваются по мере повышения уровня в водохранилище. Ледяной покров центральных частей получает возможность дрейфовать под действием ветра, к температурному фактору разрушения льда прибавляется его механическое разрушение, что ведет к более быстрому очищению водохранилища ото льда и началу весеннего прогрева водоема.

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ МЕЛКОВОДИЙ В БЕЗЛЕДОСТАВНЫЙ ПЕРИОД

Летние мелководья Рыбинского водохранилища образуются в результате его весеннего наполнения и затопления прибрежных территорий. Они ежегодно возникают вновь и этим качественно отличаются от мелководий озер и водохранилищ с постоянным или мало изменяющимся уровнем. Прибрежные уклоны дна водохранилища очень малы, обычно менее 1°, что создает условия для затопления обширных территорий. В среднем весеннее повышение уровня составляет 3.6 м, при этом затапляется 1700 км² прибрежных территорий. Величина затапляемых территорий сильно колеблется в отдельные годы и зависит от предвесенней сработки уровня и водности года, обеспечивающей то или иное наполнение. Минимальное повышение уровня было в 1954 г. - 1.72 м, при этом было затоплено 776 км², а максимальное - в 1955 г. - 5.28 м, оно привело к затоплению 2377 км² прибрежных территорий, практически более половины всей площади водохранилища при НПУ. Около половины летних мелководий всего водохранилища находится в Главном плесе, примерно четверть - в Шекснинском, менее 10% в Моложском (табл. 48).

В Главном плесе наиболее развиты мелководья вдоль всего побережья Центрального мыса, по продолжению Рожновского мыса, в южной части плеса и по юго-восточному берегу от с. Гаютино до с. Измайлово. В Шекснинском и Волжском плесах основное расположение их связано с южной частью плесов, а в Моложском - с Весьегонским расширением.

Весеннее затопление мелководий в среднем за многолетний период начинается 5 апреля и заканчивается 3 июня. Интенсивность затопления прибрежных площадей и повышение уровня

Таблица 48

Площадь мелководий основных плесов от площади
мелководий всего водохранилища, %

Плес	Изобата при НПУ			Плес	Изобата при НПУ		
	2	3	4		2	3	4
Волжский	18	17	15	Шекснинский	27	26	24
Моложский	10	9	8	Главный	45	48	53

на затопленных мелководьях происходят неравномерно. В первые дни наполнения затопляемые площади незначительны, так как повышение уровня в этот период составляет всего 2-3 см/сут, затем интенсивность заполнения с каждым днем возрастает и во II и III декадах апреля достигает максимальных величин. В это время повышение уровня может составлять 20-40 см/сут, при этом может затопляться до 200 км² новых территорий ежесуточно. Резко увеличиваются и глубины на затопляемых мелководьях. Вторая половина затопления мелководий проходит более плавно вследствие того, что половодье идет на убыль, а площадь зеркала водохранилища по мере повышения его уровня все увеличивается. В конце весеннего наполнения уровень повышается только на 1-2 см/сут, при этом образование новых мелководий прекращается.

Температурные условия в начале затопления мелководий

В зависимости от конкретных климатических условий года и режима работы ГЭС начало затопления мелководий по календарным срокам может сильно отклоняться от средних. Наиболее раннее начало затопления мелководий за многолетний период отмечено 5 марта (1974 г.), наиболее позднее - 18 апреля (1955 г.). Сроки затопления определенных участков мелководий в отдельные годы сильно смещаются и зависят от водности года и интенсивности наполнения водохранилища.

Прогрев поступившей на мелководья воды идет, как правило, неравномерно. Повышения температуры сменяются ее понижениями и в общих чертах повторяют изменения температуры воздуха, но с меньшей амплитудой. Кроме теплообмена с атмосферой на интенсивность прогрева воды в первое время после затопления большое влияние оказывает термическое состояние подстилающего грунта. Рассмотрим это влияние на примере двух экстремальных лет (1969 и 1972 гг.) по данным стационарной установки на мелководье у Борка (рис. 48).

В 1969 г. снежный покров в месте наблюдений сошел 12 апреля, а вода на мелководье поступила только 12 мая. Апрель

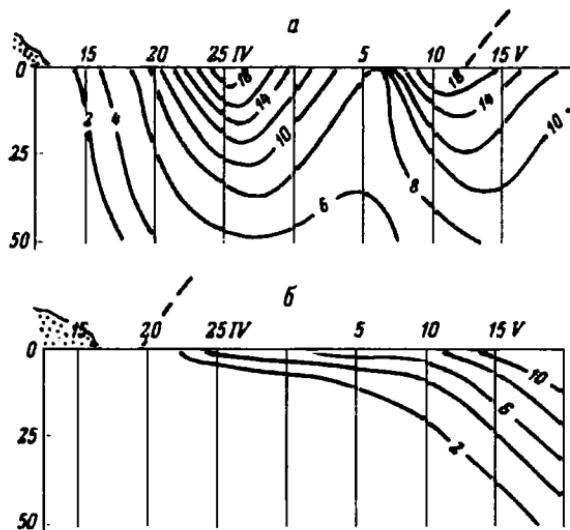


Рис. 48. Термоизоплеты в грунте мелководий перед их весенним затоплением.

а - 1969 г., б - 1971 г. (наклонная пунктирная линия - начало затопления мелководий).

был аномально теплым (Гидрол. ежегодник, 1969), температура воздуха во второй и третьей декадах достигала 20-25°. Грунт к моменту затопления прогрелся до 18° (рис. 48, а). Поступившая вода с температурой 6-8° быстро прогревалась как за счет атмосферного тепла, так и за счет теплозапаса, накопленного грунтом. Тепловой поток в этот период был направлен из грунта в воду. Перераспределение тепла вызвало снижение температуры в поверхностном слое грунта в первые 7 дней после затопления с 20 до 12°, а температура воды за то же время повысилась с 6 до 16°.

В 1972 г. снежный покров на участке сошел 17 апреля, всего на 5 дней позднее, чем в 1969 г., но затопление мелководья началось уже через 2 дня после стаивания покрова, при этом был затоплен еще промерзший грунт (рис. 48, б). Вода, поступившая на мелководье, имела температуру всего 0-2°. В районе наблюдений местами сохранялся снег под остатками прошлогодней растительности и в куртинах камыша, который, попадая в воду, снижал ее температуру. Температура воды за первые 7 дней с начала затопления повысилась всего до 4°, а за последующие 10 дней - до 8°. Тепловой поток в этот период был направлен из воды в грунт, значительная часть тепла расходовалась на оттаивание грунта.

Приведенные примеры свидетельствуют о том, что неоттаявший грунт при его затоплении надолго задерживает прогревание

поступившей на мелководья воды и, наоборот, теплозапас, накопленный талым грунтом до его затопления, способствует более быстрому прогреву и, следовательно, развитию гидробионтов и нересту рыб в первый период после затопления.

Суточный ход температуры и ее распределение по вертикали

Суточный ход температуры как воздуха, так и воды зависит прежде всего от суточных изменений в радиационном балансе земной поверхности. На мелководьях водохранилища к этому фактору добавляются другие, в частности искусственное регулирование стока, изменение температуры за счет сгонно-нагонных явлений. В связи с этим обстоятельством сроки наступления минимума и максимума температуры в суточном изменении могут приходиться на различное время суток. При изучении этих сроков обычно рассматривают значения максимальной и минимальной температуры и ее ход между ними, который лишь условно мы называем суточным ходом.

Рассмотрим особенности суточных изменений температуры воды в период тихой устойчивой погоды, когда они являются следствием суточных колебаний интенсивности поступления на поверхность водоема солнечной радиации. С этой целью проведены измерения температуры на двух участках мелководья в районе Борка. Наблюдения выполнены при северо-западном ветре 0–2 м/с и облачности от 0 до 2 баллов. Состояние поверхности воды при этих условиях представляло штиль или легкую рябь. Температура воздуха за сутки изменялась от 11.0 до 25.6° (рис. 49, а).

Один из этих участков не имел водной растительности (рис. 49, б), другой был с зарослями водной растительности с примесью земноводных: рдестов, водной гречихи, омежника, сусака и др. (рис. 49, в). Расстояние между ними составляло 300 м, глубина – 1.2 м. Измерения температуры проводились по времени через 4 ч: с 16 ч 25 июня до 20 ч 26 июня 1970 г. через 0.1–0.2 м глубины. Такое зондирование по глубине дает возможность получить картину вертикального перераспределения тепла в течение суток. Параллельные наблюдения на участках с водной растительностью и без нее при всех прочих равных условиях позволяют оценить и влияние водной растительности на суточный ход температуры воды на мелководье.

Температура воды на открытом участке за сутки изменялась от 16.5 до 23.5° на поверхности воды и от 15.1 до 18.8° у дна. На участке с водной растительностью эти колебания на поверхности были на 0.8° больше, а в 10 см от дна на 3° меньше. Интересно отметить, что на поверхности дна заросшего участка температура за сутки не изменилась и была 13°.

Минимальная температура наблюдалась в 4 ч утра. Различие в температуре между поверхностью и дном в это время на

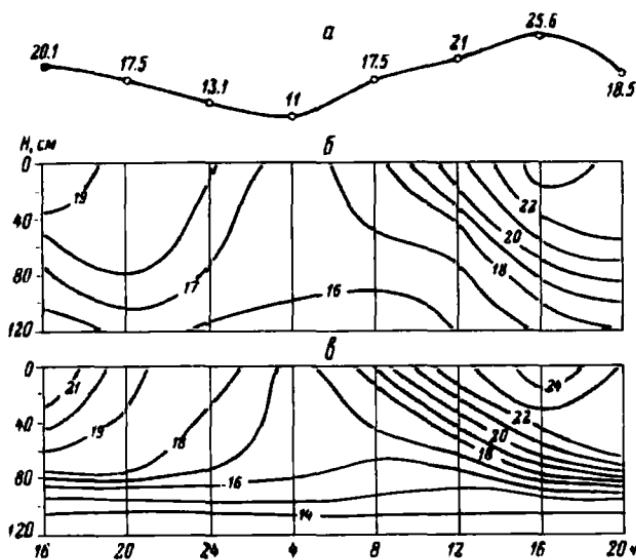


Рис. 49. Суточный ход температуры воздуха (а) и воды незарас-таемого мелководья (б) и с растительностью (в) 25–26 VI 1970.

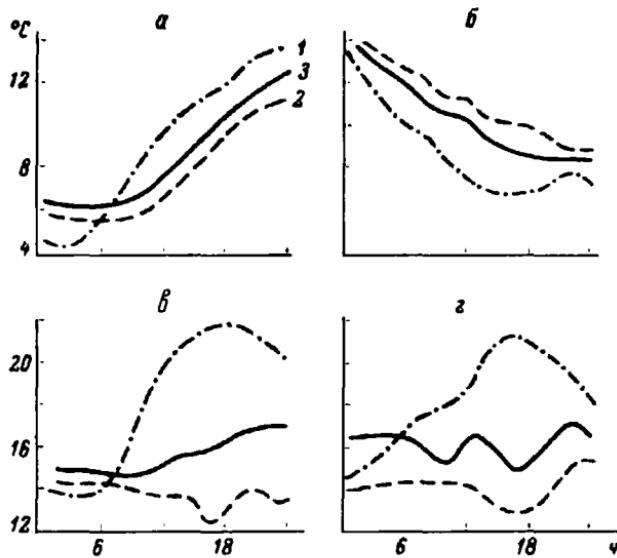


Рис. 50. Изменение суточного хода температуры под влиянием интенсивного общего прогрева (а), охлаждения (б) и сгонно-нагонных процессов (в, г).

1 – температура воздуха, 2 – температура придонного слоя воды, 3 – то же поверхностного.

участке без растительности равнялось 1° , а с растительностью – 3.2° . Температура по глубине к моменту наступления минимума выравнивалась, в ее распределении наблюдались признаки мезотермии. Максимальный прогрев верхнего слоя (40 см) отмечен в 16 ч, а более глубоких слоев – в 20 ч. Наибольшая разница в температуре поверхности и дна, приуроченная к моменту максимального прогрева, на участке с водной растительностью составила 10.7° . На этом участке мелководья хорошо прослеживается формирование слоя температурного скачка в 8 ч у поверхности воды, его опускание к 20 ч в более глубокие слои и разрушение к моменту наибольшего выхолаживания.

Такой характер суточного хода температуры на мелководье полностью согласуется с особенностями поступления солнечной радиации и суточным ходом температуры воздуха. Подобные условия, особенно весной и осенью, бывают сравнительно редко. Для водохранилища и его мелководий в начале и в конце этих сезонов более частую повторяемость имеют резкие изменения ветра и температуры воздуха, которые вызывают и соответствующий ход температуры воды.

Характерные случаи нарушения обычного суточного хода температуры воды под влиянием интенсивного общего прогрева и выхолаживания, а также сгонно-нагонных процессов хорошо видны на эпюрах (рис. 50). В период прогрева температура воздуха изменялась за сутки от 4 до 14° (рис. 50, а). Температура поверхности воды при этом колебалась от 6 до 12.5° , а в придонном слое от 5.5 до 11° . Максимальные значения температуры воды и воздуха приходятся на конец суток. В период выхолаживания температура воздуха ниже температуры поверхности воды на $1-3^{\circ}$, а температура придонного слоя на $0.5-1^{\circ}$ выше, чем на поверхности (рис. 50, б). Максимальная температура в этих условиях приходится на начало суток, минимальная – на конец. Видно искажение суточного хода температуры под влиянием нагона на мелководья вод с иной температурой. Так, 5 VI 1975 (рис. 50, в) при обычном суточном ходе температуры воздуха, соответствующем характеру поступления солнечной радиации, температура поверхности воды повышалась до конца суток. Температура придонного слоя в период максимального суточного прогрева воздуха, наоборот, понизилась на 2° . Это понижение было вызвано поступлением более холодной воды с глубоководного участка в результате ветрового нагона. Сильный нагонный ветер, наблюдавшийся 17 VI 1975 (рис. 50, г), вызвал приток воды на мелководье из открытой части водоема, повышение уровня на 0.2 м и как следствие понижение температуры водной массы мелководья на $1.8-2.0^{\circ}$ в период максимального прогрева воздуха.

Амплитуда суточных колебаний температуры воды на мелководьях, равная $4-6^{\circ}$, близка к максимальной. Такие ее значения бывают как в начале, так и в конце лета. Они

встречаются и в период максимального прогрева, но сравнительно редко. Обычные суточные изменения температуры воды мелководий составляют 2-3°.

Вертикальное распределение температуры на зарастаемых и открытых мелководьях и их внутрисезонные изменения

На водохранилище различаются открытые мелководные участки и закрытые мелководья: устья притоков, заливы, заостровные участки, остатки затопленного леса. Открытые мелководья имеют интенсивный водообмен с глубоководными частями водохранилища, происходящий в результате сгонно-нагонных процессов. Их температурный режим мало отличается от такового прилегающих частей водохранилища. Развитию гидрофитов на открытых мелководьях препятствует волнение и образовавшиеся здесь грунты, состоящие в основном из песчаных фракций. Закрытые мелководья зарастают водной растительностью, имеют ограниченный водообмен с глубоководной частью водохранилища, защищены от волнобоя.

Вертикальное распределение температуры на открытых и защищенных мелководьях имеет существенные различия. С этой целью в 1959 г. выполнена серия наблюдений на открытом и зарастающем участках мелководий в районе Борка от момента их затопления до осушения. Наблюдения производились через 5 суток. Для исключения влияния суточных колебаний измерения велись в одно время суток, около 10 ч. По глубине температура измерялась через 10 см. Расстояние между участками 300 м, наибольшая глубина - 0,8 м. Их залитие произошло одновременно. Однаковые прочие условия позволяют судить о различиях температурного режима, обусловленных только зарастанием одного из участков.

Особенности распределения температуры по глубине на открытых и защищенных мелководьях хорошо видны (рис. 51) по кривым вертикального распределения температуры. После залития мелководий в период интенсивного их прогрева на открытых участках вертикальное распределение температуры характеризуется состоянием, близким к гомотермии, и только в продолжительные безветренные периоды июня наблюдается прямая стратификация с разницей в температурах на поверхности и у дна, равной 1-1,5°.

На зарастаемых участках мелководья изменение температуры с глубиной имеет существенные особенности. В первое время после залития грунта с полегшей прошлогодней растительностью распределение температуры воды по глубине не отличается от такового незаросших участков. Такая картина наблюдалась 20 и 25 мая. Затопленная растительность начинает быстро развиваться, и по мере роста верхняя ее граница перемещается от

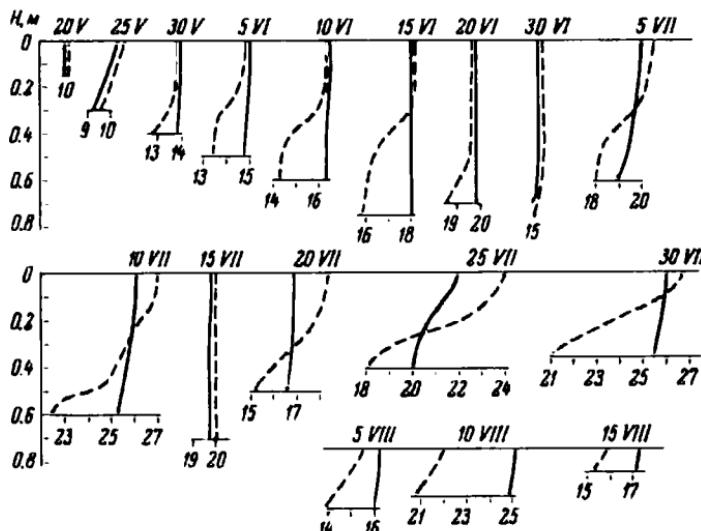


Рис. 51. Совмещенные эпюры распределения температуры на зарастающих (пунктир) и открытых (сплошная линия) мелководьях в период их временного затопления.

дна к поверхности. В ходе этого процесса с прогревом воды происходит формирование слоя температурного скачка, ярко выраженного и по своему расположению приуроченного к верхней границе водной растительности. Вместе с ней он постепенно перемещается к поверхности. Это хорошо прослеживается на кривых вертикального распределения температуры с 30 мая по 15 июня. В этот период температура выше границы зарастания близка к таковой на открытых участках, а в зарослях растительности ниже ее на 2-3°. Но все это может сильно измениться под влиянием сгонных явлений. Так, сильный ветер 29 и 30 июня вызвал повышение уровня на мелководьях на 10 см и перемешивание всей водной массы. При этом произошло общее понижение температуры воды на 5° и ее выравнивание по глубине. Установлен интересный факт, что после окончания действия ветрового нагона на заросшем мелководье быстро восстанавливается предшествующий ему характер распределения температуры. Так, 5 и 20 июля здесь наблюдалась четко выраженная прямая стратификация температуры, тогда как на открытых мелководьях – состояние, близкое к гомотермии.

К началу июля развивающаяся водная растительность достигла поверхности воды, и это обусловило изменение распределения температуры на заросшем участке мелководья. При данных условиях температура более или менее равномерно уменьшается от поверхности ко дну, у дна она обычно ниже на 1-1.5°, чем на открытом участке мелководья. В отдельных случаях различие

в температуре поверхности и дна на заросших участках достигает 6° . Несмотря на различный характер вертикального распределения температуры на открытом и заросшем участках мелководий, совмещение эпюр дает примерно одинаковые площади между ними выше и ниже точки пересечения, что свидетельствует об одинаковом теплосодержании на обоих участках.

Понижение уровня в конце летнего периода, отмечавшееся 20 июля, уменьшение глубины на мелководьях и уплотнение в связи с этим погруженной водной растительности вызывают новое изменение характера вертикального распределения температуры на зарастающих участках по сравнению с открытыми мелководьями. Совмещенные эпюры свидетельствуют о том, что в зарослях водной растительности температура на поверхности выше, а с глубиной ниже, чем на открытых мелководьях, на $2-3^{\circ}$ (рис. 51). Это обусловлено прежде всего уменьшением проникновения в воду солнечной радиации в заросшей зоне и отсутствием перемешивания водной толщи.

Анализ вертикального распределения температуры в течение летнего периода на зарастающем и открытом мелководьях позволил выявить особенности температурного режима, обусловленные их зарастанием. Если на открытых мелководьях, имеющих свободный водообмен с водохранилищем и подверженных волнению, весь сезон поддерживается распределение температуры, близкое к гомотермии, то в зарастающей зоне наблюдается постоянная разница в температурах поверхности и дна, со слоем температурного скачка или без него, достигающая $5-6^{\circ}$ даже на глубинах менее 1 м. В придонных слоях заросших участков образуется более холодный слой воды с температурой на $2-3^{\circ}$ ниже, чем на открытых мелководьях. Это различие существует постоянно в течение сезона и нарушается только во время сильных штормов, вызывающих перемешивание всей водной массы мелководий и кратковременное выравнивание температуры как по площади, так и по глубине.

Распределение температуры на мелководьях по акватории водохранилища в летний период

Для характеристики температурных особенностей на мелководьях использованы данные специального обследования его прибрежной зоны, выполненные в 1970 г. с трехкратной повторностью (в мае, августе, октябре). Весеннее наполнение водохранилища в этом году началось 6 апреля, а закончилось в середине мая. В течение остальной части сезона происходило плавное снижение уровня. По данным метеорологической станции мыс Рожновский, сезонный ход температуры воды в летний период (рис. 52) характеризовался быстрым ее повышением в первой декаде мая (от 1 до 12°), дальнейшим прогревом вод в мае и июне (до 20°), сопровождавшимся кратковременными

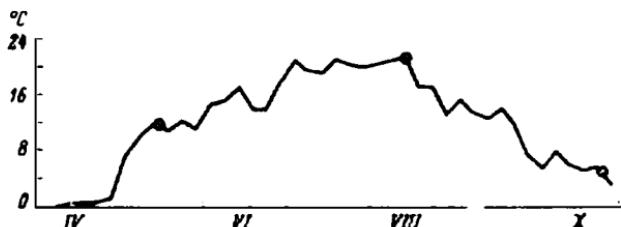


Рис. 52. Ход температуры воды мелководий у Рожновского мыса по средним за 5 дней значениям в безледоставный период. Кружки – время трех обследований мелководий.

понижениями температуры, высоким и продолжительным максимумом ее в июле и первой декаде августа. Вторая половина сезона характеризовалась выхолаживанием водной массы, чередующимся с временными повышениями ее температуры.

Первое обследование в середине мая характеризует температурные условия мелководий в период общего прогрева водохранилища при уровне наполнения его, близком к максимальному за многолетний период. Временное похолодание приостановило общий прогрев мелководий, характерный для мая. Всего выполнено 78 станций по профилям, пересекающим мелководья от уреза воды до глубин 4-6 м. Для сравнения температура измерялась и на прилегающих к мелководьям глубоководных участках.

Термическое состояние водохранилища в целом характеризовалось следующими показателями. Волжский поток имел температуру 11.2°, Моложский – около 12.0°, Шекснинский – до 9.2°. В северо-восточной части Главного плеса сохранялось ядро холодных зимних вод с температурой 5-7°.

На большей части температурных профилей мелководий температура на глубинах 2-4 м была такой же, как в поверхностном слое на прилегающих участках водохранилища. Только на глубинах 0.5-1.5 м отмечен прогрев вод до 13-15°, обычно приуроченный к зоне зарастания. Для выявления различий в распределении температуры на отдельных мелководьях рассмотрим ее значения (табл. 49).

Средние температуры на мелководьях с глубиной до 2 м по всей периферии водохранилища находились в пределах 9-12°, и только на мелководьях, прилегающих к северо-восточному берегу Главного плеса, температура воды была ниже 8°. Более низкие температуры мелководий в этом районе в мае отмечались и в другие годы (табл. 50).

Измерения температуры водохранилища в период общего прогрева за ряд лет подтвердили наличие сохраняющегося в мае ядра зимних вод с низкой температурой, расположенных в шекснинской части Главного плеса. Водообмен между водной массой и прилегающими открытыми мелководьями северо-восточного

Т а б л и ц а 49

Температура воды ($^{\circ}\text{C}$) на мелководьях с глубинами до 2 м в мае 1970 г.

Плес	Станция	Темпе- ратура	Плес	Станция	Темпе- ратура
Волж- ский	Борок	11.2	Главный	Горькая Соль	10.0
	О-ва Трясье	11.3		Бор-Дорки	10.7
	Молога	11.2		Медухово	12.0
	Святоской остров	11.5		Центральный мыс	9.5 10.1
	Первомай- ские острова	11.8		Средний двор	9.0
Молож- ский	Себпа	11.6		Пчелье	7.8
	Борисоглеб	12.0		Гаютино	10.1
Шекс- нинский	Мякса	9.1		Бабино	8.0
	Выкса	11.5		Измайлово	7.1
	Кондоша	11.7		Милюшино	9.4
	Вичелово	11.2	Сбросной	Волково	10.2
	Городище	11.8			

побережья в результате сгонно-нагонных процессов и обуславливает запаздывание их прогрева. Температура здесь на $2-3^{\circ}$, а в отдельные годы до 5° ниже, чем на подобных мелководьях в других частях водохранилища.

Установление однозначных температур в этом районе запаздывает по времени на 10-15 дней. Это сказывается прежде всего на развитии биологических процессов, в частности на начале нереста рыб. Так, Л. К. Захарова (1958), проводившая наблюдения за нерестом рыб в различных частях водохранилища, пришла к заключению, что "... разница во времени нереста у северо-восточного берега и на остальных участках водохранилища приблизительно равна двум неделям" (с. 310) и что "... отставание в росте мальков по северо-восточному побережью от остальных нерестовых участков можно объяснить неодинаковым прогревом воды" (с. 313).

Следует подчеркнуть, что пониженные температуры воды в мае отмечаются только на открытых мелководьях данного побережья, имеющих свободный водообмен с ядром зимних водных масс. На защищенных участках мелководий, например между Бабинскими островами и берегом, аналогичного явления не наблюдается.

Особенности температурных условий мелководий водохранилища в конце периода летнего прогрева характеризуются данными 52 мелководных станций. Измерениям предшествовала

Таблица 50

Температура воды ($^{\circ}\text{C}$) на мелководьях юго-западного (ЮЗ) и северо-восточного (СВ) прибрежья Главного пlesa с глубинами до 2 м в мае

	9 У 1948	19 У 1949	30 У 1951	14 У 1953	30 У 1956	29 У 1957
ЮЗ	10.7	13.5	11.2	10.4	12.7	10.5
СВ	5.1	12.2	9.3	8.4	7.5	9.2
	18 У 1958	30 У 1959	9 У 1960	12 У 1961	30 У 1962	30 У 1963
ЮЗ	9.6	10.5	5.9	4.7	15.4	17.0
СВ	7.2	8.5	3.2	2.3	14.8	15.0
						31 У 1964

продолжительная теплая погода. Среднедекадные температуры воздуха изменились в пределах от 18 до 21° , среднемесячная температура поверхности воды в июле была 20.2° , в августе – 18.8° . Вся водная масса водохранилища оказалась равномерно прогрета. В районах с глубинами 11–15 м температура поверхности воды колебалась в пределах 20.5 – 21° , а придонного слоя была меньше лишь на 0.2 – 0.4° .

Особенно равномерным прогревом характеризовались мелководья. Об этом свидетельствуют данные суточной станции в Волжском пlese. Температура воздуха во время наблюдений изменилась от 19 до 21.2° . При такой температуре воздуха на мелководье с глубиной до 2 м температура поверхности воды изменилась от 20.2 до 21.7° , а придонного слоя – от 20.1 до 21.6° . Устойчивая и теплая погода с небольшими суточными изменениями температуры воздуха во время измерений и в предшествующий им период определили равномерный прогрев мелководий водохранилища на всю глубину независимо от их местоположения (табл. 51).

Максимальная температура на мелководьях в это время отмечена у сел Колобово (22.0°) и Средний Двор (22.1°) на глубине 1.1 м, минимальная – у с. Гаютино (19.8°). Различия в температуре мелководий с глубинами до 2 м по акватории водохранилища не превышали 1° в пределах ее суточных колебаний.

Температурные различия на мелководьях водохранилища в период его выхолаживания оказались незначительными. Максимальная температура наблюдалась на мелководьях Волжского пlesa, где она равнялась 6° . Наиболее низкие температуры (порядка 5.3°) отмечены в Моложском пlese.

Таблица 31

Распределение температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) на мелководьях по акватории водохранилища
в период максимального прогрева

Дата	Станция	Темпера- тура воз- духа	Температура				воды	<u>поверхность</u>
			(0.6)	(1.5)	20.6	(3.5)		
12 VII	Борок	20.0	(0.6)	20.4	20.5	20.4	20.4	20.3
	Волково	20.8	(1.0)	20.4	20.7	(4.0)	20.3	20.3
	Митрошино	23.5	(1.1)	20.9	(2.0)	20.7	20.3	20.3
	Колобово	24.8	(1.1)	22.0	(3.0)	20.8	20.7	20.4
13 VII	Б. Луха	24.8	(1.5)	20.5	(2.8)	20.4	(7.0)	20.7
	Бабино	20.6	(1.3)	20.4	(3.0)	20.2	20.1	20.5
	Гаютино	20.8	(0.5)	20.3	(4.0)	20.6	20.3	20.4
	Средний Двор	23.6	(1.1)	22.1	(3.5)	21.6	(4.7)	20.5
14 VII	ПОМ	23.0	(1.0)	20.7	(2.0)	20.9	(4.0)	20.1
	Первомайские острова	20.4	(0.6)	20.3	(3.0)	20.4	(7.0)	20.6
	Борисоглеб	21.0	(0.5)	20.1	(2.1)	20.1	(4.0)	20.5
	Бор-Дорки	21.5	(1.0)	20.8	(2.7)	20.8	(4.6)	20.8

Приимечание. Цифры в скобках — глубина станции, м.

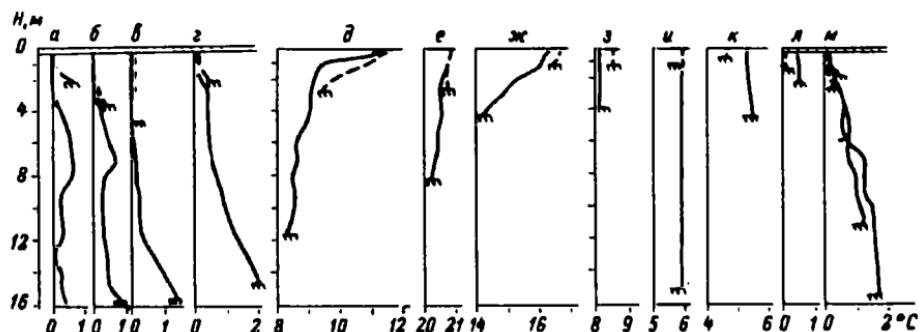


Рис. 53. Вертикальное распределение температуры воды в открытом мелководье (пунктир) и в прилегающей водной массе (сплошная линия) водохранилища в 1969-1970 гг.

а - 26 XII 1969, б - 15 I 1970, в - 27 II, г - 8 IV, д - 12 V, е - 14 VIII, ж - 1 IX, з - 8 X, и - 23 X, л - 28 XI, м - 24 XII 1970 г.

Таким образом, специальные исследования температурного режима мелководий не выявили существенных различий в абсолютных значениях и распределении температуры воды в соответствующие периоды годового цикла на отдельных участках водоема. Наиболее существенные различия в температуре воды мелководий по акватории водохранилища отмечаются весной. Величина их не превышает 5°, и они значительно меньше различий в температуре по акватории открытой части водохранилища, достигающих 8° и даже 12° (Рутковский, 1963; Вакастов, 1968). Кроме того, температурный режим мелководий в годовом цикле по своему характеру существенно отличается от такового открытой части водохранилища. Решающую роль в этом играет их положение, связь с глубоководными участками водоема и застаемость водной растительностью.

Весь годовой цикл температурных условий на открытых мелководьях и в прилегающих глубоководных участках водоема характеризуется определенной последовательностью смены термических фаз (Вакулин, 1972). Это хорошо прослеживается по кривым вертикального распределения температуры воды на мелководье в районе д. Бор-Дорки, характерного для открытых мелководий Главного пlesa. Профиль протяженностью 3.4 км при НПУ расположен по нормали к урезу воды и достигает русловых глубин Мологи.

Годовой цикл наблюдений на профиле, выполненный с декабря 1969 г. по декабрь 1970 г., охватывает все сезоны и включает 12 серий наблюдений (рис. 53).

Результаты измерений показали, что с установлением ледостава на мелководье наблюдалась обратная стратификация тем-

пературы с разницей у нижней кромки льда и дна 0.6° . На глубоководной вертикали в это же время прослеживался сложный характер изменения температуры с глубиной. Если в подледном 3-метровом слое отмечалась гомотермия, то в толще воды от 4 до 9 м – хорошо выраженная мезотермия, а на глубине около 13 м прослеживались признаки дихотермии с последующим повышением температуры в придонном слое.

Близкий к этому характер распределения температуры с глубиной сохранялся до середины января, когда признаки мезотермии сохранялись, а на мелководье температурные условия оказались близкими к гомотермии. В отличие от мелководных участков температура придонного слоя в русле Мологи повысилась на 0.5° и различия ее по вертикали составили 0.9° .

В дальнейшем тенденция в изменении теплозапаса мелководных и глубоководных участков сохраняется. Идет процесс выхолаживания мелководий, а на глубоководной части разреза за счет постоянного притока тепла от дна наблюдается повышение температуры придонного слоя воды до 1.3° . Появляются признаки обратной стратификации.

В начале апреля прослеживаются первые признаки подледного прогрева воды от проникающей через лед солнечной радиации. Это приводит к некоторому повышению температуры воды на мелководьях, которое на глубоководной вертикали усиливается в результате поступления тепла от грунта.

После очищения водохранилища от льда характер вертикального распределения температуры резко меняется. Мелководные участки начинают быстро прогреваться. К 12 мая вблизи уреза воды температура достигала 13.8° , а на глубинах до 2.5 м повысилась на поверхности до 11.6° , а у дна – до 9.5° . Интенсивность прогрева глубоководных участков ниже. В это же время поверхностные значения температуры на них составляли 11.3° , у дна – 8.5° . Особенности прогрева различных участков хорошо видны по ходу кривых (рис. 53, д).

В период максимального прогрева различия в характере распределения температуры по глубине на рассматриваемых участках уменьшаются (рис. 53, е). Температура воды достигает максимальных значений и в поверхностных слоях практически одинакова. Только с началом охлаждения водохранилища картина резко меняется. Уже в начале сентября наблюдается резко выраженная прямая стратификация температуры, которая при усилении ветрового перемешивания сменяется к началу октября гомотермией.

Дальнейшее охлаждение вод как на мелководье, так и в промыкающей глубоководной части водохранилища в октябре протекает при гомотермии, изменение температуры с глубиной на обоих участках одинаково. К концу октября состояние гомотермии на мелководье сохраняется, но выхолаживание водной массы протекает более интенсивно, и температура заметно ниже,

чем в прилегающей к нему открытой части водоема, где наблюдаются признаки слабо выраженной обратной стратификации.

В процессе ледостава характер распределения температуры с глубиной при понижении ее в общих чертах сохраняется, лишь на отдельных вертикалях появляется тенденция к незначительно-му повышению температуры у дна (рис. 53, л), а в конце декабря на мелководье четко выражена обратная стратификация температуры, которая в русловом участке Мологи представляет собой обычное для подледного периода явление.

Таким образом, годовой цикл вертикального распределения температуры воды на открытых мелководьях и на прилегающих глубоководных участках водоема имеет свои особенности и характеризуется сменой температурных условий определенной последовательности.

Г л а в а VI

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Для полного понимания термического режима водохранилища необходим учет температурного режима донных отложений. Теплообмен донных отложений с водной массой влияет на тепловой баланс водоема. В период ледостава, когда теплообмен с атмосферой ограничен, накопленное в грунтах за лето тепло, поступая в воду, повышает теплосодержание придонных слоев и существенно влияет на термику всего водоема.

Накопление тепла в водной массе водоема в подледный период может достигать значительных размеров. Наиболее прогретыми оказываются придонные слои более глубоких участков водоема, что объясняется стоком теплых (следовательно, и более плотных) вод с мелководий и склонов ложа, где отдача тепла грунтом происходит интенсивнее, чем в глубинных участках. Температура поверхности грунта и придонных слоев воды в результате зимнего прогрева может повышаться до 4–6° (РоссоЛимо, 1932; Бакастов, 1965; Форш, 1965, 1968).

Термический режим донных отложений и придонного слоя определяет некоторые закономерности жизни придонных организмов. Условия зимовки и нереста рыб, вылет насекомых, ведущих в личиночных стадиях придонный образ жизни, и многие другие вопросы экологии живых организмов тесно связаны с термикой среды их обитания.

Наибольший прогрев водной толщи в период ледостава наблюдается в сравнительно небольших слабо перемешиваемых зимой озерах, имеющих в ложе мощный слой иловых отложений. Так, в одном из озер Северо-Запада европейской части СССР (Форш, 1968) придонный слой воды прогревается до 6°, а слой воды с температурой выше 4° достигает мощности до 10 м от дна. На более проточном Рыбинском водохранилище прогрев придонных слоев зимой до температуры выше 4° отмечается не каждый год, но при определенных условиях получает развитие. Так, в марте 1961 г. районы с температурой выше 4° занимали площадь более 200 км² и распространялись до горизонта 2–3 м от дна (Бакастов, 1965).

В донных отложениях водохранилищ годовой ход температуры отличен от такового водной массы. В грунтах на некоторой

глубине обычно расположен горизонт с постоянной или близкой к ней годовой температурой, и только выше его происходят все сезонные ее изменения. Процессы прогревания и охлаждения в грунтах происходят медленнее, чем в воде, прежде всего из-за отсутствия турбулентного перемешивания. Фазы наступления минимальных и максимальных температур наступают с некоторым запозданием относительно воды, сдвиг по фазе увеличивается с глубиной. Скорость распространения тепла в донных отложениях определяется его теплофизическими константами, в первую очередь теплопроводностью и объемной теплоемкостью, величина которых зависит от литологического состава грунтов, слагающих ложе водоема.

Актуальность изучения термического режима грунтов очевидна, вместе с тем до настоящего времени известно мало работ, посвященных этому вопросу. Большинство опубликованных данных относится к температуре донных отложений верхнего полуметрового, реже 1.5-метрового слоя (Россолимо, 1932; Шнитников, 1952; Несина, 1956; Бакастов, 1960, 1964). В отдельных работах приводятся данные теоретических расчетов температуры донных отложений, их теплозапаса и потоков тепла (Корытникова, 1940; Крицкий и др., 1947; Несина, 1956). Незначительное количество работ обусловлено методическими трудностями сбора полевых материалов. Обычные ртутные термометры для этого непригодны, поэтому большая часть материалов получена по стационарным температурным установкам с различной глубиной заложения в грунт. Исключение составляют работы О.Ф. Форш, которая для исследования температурного режима в илах некоторых озер Северо-Запада СССР использовала нестационарный прибор, представляющий собой длинную металлическую разборную штангу с датчиком (термистором) на нижнем конце. Штанга наращивалась сверху по мере погружения в ил. Глубина погружения термистера в иловую толщу лимитировалась плотностью илов и в основном составляла 3-5 м. Недостаток прибора - ограничение глубины воды, под которой возможно зондирование грунта.

Обычно стационарные наблюдения производились на одной температурной вертикали, соответствующей максимальной глубине водоема, или на участке, приуроченном к его средней глубине. В отдельных случаях они ограничивались измерениями в прибрежном участке водоема глубиной 0.4 и 1.1 м (Метеорол. режим..., 1960), иногда на 2-3 вертикалях по профилю. Затем полученные результаты осреднялись и распространялись на весь водоем. Такая методика допустима для небольших озер, где донные отложения формируются в течение многих столетий и часто состоят из однообразных по составу отложений ила, мощность которых может достигать десятков метров.

Донные отложения водохранилищ в отличие от таковых озер обладают большим разнообразием по литологическому составу,

характер их определяется составом залитых при затоплении почв и образованием вторичных отложений. Естественно, что в грунтах разного происхождения и состава будет неодинаково и распределение температуры. Кроме этого, на температурный режим в грунтах водохранилищ влияет ряд факторов: проточность участка, морфология дна, грутовое питание и др. При этих условиях на таком большом и сложном по морфометрии водоеме, как Рыбинское водохранилище, наблюдения только по стационарным установкам не могут обеспечить выявление особенностей температурного режима в грунтах. Для этого необходимы массовые данные температурных измерений по акватории водоема.

Наблюдения за температурой грунтов водохранилища впервые были начаты Рыбинской гидрометеорологической обсерваторией в 1954 г. и продолжались несколько лет. На их основании установлено, что годовые колебания температуры прослеживаются в грунте до глубины 10 м (Тачалов, 1959, 1968). В ИБВВ АН СССР подобные исследования развернулись в 1959 г. с разработки методов и соответствующих приборов (Бакастов, 1963). Это позволило собрать массовый материал по температуре донных отложений в течение годового цикла, и на основании его показать особенности распределения температуры в грунтах по акватории водоема, охарактеризовать сезонные ее изменения, рассчитать теплозапас грунтов.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ И ЕЕ СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Внедрение в практику исследований электротермометров с малогабаритными датчиками позволило получить большой материал измерений, характеризующий температуру донных отложений в различные сезоны, особенно в годы синхронных съемок водохранилища (Буторин, 1965). В навигационный период измерения производились в каждой съемке на 55-60 станциях, а при сложной термической обстановке количество их увеличивалось до 67-70. В зимний период число станций сокращалось до 25-40. Анализ полученных данных, как и температурных условий водной толщи, целесообразно выполнить с учетом особенностей гидрологических сезонов, важнейшим из которых для термического режима дна водоема является весна.

Весенний период

Донные температуры весной формируются в основном под влиянием двух факторов: солнечной радиации и воздействия поступающих в водохранилище вод половодья. Первый прогрев дна весной начинается после очищения льда от снега еще задолго до схода ледяного покрова под воздействием проникающей

через пел солнечной радиации. Прогрев грунта в этом случае происходит не только под непосредственным влиянием солнечных лучей, проникающих на глубину, равную величине прозрачности воды, т.е. на 1-2 м, но и на участках с глубинами до 4-5 м за счет конвективной передачи тепла грунту от подогретых солнечной радиацией верхних слоев воды. Температура поверхности грунта в результате подледного прогрева на мелководных участках повышается от 0-1 до 3-4°. Подледный прогрев грунта, хотя и наблюдается повсеместно и ежегодно, продолжается кратковременно и выражен слабо. Освобождение льда от снежного покрова обычно совпадает с началом действия другого мощного фактора — поступления в водохранилище талых вод с более низкой температурой, которое начинается задолго до разрушения ледяного покрова. Известно, что воды первой и второй фаз половодья сильно отличаются по температуре и по характеру их воздействия на температуру дна водохранилища.

Воды притоков и склонового стока первой фазы половодья имеют низкую температуру — от 0 до нескольких десятых градуса. Поступление их выхолаживает поверхность дна на участках, где оно начало прогреваться в результате проникновения через лед солнечной радиации, а в Моложском и Шекснинском плесах сохраняло повышенную температуру в результате зимнего прогрева. Тающий в водохранилище лед также задерживает весенний прогрев поверхности дна.

Во второй половине весеннего периода основной источник тепла, оказывающий решающее влияние на прогрев дна водохранилища, — тепло вод притоков, имеющих высокую температуру по сравнению с первой фазой половодья. Водохранилище к этому времени очищается от льда. Большая часть поверхности дна Главного пlesa при этом имеет температуру, близкую к 2-4°. Температура же дна Моложского, Шекснинского и Волжского плесов резко повышается под влиянием вод половодья больших притоков и достигает 8-12° (рис. 54, а).

На границах речных плесов с Главным в это время образуются участки с большими горизонтальными градиентами температуры дна, особенно в зонах соприкосновения вод половодья с остатками зимних водных масс центральной части водохранилища. Отчетливо прослеживаются пограничные зоны с большими горизонтальными градиентами температуры между речными плесами с дном, прогретым до 8-10°, и центральной частью водоема с донными температурами 2-4°.

В конце весеннего периода поступление солнечного тепла увеличивается, и при наличии тихой погоды происходит резкое увеличение горизонтальных и вертикальных градиентов температуры (рис. 54, б). Выделяются прогретые до 14-16° участки дна водохранилища, преимущественно вдоль берегов. В глубоководных центральных участках и по руслам рек температура дна держится около 8-9°.

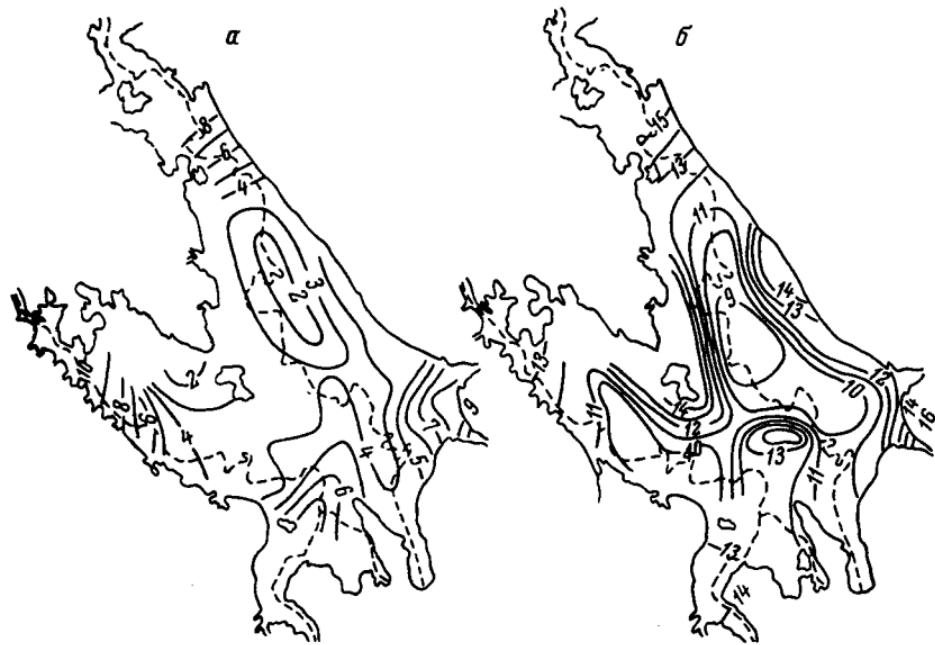


Рис. 54. Схема Рыбинского водохранилища с изотермами дна.
а - 9 У 1960, б - 3 VI 1960.

Рис. 55. Температурный продольный разрез Шекснинского плеса.

а - 9 У 1960, б - 3 VI 1960.

Особенности прогрева донных отложений в весенний период хорошо видны на примере шекснинского потока. Если в первой половине

весны наблюдается однородное распределение температуры воды по вертикали, и прогрев дна связан с поступлением большого объема прогретых вод второй фазы половодья (рис. 55, а), то во второй половине весны картина меняется. Ситуация, подобная рассмотренной, наблюдается лишь в верховьях шекснинского потока, где при полной гомотермии идет интенсивный прогрев дна и температура на поверхности донных отложений соответствует поверхностной температуре воды (рис. 55, б).

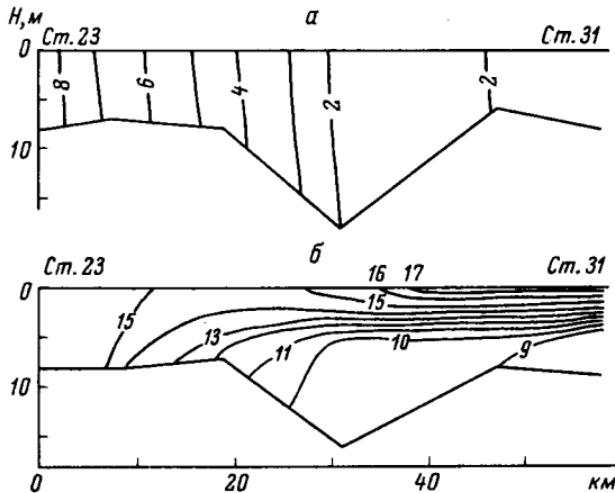


Таблица 52

Средние температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) у юго-западного и северо-восточного берегов в период интенсивного прогрева

Дата	Горизонт 2 м		Горизонт 5 м	
	юго-за- падный берег	северо-во- сточный берег	юго-за- падный берег	северо-во- сточный берег
9 У 1960	5.9	3.2	5.1	3.2
3 У 1 1960	17.2	15.3	14.5	9.7
12 У 1961	4.7	2.3	4.4	2.3
8 У 1 1961	19.0	18.7	17.8	9.6
12 У 1962	7.5	6.5	7.5	6.5
14 У 1 1963	13.1	13.0	13.0	12.9

С приближением к центральной части водохранилища происходит расслоение водной толщи по температуре. Температура поверхности слоя воды на 9° выше, чем придонного. На глубине 2-5 м прослеживается слой температурного скачка с градиентом температуры выше 2° на 1 м глубины, который препятствует прогреву придонных слоев воды и задерживает повышение температуры донных отложений. В результате этого температура дна в центральной части Главного пlesa на $6-7^{\circ}$ ниже, чем в речных. Дно, как и водная масса водохранилища, у юго-западного берега прогревается сильнее и быстрее, чем у северо-восточного, что связано с различным характером прогрева водной толщи (табл. 52).

Приведенные данные характеризуют температуру прибрежных вод на горизонтах 2 и 5 м от поверхности и дна на этих глубинах в районе измерений. Температура у юго-западного берега на $1-2.5^{\circ}$ выше, чем у северо-восточного, а максимальные различия ее на глубине 5 м достигали 5 и 8° . Исключение составляет температурная обстановка 14 У 1 1963, когда сильное ветровое перемешивание привело к выравниванию температур по всему водохранилищу.

Подобная особенность весеннего распределения температуры наблюдается и в расширенных частях речных плесов. Это подтверждается данными поперечного разреза от северо-восточного до юго-западного берега в южной части Шекснинского плеса (табл. 53).

Такие особенности прогрева водной толщи и как следствие дна наблюдаются ежегодно и объясняются в период интенсивного прогрева влиянием следующих основных факторов: частым запаздыванием половодья Шексны, неравномерным поступлением в водоем склонового стока, особенностями освобождения его ото

Таблица 53

Температура воды ($^{\circ}\text{C}$) у юго-западного и северо-восточного берегов Шекснинского плеса в период интенсивного прогрева

Дата	№ станции	Глубина, м	Горизонт, м			
			0.5	2.0	5.0	дно
12 V 1961	28	4.5	2.1	2.1	-	2.1
	28a	9.0	3.0	2.8	2.8	2.7
	28б	9.8	4.8	4.8	4.5	4.2
	29	5.2	6.3	6.2	6.2	6.2
8 VI 1961	28	6.0	18.5	17.4	8.5	8.0
	28a	9.5	18.5	17.2	11.8	8.0
	28б	10.5	18.7	17.6	11.4	8.5
	29	5.8	19.7	17.8	16.3	14.3

льда. Перечисленные факторы могут действовать совместно или раздельно, но в конечном итоге обусловливают различие температуры воды и дна у западных и восточных берегов водохранилища.

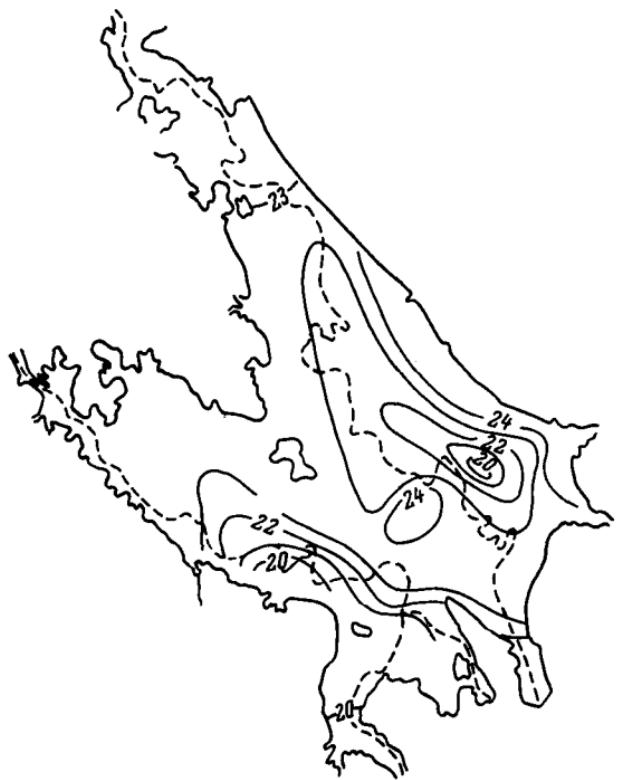
В целом весенний период характеризуется прогревом донных отложений и накоплением тепла в них, но интенсивность этого процесса в различных плесах и даже на отдельных участках одинакова и тех же плесов неодинакова.

Летний период

Высокий прогрев придонных слоев воды и дна летом – особенность Рыбинского водохранилища. Донные температуры часто достигают значений $20-25^{\circ}$, тогда как в водоемах с меньшей площадью и слабым ветровым перемешиванием водной толщи они на $10-15^{\circ}$ ниже. Так, по наблюдениям Л. Л. Россолимо (1930), на оз. Белом в Косине при средней глубине 4.2 м, а наибольшей 13.5 м все лето температура гиполимниона не превышает $8-10^{\circ}$.

Результаты измерений температуры дна, выполненных в середине лета, показали, что по сравнению с весенними значениями она повышается в речных плесах на $3-4^{\circ}$, а в центральных частях Главного – на $10-12^{\circ}$. Такой прогрев дна приводит к выравниванию ее по акватории до $19-20^{\circ}$. Минимальные температуры дна за годы наблюдений соответствовали 18.2° , а максимальные достигали 22.2° (рис. 56). Изотермы донных температур имеют направление вдоль русел и затопленных склонов рек. Это свидетельствует о зависимости прогрева дна от морфометрии водоема.

Рис. 56. Схема водохранилища с изотермами дна 28 УП 1960.



Участки с температурами дна в пределах 20–22° расположены в Главном плесе, вблизи русел Мологи и Шексны. Большая часть дна водохранилища имеет температуру 22–24°. Выше 24° оно прогрето в зоне, прилегающей к северо-восточному берегу, и в центре водохранилища на сравнительно мелководном Молого-Шекснинском междуречье.

Повышенные температуры дна и придонных слоев воды на мелководных участках у северо-восточного берега характерны для летнего сезона и связаны с влиянием нагона поверхностных вод с высокой температурой, вызываемого преобладающими ветрами западной четверти.

Осенний период

Для всего осенне-зимнего сезона температурные условия характеризуются небольшими различиями в температуре водной массы по акватории водоема, не превышающими 2°, и однородностью по глубине. Подобная термическая однородность вод сохраняется до начала ледостава, лишь перед ледоставом при гомотермии по глубине намечаются различия в температуре воды по акватории, достигающие иногда 4–5°.

Такой температурный режим водной толщи определяет и распределение донных температур (рис. 57). По сравнению с периодом максимального прогрева температура дна осенью заметно понижается. В отдельные годы это понижение достигает 13–15°. Преобладающие температуры дна водохранилища в середине осени 8.5–9.5°. Минимальная температура составляет 7.7°, максимальная – 9.9°.

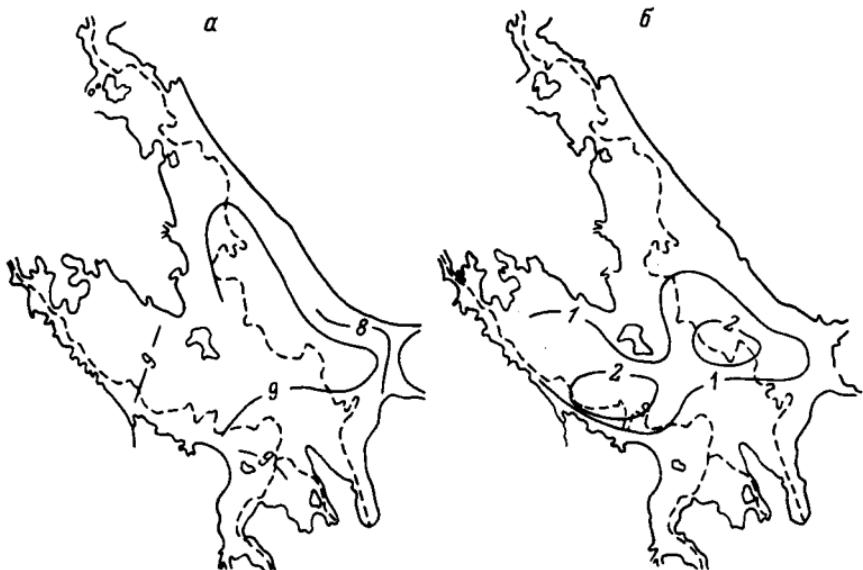


Рис. 57. Схема водохранилища с изотермами дна.

а - 4 X 1960, б - 27 X 1960.

К концу осеннеого периода температура дна систематически понижается. Наиболее высокие показатели, порядка $3-4^{\circ}$, к моменту замерзания водоема наблюдаются в Волжском плесе. Медленному охлаждению дна в этом районе препятствует относительно теплая вода, поступающая из Угличского водохранилища. В верховьях Мологского плеса температуры дна перед ледоставом изменяются от 1 до 1.2° , а на выходе Мологского потока в Главный плес они повышаются до 1.5° . Аналогичная температура донных отложений отмечена и для Шекснинского плеса, в Главном на поверхности грунта она несколько выше, чем в Мологском и Шекснинском плесах, но ниже, чем в Волжском, $- 2-2.2^{\circ}$.

В процессе ледостава и к концу его последние запасы тепла с поверхности дна расходуются, и температура понижается до значений, близких к 0° . После ледостава в начале зимнего периода в прибрежных мелководных участках с глубинами до 3-4 м температура дна менее 1° . Исключение представляют мелководные участки, прилегающие к торфяным массивам, где температура дна и на малых глубинах иногда достигает $2-3^{\circ}$. Низкая температура дна, меньше 1° , а чаще $0.1-0.3^{\circ}$ наблюдается в речных плесах, обладающих проточностью. Волжский поток понижает температуру дна и в южной части водохранилища.

В Главном плесе при отсутствии проточности после ледостава прослеживаются признаки температурных условий, характерные для малопроточных озер. Из грунта начинает поступать к его поверхности накопленное за лето тепло, и температура

дна начинает повышаться от значений, близких к 0° в период замерзания водоема, к значениям, равным $2-3^{\circ}$, а в отдельные годы и выше.

Зимний период

Подледный температурный режим представляет особый интерес, изучению его уделено пристальное внимание. Многолетние наблюдения показали, что прибрежная мелководная зона с глубинами до 4 м, занимающая зимой значительную акваторию, имеет температуру дна меньше 1° . Изотерма, соответствующая 1° (рис. 58), проходит вдоль берега водоема, ограничивая прибрежную мелководную зону с более низкими температурами. Сравнительно низкая температура дна мелководий обусловлена большой теплоотдачей грунта через небольшой слой воды и лед в атмосферу, а также частично скатыванием более теплых и плотных вод в прирусловые участки.

Эта общая для водохранилища картина нарушается в южной части водоема, где изотерма дна 1° под влиянием поступающих холодных волжских вод отклоняется далеко на северо-восток, ограничивая обширную зону, в которую входят не только мелководные участки, но и русла Мологи и Волги с глубинами до 16-18 м. Весь Волжский плес имеет температуру дна $0.1-0.2^{\circ}$. Такие низкие температуры обусловлены большой проточностью плеса, которая способствует выхолаживанию водной массы до температур, близких к 0° , и охлаждению дна. Охлажденный волжский поток, составляющий зимой около половины от общего притока в водохранилище, вызывает снижение температуры дна всей его юго-восточной части, за исключением Переборского залива, и отклонение изотерм дна к северу на десятки километров. Изотермы дна в 1 и 2° образуют изгибы в направлении Сбросного плеса, что свидетельствует о поступлении более теплых вод Главного плеса к Рыбинской ГЭС.

В центральной части водохранилища выделяются два обособленных района с дном, прогретым до 2° и более (рис. 58, а). Один из них расположен по руслу и долине Мологи, другой по руслу и долине Шексны. Районы эти разграничивают Центральный мыс и затопленный водораздел между Мологой и Шексной с более низкой температурой дна. Внутри этих районов выделяются участки с температурой дна выше 3° , которые образуются ежегодно в одних и тех же районах водохранилища. Иногда они приурочены к глубоководным прирусловым участкам Мологи и Шексны с небольшой проточностью, являясь следствием обычного температурного расслоения водных масс, характерного для всех малопроточных озер. В других случаях эти участки располагаются на мелководьях водохранилища с глубинами 2-5 м, образование их связано с поступлением грунтовых вод, имеющих более высокую температуру.



Рис. 58. Схема водохранилища с изотермами дна.

a - 19 II 1961, b - 20 III 1961.

В течение зимнего периода наблюдается повышение температуры донных отложений. Общий характер распределения ее к концу зимы сохраняется. Изотерма 1° проходит, как и в начале зимы, вдоль берега (рис. 58, б), ограничивая прибрежную мелководную зону. В южной части водохранилища площади дна с пониженной температурой уменьшаются, изотермы 1 и 2° смещаются на 10–15 км к югу. Расположение районов повышенного прогрева дна сохраняется, но площадь их увеличивается.

На участках с повышенной температурой дна по Мологе и Шексне температуры дна повышаются. Если в середине зимы здесь наблюдались только небольшие очаги с температурой выше 3° , то во второй половине они увеличиваются и объединяются в обширные районы. Площадь дна, прогретая свыше 3° , увеличивается иногда за месяц примерно в 10 раз. Если в феврале на водохранилище не наблюдалось ни одного участка с температурой дна выше 4° , то в марте они уже занимали значительные площади как по Мологе, так и по Шексне. В этих районах отмечены максимальные температуры дна, достигающие в первом случае 4.8° , а во втором - 4.6° . Как видно из приведенных материалов, во второй половине зимы в отдельные годы происходит быстрое повышение температуры дна по всему водохранилищу. Интенсивность прогрева различных участков неодинакова. В непроточных районах с высокой температурой дна она достигает $0.04-0.08^{\circ}$ в сутки, а в более проточных районах с низкой температурой дна обычно составляет $0.006-0.01^{\circ}$.

Различный характер прогрева донных отложений во многом определяется распределением температуры в их толще. Рассмотрим изменение температуры на двух характерных станциях (табл. 54).

Т а б л и ц а 54

Распределение температуры в донных отложениях, $^{\circ}\text{C}$

Горизонт, см	Ст. 3			Ст. 42		
	февраль	март	приращение	февраль	март	приращение
0	0.2 $^{\circ}$	0.4 $^{\circ}$	+0.2 $^{\circ}$	1.8 $^{\circ}$	2.9 $^{\circ}$	+1.1 $^{\circ}$
5	0.3	0.5	+0.2	2.0	3.4	+1.4
10	0.5	0.8	+0.3	2.3	3.8	+1.5
20	0.7	1.3	+0.6	2.8	4.2	+1.4
40	1.2	1.6	+0.4	3.3	4.8	+1.5
60	2.1	1.8	-0.3	3.8	5.8	+2.0
80	3.2	2.2	-1.0	5.3	6.3	+1.0

Ст. 3 расположена на русле Волги в Волжском плесе, характерна для районов водохранилища со значительной проточностью и небольшими температурами дна. Ст. 42 на русле Мологи типична для непроточных и малопроточных участков с повышенной температурой дна. На ст. 3 наблюдается незначительный прогрев поверхности грунта, равный 0.2 $^{\circ}$. Прогрев грунта прослеживается до глубины 0.5 м, а ниже происходит охлаждение, на глубине 0.8 м оно составило 1 $^{\circ}$. На ст. 42 прогрев грунта наблюдается по всей исследованной глубине. Если на поверхности грунта температура повысилась на 1.1 $^{\circ}$, то на глубине 0.6 м - на 2 $^{\circ}$.

Таким образом, в малопроточных районах водоема на протяжении всей зимы идет прогрев всей метровой толщины грунта, в проточных - только верхнего полуметрового. Различный характер прогрева вызван тем, что в малопроточных районах слой температурного скачка, расположенный в придонном слое воды, препятствует теплоотдаче грунта. В районах же с большой проточностью температурный перепад у дна отсутствует. Это способствует возникновению большого теплового потока из грунта в воду, и в нижних слоях грунта запасы тепла быстро расходуются.

Интенсивность выхолаживания грунтов и понижения температуры в них при прочих равных условиях определяются величиной градиента температуры в придонном слое грунта. Как и сама температура, температурные градиенты в грунте на различных участках водоема варьируют в больших пределах - от 1.4 до 4.3 $^{\circ}$ на 1 м при среднем значении 2.5 $^{\circ}$ (рис. 59). Наибольшие температурные градиенты в грунтах характерны для Волжского плеса и свидетельствуют об интенсивной отдаче тепла грунтом в водную толщу. Значения градиентов в районах с наиболее высокой температурой поверхности грунта близки к средним по водохранилищу, наименьшие показатели характерны для междуречья Главного плеса.

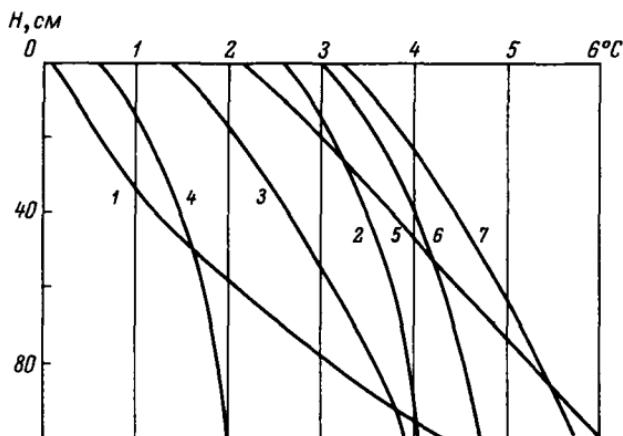


Рис. 59. Вертикальные изменения температуры в метровом слое грунта в пlesах водохранилища 14–20 II 1961.

1 – Волжский (ст. 3), 2 – Моложский (ст. 47), 3 – Шекснинский (ст. 23), 4 – южная часть Главного (ст. 8), 5 – северная часть Главного (ст. 26), 6 – западная часть Главного (ст. 41), 7 – максимальный теплозапас (ст. 43).

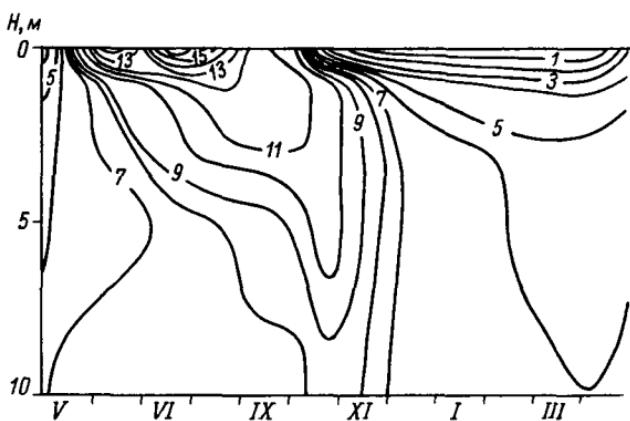


Рис. 60. Годовые изменения температуры в 10-метровом слое грунта (по: Тачалов, 1966).

Распределение температуры дна разнообразно не только на поверхности, но и в метровом слое донных отложений. На глубине 1 м от поверхности грунта максимальные значения температуры, равные $5.6-6.0^{\circ}$, приурочены к тем же районам, где они отмечены и на поверхности. Более низкие значения, порядка $3.4-3.6^{\circ}$, наблюдаются в Волжском пlesе, минимальные – в районе междуречья Главного пlesа. Распределение же температуры в грунте дна Рыбинского водохранилища до глубины 10 м имеет свои особенности (рис. 60).

Интенсивный зимний прогрев дна водохранилища до самого вскрытия наблюдается обычно в годы с высоким уровнем при небольшой его сработке. В годы с низким уровнем или с интенсивной его сработкой температура дна повышается к концу зимы только до $2-3^{\circ}$, а к началу вскрытия водоема она снова несколько понижается.

Таким образом, распределение донных температур в каждый сезон года имеет специфические особенности, формируется под влиянием вполне определенных гидрологических и метеорологических факторов и в отдельные годы может существенно изменяться.

ОСОБЕННОСТИ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ГРУНТОВ ЗОНЫ ВРЕМЕННОГО ЗАТОПЛЕНИЯ

При рассмотрении температурного режима донных отложений зоны временного затопления особый интерес представляет зимний период, когда большая часть их находится в осушенном состоянии и в отличие от грунтов глубоководной части водохранилища промерзает.

По средним многолетним данным осушение мелководий начинается в июне. В результате летне-осеннего понижения уровня значительная часть зоны временного затопления к началу ледостава осушается. На остальной ее части, покрытой небольшим слоем воды, с наступлением отрицательных температур воздуха вода замерзает и образуется лед. После образования ледяного покрова при дальнейшем понижении уровня в результате зимней сработки водохранилища лед оседает на дно, покрывая большие площади осушенного грунта. К концу зимнего понижения уровня все более мощный ледяной покров оседает на вновь осушенные участки грунта и тем меньше период нахождения их в осушенном состоянии.

Осевший на дно лед оказывает утепляющее действие и препятствует промерзанию донных отложений. Между ними и льдом часто образуются воздушные полости в местах, где лед покрывает неровности микрорельефа, пни или камни. В этих местах утепляющее действие льда на грунты усиливается.

Исследования температурных условий в грунтах, прикрытых осевшим при понижении уровня льдом, показали, что промерзание осушенных мелководий, зимующих под ледяным покровом толщиной $10-30$ см, незначительно. Отрицательная температура грунта от 0 до 2° прослеживается только в поверхностном слое отложений до 10 см. На поздно осушенных мелководных участках при толщине льда над ними $30-60$ см промерзания грунта не происходит, и температура в поверхностных слоях имеет положительные значения.

В грунте мелководий, осушенных до начала ледостава, где отсутствует утепляющее влияние ледяного покрова, промерзание

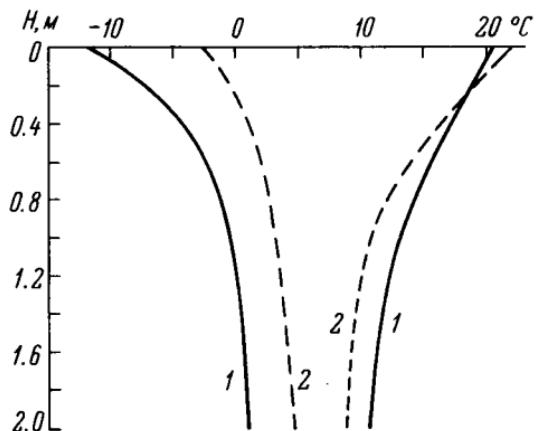
Рис. 61. Вертикальные изменения экстремальных годовых температур в супесчаном грунте (1) и в иловой толще (2).

донных отложений может быть весьма значительным. Величина промерзания зависит от суровости зимы, толщины снежного покрова и времени его выпадения, а также от состава грунта.

При анализе температурного режима донных отложений водохранилища установлено, что распространение тепла в грунтах разного состава, например ила и супесчаного грунта, происходит по-разному и зависит от их теплопроводности. Проследить зависимость температуры только от состава грунта в глубоководной части водохранилища не представляется возможным, так как грунты находятся в различных гидрологических условиях; на их температуру, так же как и воды, влияют глубина и проточность. Эти факторы оказываются часто решающими в процессе формирования температурных условий донных отложений.

В зоне временного затопления оказалось возможным в зимний период выявить влияние состава грунта на формирование его температурного режима, исключая другие факторы. С этой целью на протяжении двух лет выполнены параллельные наблюдения на двух стационарных температурных установках до глубины 2 м от поверхности грунта. Одна установка была заложена в толщу заиленной долины ручья, другая — в супесчаный грунт на его бровке. Расстояние между установками 50 м. В зимнее время грунт в районе установок осушается и промерзает. Расположение их в сходных условиях обуславливает одновременное осушение и затопление участка, позволяет исключить влияние других факторов на формирование температурного режима грунта, а также выявить некоторые его особенности в зависимости только от теплофизических характеристик.

Амплитуда годовых изменений температуры на поверхности грунта и ее уменьшение по мере погружения в грунт в илах, имеющих коэффициент теплопроводности $1.3 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·град., и в супесчаном грунте с коэффициентом теплопроводности $2.7 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·град. оказалась различной (рис. 61). На поверхности супесчаного грунта годовая амплитуда составляла 33.3° , на поверхности ила только 23.1° . В 1 м от поверхности грунта она равнялась 13.1 и 7.6° , а в 2 м — 10.2 и 4.0° соответственно. Интересно отметить, что максимальные годовые



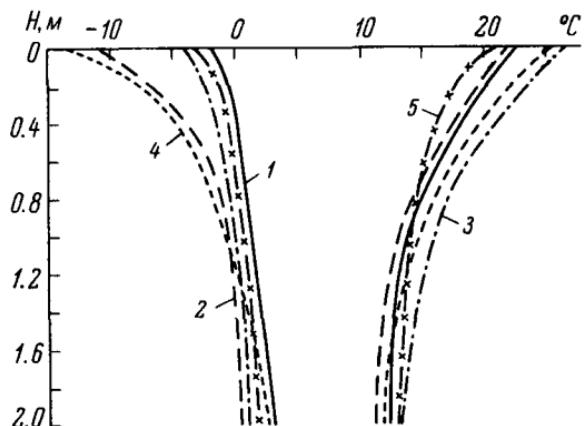


Рис. 62. Вертикальные изменения экстремальных годовых температур в супесчаном грунте.

1 - 1970 г., 2 - 1971 г., 3 - 1972 г.,
4 - 1973 г., 5 - 1974 г.

температуры в супесчаном грунте в верхнем слое ниже, чем

в илах, на $1-1.5^{\circ}$ за счет большей его отражающей способности, но на глубине в 25-30 см их значения выравниваются, а в более глубоких слоях они уже выше на $1-2^{\circ}$ по сравнению с илами за счет более высокой теплопроводности. Большое различие в амплитудах годовых изменений температуры в илах и супесчаном грунте обусловлено существенным колебанием значений минимальных годовых температур, достигающих в поверхностных слоях в зоне промерзания 10° . Величина отрицательных температур в грунтах также различна. В поверхностных слоях ила минимальная годовая температура составила -2.5° , супесчаного грунта -12° . Ил промерз на глубину в 4 раза меньшую, чем супесчаный грунт.

Амплитуда годовых изменений температуры в поверхностных слоях постоянно затопленного супесчаного грунта на Рыбинском водохранилище, по данным С.Н. Тачалова (1966), равна 18° , а в 1 м от поверхности -9.5° . Для осушной зоны величина амплитуды составила соответственно 32.5 и 13.5° (рис. 61). Увеличение амплитуды годовых колебаний в осушной зоне обусловлено промерзанием грунтов, в отдельные годы значительным. Промерзание поверхностного слоя грунта из 5 лет в трех случаях достигало $-2-4^{\circ}$, а в двух - $12-13.5^{\circ}$ (рис. 62). В первом случае оказались годы с рано выпавшим и мощным снежным покровом, во втором - толщина снежного покрова была незначительной.

Вертикальное изменение экстремальных годовых температур может сильно отличаться от средних величин (рис. 62). Максимальная амплитуда годовых изменений в поверхностном слое супесчаного грунта, равная 39.5° , относится к 1973 г., минимальная в 24.5° наблюдалась в 1970 и 1974 гг. На глубине 2 м от поверхности грунта средняя амплитуда экстремальных годовых температур составляет около 10° с небольшими изменениями в отдельные годы.

Анализируя характер распределения температуры в донных отложениях (см. рис. 61, 62), легко заметить, что на величину

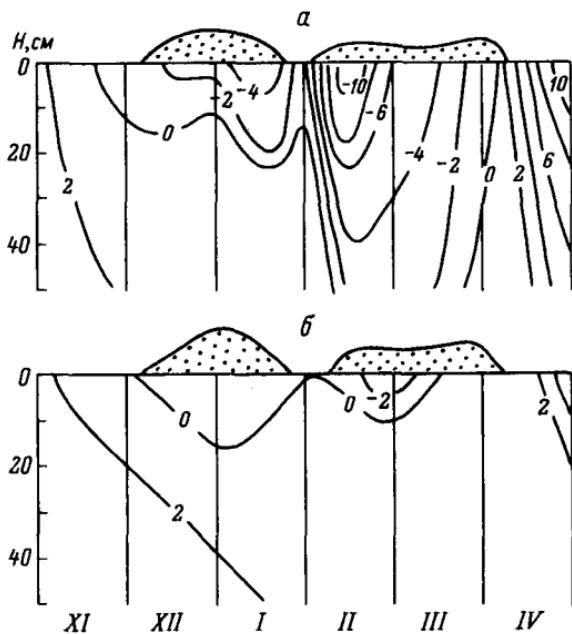


Рис. 63. Термоизоплеты за 6 месяцев 1970–1971 гг.

а – в супесчаном грунте, б – в отложениях ила.

промерзания временно осушенных грунтов мелководий большое влияние оказывают состав грунта и толщина снежного покрова, прикрывающего грунт. Рассмотрим это более подробно, так как промерзание грунта осушной зоны – важнейшая особенность ее температурного режима и имеет большое экологическое значение.

Характер промерзания супесчаного грунта и отложений ила (рис. 63) за рассматриваемый период различный. Супесчаный грунт промерз до глубины 70 см, минимальные температуры поверхностных слоев грунта в феврале достигли -10° . При одинаковых климатических условиях и при одинаковой примерно толщине снежного покрова в отложениях ила благодаря его меньшей теплопроводности промерзание началось на 12 дней позднее, грунт промерз до глубины 15 см, минимальные температуры в его поверхностных слоях достигли всего -2° . После стаивания снежного покрова более интенсивно прогревается супесчаный грунт. Если в поверхностных слоях отложений ила в конце апреля температура оказалась 4° , то в супесчаном грунте – более 10° (рис. 63). Несмотря на большую разницу температур в этих двух типах грунта, теплозапас, получаемый и отдаваемый тем и другим грунтом, приблизительно одинаков, что обусловлено их разной объемной теплоемкостью.

Другим фактором, влияющим на степень промерзания грунта осушенных участков, является толщина снежного покрова, по-

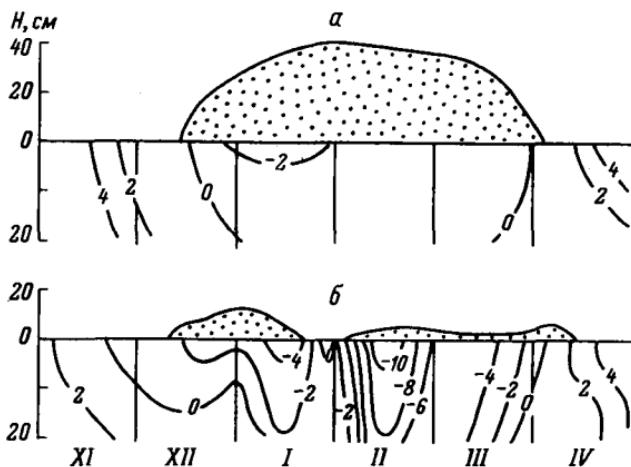


Рис. 64. Термоизоплеты в супесчаном грунте в зимний период.
а - в 1969-1970 гг., б - в 1970-1971 гг.

крывающего грунт. Как толщина снежного покрова, так и время его выпадения и стаивания сильно отличаются в разные годы. Покрыва грунт, снежный покров, как и ледяной, препятствует промерзанию. Влияние снежного покрова на степень промерзания грунта прослежено на примере двух зим - 1969/70 и 1970/71 гг.

Термоизоплеты в верхнем биологически активном слое супесчаного грунта (рис. 64) получены в результате наблюдений на одной и той же стационарной установке за два зимних периода, одинаковых по суровости (в первом случае сумма отрицательных температур за зиму составила 1140° , во втором - 1070°), по продолжительности снежного покрова и отличающихся только по его толщине.

В первом случае снег выпал 14 декабря, и всю зиму сохранялся устойчивый снежный покров толщиной более 40 см. Морозный период во второй половине декабря со среднесуточными температурами воздуха от -9 до -23° и в январе с минимальными среднесуточными температурами воздуха в середине и конце месяца до -27 - 30° вызвал промерзание грунта под глубоким снежным покровом всего на 30 см с минимальной температурой в середине января в поверхностном слое грунта -2 - 3° , а на глубине 20 см от поверхности -0.2° . В феврале среднедекадные температуры воздуха в I, II и III декадах составили соответственно -10.4 , -12.1 , -8.1° , а в марте - -3.5 , -3.0 , -2.7° . Несмотря на устойчивый морозный период без оттепелей с минимальными среднесуточными температурами воздуха в конце января до -30° , в феврале -17 - 22° , в середине марта -12° , дальнейшего промерзания грунта под толстым снежным покровом во второй половине зимы не происходило. Температура в поверхности

Рис. 65. Годовые изменения температуры в 2-метровом слое грунта осушной зоны по среднемесячным величинам.

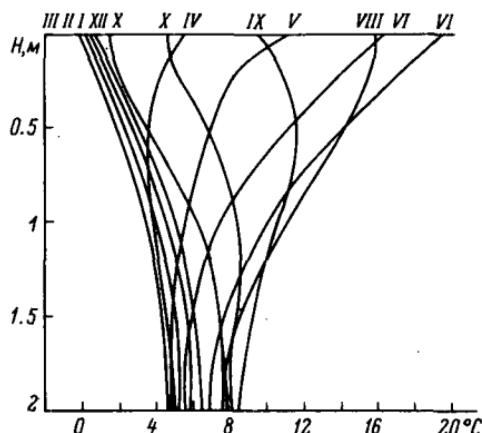
ных слоях грунта даже повысилась от середины января к концу месяца на 0.8° , а к концу февраля — еще на 0.3° за счет тепла, поступающего из нижних слоев, которые в этот период продолжали охлаждаться.

Зимой 1970/71 г. в отличие от предыдущего наблюдалась небольшая толщина снежного покрова. Выпавший в I декаде декабря 1970 г. снег к концу месяца достиг толщины 10 см, затем в январе 1971 г. его частично снесло ветром, а оставшийся в результате наступившей в III декаде оттепели растаял. Морозный период в I декаде января с температурами воздуха до -21° при толщине снега в 5–8 см вызвал промерзание грунта в конце декады до -4.5° на поверхности и -4° в 5 см от поверхности грунта (рис. 64). Во время оттепели в конце января поверхностный слой грунта в 3–5 см оттаял. Выпавший затем в первых числах февраля снег в последующее время держался слоем всего в 4–6 см. Такой слой снега не смог предохранить грунт от промерзания, а наступившие холода до -23° в I и до -18° во II декаде февраля способствовали понижению температуры грунта в середине февраля до -11° на поверхности, -10° — в 5 см, -9.2° — в 10 см, -8° — в 20 см от поверхности грунта. Грунт в этот период промерз до глубины 70 см, интенсивность понижения температуры в поверхностном слое грунта составила 0.7° в сутки.

Таким образом, при одинаковых температурных условиях, но при разной глубине снежного покрова в 1970 г. грунт промерз на глубину 30 см. Минимальные температуры достигали в поверхностных слоях -2.3° , а зимой 1970/71 г. грунт промерз до глубины 70 см, минимальные температуры достигали $-10-11^{\circ}$.

Из приведенных эпюров (рис. 65) следует, что в апреле–июле происходит прогрев грунта во всей 2-метровой толще, в августе в верхнем полуметровом слое температура понижается, а в слое 1.5–2 м продолжает повышаться. В сентябре выхолаживание распространяется на глубину 1.2 м, а в период с октября по март охватывает всю 2-метровую толщу грунта.

Годовая амплитуда температуры грунта с глубиной резко убывает. Если в поверхностных слоях она 20° , то на глубине 1 м — 6° , а на 2 м — всего 2° . Изменение теплозапаса в верхнем 2-метровом слое ила от всего годового составляет около 85%.



ТЕПЛОЗАПАС ГРУНТОВ И ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ

Теплообмен водной массы с грунтами – составная часть теплового баланса водоема. Влияние донных отложений на термический режим оценивается обычно путем подсчета изменения за год удельного теплосодержания в донных отложениях и сравнения его с теплосодержанием в воде. Либо это делается путем расчета теплового потока, проходящего через единицу площади дна за единицу времени, и анализа изменения интенсивности и направленности теплового потока за тот или иной период времени.

Л. Л. Россолимо (1932) получил картину термического режима в метровом слое иловых отложений за год в оз. Белом в Косине и подсчитал изменение теплозапаса в 5-метровом слое иловых отложений. Он оказался равным 24% от изменения общего теплозапаса водоема за год. Температура измерялась приспособленным для этой цели опрокидывающимся термометром непосредственно в иле на глубине до 1 м. Теплозапас был выражен в калориях на столб сечением 1 см² и высотой для воды, равной средней глубине водоема, а для грунта – глубине промера. Теплоемкость ила и воды была принята равной.

Н. Н. Корытникова (1940) при изучении термического взаимодействия дна и водных масс Байкала, пользуясь формулами линейного распространения температурных волн, рассчитала распределение температуры в 5-метровом слое ила по шести точкам, соответствующим разным глубинным зонам водоема, ход изотерм в донных отложениях, тепловой поток, проходящий через 1 см² дна в 1 с на первое число каждого месяца, суммарный за месяц и за весь летний период. За исходные данные для расчета была принята наблюденная температура поверхности дна в исходных точках, а значения коэффициентов теплопроводности и температуропроводности выбраны исходя из предпосылок, что весь изученный слой состоит из иловых отложений.

К. И. Россинский (по: Крицкий и др., 1947), пользуясь уравнениями теплопроводности, рассчитал тепловой поток, проходящий через 1 м² дна за сутки зимой в Иваньковском и Акуловском водохранилищах и оз. Зюрат-Куль. За исходные данные была принята измеренная температура поверхности дна, а величины теплофизических параметров грунта определены путем подбора, исходя из зарегистрированной наблюдениями скорости нагревания водной толщи после ледостава.

Г. Х. Цейтин (1953) предложил формулу для расчета теплового потока в почву по наблюденным синхронно температурам на нескольких горизонтах. Л. В. Несина (1956), применив эту формулу, рассчитала поток тепла в грунт прибрежных участков Чимлянского водохранилища и оз. Севан, причем в последнем случае необходимые температуры в грунте и его теплофизические характеристики были определены непосредственным измерением

Т а б л и ц а 55

Количество данных, использованных при расчете теплозапаса

Дата	Уровень водохранилища (абс.), м	Количество температурных вертикалей	
		в воде	в грунте
19 II 1961	99.8	40	34
3 VIII 1961	102.0	63	13
28 II 1964	98.2	26	26
1 VIII 1964	100.2	60	15

В работах, посвященных термике донных отложений, распределение температуры в грунте обычно получают расчетом. Работ, где распределение температуры в грунте и его теплофизические характеристики определены непосредственными наблюдениями, очень мало.

Естественно предположить, что на крупных озерах и особенно на больших водохранилищах теплозапас в донных отложениях в разных частях водоема будет неодинаков, так как степень влияния различных факторов (глубины и проточности участка, состава донных отложений и выхода грунтовых вод) на величину теплозапаса разная. Исходя из этого, при подсчете теплозапаса в донных отложениях Рыбинского водохранилища предпринята попытка найти величину, выяснить характер распределения температуры в воде и в грунте по всей площади водоема для моментов, близких к максимальному и минимальному прогреву, чтобы затем посчитать изменение теплозапаса в донных отложениях за год и сравнить его с таковым в воде.

Для решения поставленной задачи использованы материалы непосредственных измерений температуры воды и грунтов (табл. 55). Для расчета теплозапаса в грунте и его изменений исходными материалами служат данные о распределении температуры в грунте и его теплофизические характеристики. Определение этих величин связано с рядом методических трудностей, поэтому до сих пор роль донных отложений в тепловом балансе водоемов изучена недостаточно.

При расчетах теплозапаса в донных отложениях или теплообмена их с водной массой через единицу площади дна в расчетные формулы входят теплофизические характеристики – коэффициенты объемной теплоемкости, теплопроводности и температуропроводности. Конечные результаты находятся в прямой зависимости от принятых теплофизических коэффициентов, поэтому правильное определение их величины имеет важное значение. К. И. Россинский (по: Крицкий и др., 1947) определял величину теплопроводности грунта для Иваньковского водохранилища путем

подбора, исходя из наблюдений скорости нагревания водной толщи при закрытом русле. Н. В. Серова (по: Метеорол. режим..., 1960) нашла теплофизические коэффициенты для оз. Севан путем их непосредственного измерения и использовала эти же коэффициенты для Чимлянского водохранилища.

Обычно величина теплофизических коэффициентов принимается однозначной для всего водоема. Такой прием допустим для старых озер, где многовековая толща донных отложений сравнительно однородна по составу. Донные же отложения водохранилищ обладают большим разнообразием, характер их определяется составом залитых при затоплении почв и образованием вторичных отложений, вызванных деятельностью водоема. Естественно предположить, что грунты, обладающие разным составом, будут иметь разные теплофизические свойства. Для выяснения этого вопроса для Рыбинского водохранилища выполнено определение коэффициентов теплопроводности, температуропроводности и объемной теплоемкости для всех основных типов затопленных грунтов. Сюда вошли наиболее распространенные грунты верхнего слоя донных отложений: песок, илистый песок, песчаная и супесчаная почвы, серый, переходный и торфянистый илы, торф, разбухшие почвы и отложения из макрофитов.

Теплофизические коэффициенты определялись нестационарным импульсным методом, сущность которого заключается в измерении параметров неустановившегося температурного поля внутри исследуемого образца грунта, изолированного от внешних температурных влияний. Определение коэффициентов в большом количестве проб показало, что в грунтах разного состава величина их колеблется весьма значительно - от 3 до 5 раз. С целью выяснения зависимости величины теплофизических коэффициентов от других физических свойств грунта в отобранных пробах были определены объемный вес, гранулометрический состав, содержание органики и максимальная молекулярная влагоемкость. Сопоставление их показало, что зависимость теплофизических коэффициентов от каждой из указанных характеристик весьма определена и может быть выражена графически в виде кривой. Основной характеристикой грунта, влияющей на его теплофизические свойства, является общее содержание в нем органического вещества, учитываемое потерей в весе при прокаливании. Содержание органики в грунте определяет также и другие его свойства: объемный вес, влажность, максимальную молекулярную влагоемкость.

Кривая зависимости коэффициентов температуропроводности грунта (K) от содержания органики в нем имеет вид гиперболы (рис. 66) с приближающимися к осям координат ветвями - горизонтальной и вертикальной. Вертикальная ветвь образуется точками, принадлежащими пробам из песка, илистого песка и песчанистой почвы. Для этой части кривой характерна большая степень зависимости величины коэффициента от содержания

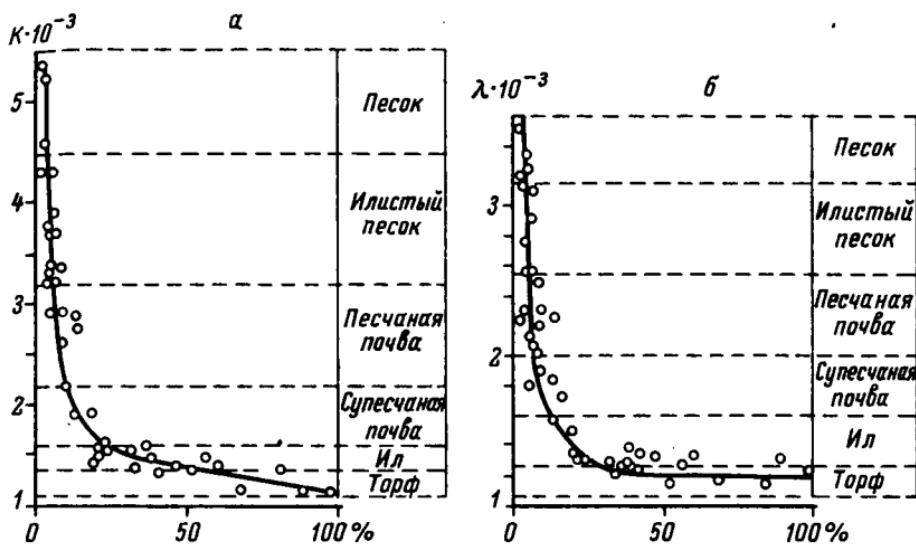


Рис. 66. Кривые зависимости коэффициентов температуропроводности (а) и теплопроводности (б) от содержания органики в грунте.

органики. При увеличении органики в грунте от 0.6 до 10% величина K уменьшается с $5.5 \cdot 10^{-3}$ см 2 /с, т.е. в 2.5 раза. Верхняя точка кривой относится к пробе песка с содержанием органики 0.6% и $K 5.42 \cdot 10^{-3}$ см 2 /с. С увеличением содержания органики в песке до 3% K уменьшается до $4.3 \cdot 10^{-3}$ см 2 /с. С появлением в песке ила (илистый песок) и с увеличением в связи с этим содержания органики до 5% величина K уменьшается до $3.2 \cdot 10^{-3}$ см 2 /с. Нижняя часть вертикальной ветви образуется точками, принадлежащими пробам из песчаных почв. Органика в пределах этой группы увеличивается от 5 до 10%, а величина K уменьшается с 3.2 до $2.2 \cdot 10^{-3}$ см 2 /с. Вертикальная и горизонтальная ветви кривой соединяются переходной частью – вершиной гиперболы, образованной точками, относящимися к пробам из супесчаных почв. Органика в пределах этой группы увеличивается от 10 до 20%, а величина K уменьшается с $2.2 \cdot 10^{-3}$ см 2 /с.

Горизонтальная ветвь кривой характерна тем, что при большом изменении содержания органики в пробах – от 20 до 88% – величина K меняется незначительно – в пределах $1.6-1.1 \cdot 10^{-3}$ см 2 /с. Она образуется точками, принадлежащими пробам, взятым из илов и торфа. В группу илов входят серый, переходный и торфянистый илы. Несмотря на их большое различие по содержанию органики с колебаниями от 20 до 60%, величина K обладает удивительным постоянством – $1.6-1.3 \cdot 10^{-3}$ см 2 /с. Она не меняется в пределах этой группы и с различием плотности

ила. Так, К оказался однозначным в пробах, отобранных в одном месте из верхнего слоя с полужидким илом и из нижнего на глубине 1 м с илом пластичной консистенции. В пробах, отобранных из торфа, содержание органики увеличивается до 80-88%, а величина К уменьшается до $1.3-1.1 \cdot 10^{-3}$ см²/с.

Кривая зависимости коэффициентов теплопроводности от содержания органики в грунте (рис. 66) аналогична таковой температуропроводности. Значения коэффициентов теплопроводности резко уменьшаются с небольшим увеличением содержания органического вещества в пробах песка, илистого песка и песчаных почв и изменяются незначительно в пробах ила и торфа.

Несмотря на сходство кривых зависимости К и λ от содержания органики в грунте, между этими коэффициентами строгой зависимости не наблюдается, так как они имеют разную физическую сущность: К характеризует скорость рассеивания температуры в грунте, λ - скорость проникновения тепла.

Теплофизические коэффициенты имеют тесную связь и с некоторыми другими физическими характеристиками грунта - объемным весом и максимальной молекулярной влагоемкостью грунта. Более или менее тесной связи теплофизических коэффициентов с гранулометрическим составом не обнаружено. Коэффициент теплопроводности λ находится в прямой зависимости от объемного веса грунта (рис. 67). С увеличением объемного веса от 1.0 до 1.9 г/см³ значение λ возрастает от 1.1 до $3.5 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·град. В нижней части кривой группа точек с объемным весом 1.1-1.2 г/см³ и величиной λ $1.1-1.4 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·град. относится к илам и торфам. С появлением в илах и в почвах примеси песка объемный вес и величина λ возрастают, достигая наибольшего значения в песках (точки в верхней части кривой).

Коэффициент теплопроводности находится в обратной зависимости от величины максимальной молекулярной влагоемкости грунта. При увеличении максимальной молекулярной влагоемкости грунта от 10 до 20% величина λ резко уменьшается - от 3.5 до $1.8 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·град. При дальнейшем увеличении влагоемкости в пробах грунта изменение значений λ менее значительно. Резкое изменение значений λ с увеличением максимальной молекулярной влагоемкости происходит в пробах песка, песчаных и супесчаных почвах. Это хорошо видно на верхней части кривой. В илах и торфе с большим диапазоном изменения максимальной молекулярной влагоемкости величина λ колеблется в малых пределах - нижняя часть кривой (рис. 67).

Кривые зависимости коэффициента температуропроводности (К) от объемного веса и максимальной молекулярной влагоемкости грунта (рис. 68) по своему характеру схожи с кривыми зависимости значений λ от этих же характеристик грунта. При увеличении объемного веса грунта от 1.0 до 1.9 г/см³ значение К увеличивается от 1.1 до $5.5 \cdot 10^{-3}$ см²/с. В нижней части кривой точки, относящиеся к пробам ила и торфа, образуют группу с небольшими колебаниями объемного веса - от 1.0

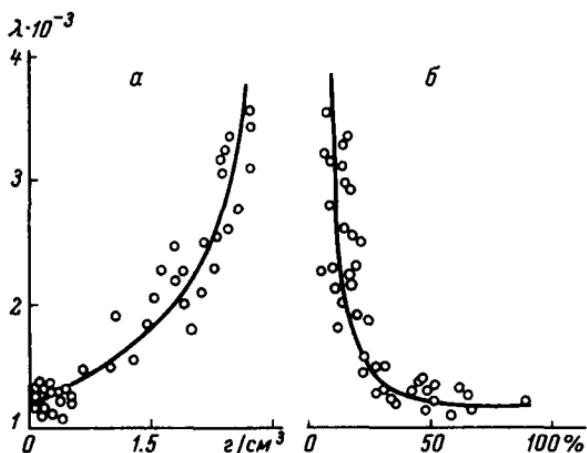


Рис. 67. Кривые зависимости коэффициента теплопроводности от объемного веса (а) и максимальной молекулярной влагоемкости грунта (б).

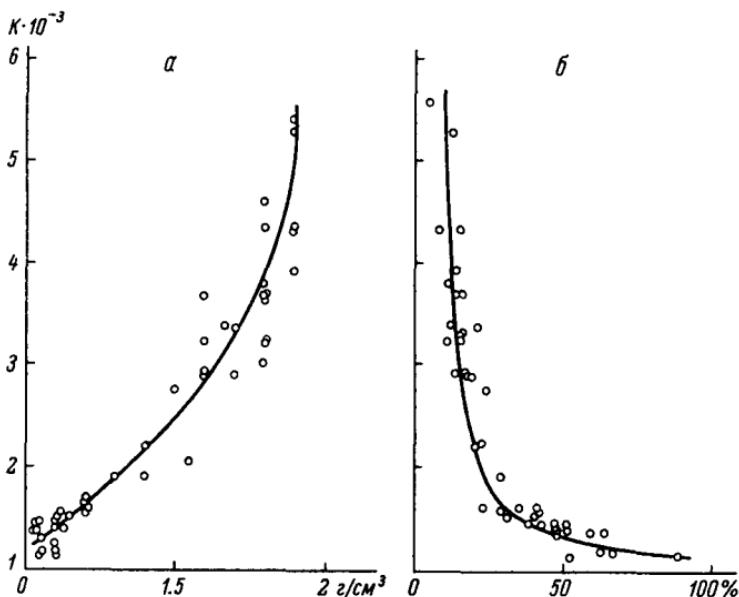


Рис. 68. Кривые зависимости коэффициента температуропроводности от объемного веса (а) и максимальной молекулярной влагоемкости грунта (б).

до $1.2 \text{ г}/\text{см}^3$ – и величину K в пределах $1.1-1.7 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$; точки верхней части кривой относятся к пробам песка и иллюстрированного песка. При увеличении максимальной молекулярной влагоемкости от 10 до 20% значение K резко уменьшается от 5.5

до $2.0 \cdot 10^{-3}$ см²/с, при дальнейшем ее увеличении от 20 до 30% происходит изменение степени зависимости, перелом кривой. При увеличении максимальной молекулярной влагоемкости выше 30% величина К изменяется незначительно.

Кроме рассмотренных групп грунта теплофизические коэффициенты определены в разбухших почвах, глине и отложениях из макрофитов. Разбухшие почвы образуются в результате пептизации затопленных почв с изменением плотности до пластической консистенции. Они встречаются как на временно затопленных площадях, так и на постоянно залитых и выделяются В.П. Курдиным (1959) в самостоятельный тип грунта. Пробы глины отобраны из верхнего слоя грунта. Сравнительно небольшой ее объемный вес свидетельствует о том, что отложения образованы переотложившимися частицами. Отложения из макрофитов представляют измельченные частицы отмершей растительности. Ниже приведены характеристики этих видов грунтов и соответствующие коэффициенты (табл. 56).

Определения величин теплофизических коэффициентов в основных типах затопленных грунтов показали, что величина их колеблется в значительных пределах и зависит от состава грунта. Графическое сопоставление этих величин с другими свойствами грунта позволяет разбить все грунты на две основные группы. К одной из них можно отнести пески, глины, илистые пески, супесчаные и песчаные почвы. В грунтах этой группы теплофизические коэффициенты значительно меняют свою величину. Тогда как объемный вес, содержание органики и максимальная молекулярная влагоемкость изменяются мало. К другой группе относятся серый, переходный и торфянистый илы, торф, разбухшие почвы и отложения из макрофитов. С изменением свойств этих грунтов величина их теплофизических коэффициентов колеблется в незначительных пределах.

Различие в теплофизических характеристиках грунта в 2-3 раза свидетельствует о том, что при прочих равных условиях проникновение тепла в илистые грунты происходит медленнее, чем в песчаные, а при одинаковой температуре теплозапас в илах в 2-3 раза больше, чем в песчаных грунтах.

Установленная зависимость величины коэффициентов теплопроводности и температуропроводности, с одной стороны, и объемного веса, содержания органики и максимальной молекулярной влагоемкости - с другой - позволяет по одной, более легко определяемой характеристике грунта находить его теплофизические коэффициенты, не определяя их непосредственно.

Значения коэффициентов объемной теплоемкости грунтов и данные по распределению температуры в воде и метровом слое грунта позволили подсчитать теплозапас в них для периодов, близких к максимальному и минимальному прогреву (Бакастов, 1967).

Таблица 56

Физические характеристики и теплофизические коэффициенты для различных типов грунтов

Грунт	Объемный вес, г/см ³	Органика, %	Максимальная молекулярная влагоемкость, %	K·10 ⁻³ см ² /с	$\lambda \cdot 10^{-3}$ кал см·с·град.
Разбухшая почва	1.15	35.2	41.8	1.50	1.28
Желтая глина	1.90	6.5	14.7	3.94	3.10
Синеватая глина	1.65	7.7	17.6	2.94	2.19
Отложения из макрофитов	1.05	50.0	51.0	1.37	1.25

Теплозапас в воде вычислен аналитическим способом раздельно по слоям между горизонтами, на которых измерялась температура. Летом это были горизонты 0.5, 2, 5, 10, 15 и 20 м, а зимой через 1 м глубины. Затем суммированием определялся общий теплозапас для всего водоема.

Теплозапас каждого слоя вычисляется по формуле

$$T_n = \frac{1}{2} \left(\frac{a_1 + a_2 + \dots + a_n}{n} + \frac{b_1 + b_2 + \dots + b_n}{n} \right) \cdot V_n,$$

где T_n – теплозапас слоя воды между соседними горизонтами, $a_1 + a_2 + \dots + a_n$ – сумма температур, измеренных на одном горизонте, $b_1 + b_2 + \dots + b_n$ – сумма температур на другом горизонте, n – число измерений на горизонте, V_n – объем слоя воды между горизонтами.

Теплозапас в слое воды зависит от объема этого слоя и его средней температуры. Летом максимальный теплозапас наблюдается в поверхностном слое, а с глубиной он заметно уменьшается, чему способствует главным образом уменьшение объема нижних слоев. Зимой максимальный теплозапас наблюдается в слое 4–5 м от поверхности. Вверх и вниз от этого слоя теплозапас уменьшается, достигая нулевого значения у нижней поверхности льда и в точке, соответствующей максимальной глубине.

В грунте сначала подсчитывался элементарный теплозапас в калориях на столбик грунта сечением 1 см² и высотой 1 м для каждой вертикали по измеренным температурам и соответствующим данному грунту коэффициентам объемной теплоемкости. Затем определяли общий теплозапас в метровом слое грунта путем умножения среднего элементарного теплозапаса на площадь дна, соответствующую данной съемке. Изменение величины теплоза-

Таблица 57

Величина теплозапаса водохранилища в период минимального и максимального прогрева (ккал·10¹²)

Дата	Теплозапас		Изменение теплозапаса		
	в воде	в грунте	в воде	в грунте	
				в слое 1 м	общий
19 II 1961	9.7	8.4	517.9	50.6	126.5
3 VIII 1961	527.6	59.0			
28 II 1964	6.0	6.2	352.9	38.8	97.0
1 VIII 1964	358.9	45.0			

паса в метровом слое грунта за период между его минимальным и максимальным прогревом в 1961 и 1964 гг. составило соответственно $50.6 \cdot 10^{12}$ и $38.8 \cdot 10^{12}$ ккал.

Естественно, что полученная нами величина составляет некоторую часть общего изменения теплозапаса в грунте, так как годовые колебания температуры на глубине 1 м еще значительны. Л. Л. Россолимо (1932) принял для оз. Белого по аналогии с оз. Мендота, что изменение теплозапаса метрового слоя грунта составляет 50% от общего изменения теплозапаса в грунте. По температурным разрезам в грунте, полученным расчетом для Иваньковского водохранилища, К. И. Россинским (по: Крицкий и др., 1947) эта же величина для периода февраль-август определена в 36%. Допускаем, что полученная нами величина изменения теплозапаса в метровом слое составляет 40% общего изменения теплозапаса в грунте. Ниже представлены результаты расчета теплозапаса в периоды минимального и максимального прогрева водохранилища для двух различных по режиму лет (табл. 57).

Таким образом, имеющиеся сведения позволяют получить представление о распределении температуры грунтов по акватории водоема и ее сезонных изменениях, определить значения теплофизических коэффициентов в разных по составу грунтах, установить различия между ними, рассчитать теплозапас в метровом слое грунта и оценить роль донных отложений в тепловом балансе водоема.

Г л а в а УП

МНОГОЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ И ТЕПЛОЗАПАС ВОДОЕМА

Территория водосбора Рыбинского водохранилища находится под периодическим воздействием воздушных масс различного происхождения. При разных типах атмосферной циркуляции количество солнечной энергии, поступающей на земную поверхность, существенно изменяется. По данным гидрометеорологических станций Торжок, в мае-июле наибольшие значения месячной суммы радиации превышают наименьшие в бассейне Верхней Волги за 1956-1968 гг. на 35-45%, а у мыса Рожновского за 1954-1963 гг. на 45-70% и даже на 85% (Климатол. справочник, 1972). Наибольшие и наименьшие значения среднемесячной температуры воздуха весной и в начале осени различаются на 4-5°, летом и в конце осени - на 6-8°. Число дней с положительной температурой воздуха, от 0.1 до 5°, в декабре-феврале 4-9, в ноябре и марте - до 12. Колебания климатических факторов вызывают изменения теплосодержания вод и определяют многолетний ход температуры в водоеме, который прежде всего проявляется в ее сезонной изменчивости.

ХАРАКТЕР МНОГОЛЕТНИХ СЕЗОННЫХ КОЛЕБАНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ

Экстремальные величины температуры в середине зимы представлены ниже (табл. 58).

В Главном пlesе водохранилища в 1961-1964 гг. подледный слой большую часть зимы имел температуру, близкую к 0.1-0.2°. В придонном слое колебания температуры оказались более существенными (табл. 59). На русловых участках водоема разность крайних значений температуры в феврале составляла 1.4-2.2°, а на остальной части акватории пlesа преимущественно около 1°. В декабре величины температуры более однородны, а в конце зимы различаются более существенно, чем в феврале, что хорошо прослеживается по ходу изотерм (рис. 15).

Многолетние температурные съемки, выполненные при разных гидрометеорологических ситуациях, показали практически сходный характер изменения температуры в течение сезона и от года к году по всей акватории водоема, включая прибрежье.

Т а б л и ц а 58

Экстремальные значения температуры воды ($^{\circ}\text{C}$)
на рейдовых вертикалях в середине зимы
за многолетний период

Место наблюдений и период	Глубина, м	Пределы колебаний температуры
Переборский залив 1949-1967	2.0	0.1-2.0
	5.0	0.2-2.0
	10,0	0.2-2.0
	0.5 выше дна	1.1-5.0
Брейтovo 1960-1967	2.0	0.2-0.5
	6.0	0.7-1.2
	0.5 выше дна	1.5-3.0
Мыс Рожновский	0.5	0.1-0.5
	2.0	0.1-0.5
	0.5 выше дна	0.2-1.3

Многолетние изменения температурных условий водоема во время очищения ото льда приближенно можно охарактеризовать величиной наибольших и наименьших декадных температур у водомерных постов. При средней многолетней величине температуры во второй декаде апреля, равной $0.5-0.7^{\circ}$, наибольшие значения ее достигали $1.5-2^{\circ}$, а срочные даже 5° . Наименьшая величина, равная 0° , наблюдалась в 30-70% случаев измерений. В конце апреля минимальные значения среднедекадных температур равны $0.1-0.2^{\circ}$, максимальные - $6-8^{\circ}$ при колебаниях срочных значений $10-12^{\circ}$ и 0° в 15-35% случаев измерений. Ближе к открытой части водоема, у мыса Рожновского, во вторую декаду апреля средняя величина температуры воды в 50% случаев равнялась 0° , а в последней декаде изменилась от 0 до 5.5° (Ресурсы поверхностных..., 1967).

Сроки повышения температуры воды до определенных величин варьируют по годам довольно широко. Переход температуры через 4° может наблюдаться на две недели раньше и позже многолетнего срока. В.И. Рутковский (1963), анализируя ход температуры верхнего слоя воды у мыса Рожновского, отмечал, что за 5 лет (1954-1958 гг.) одинаковые температуры в интервале $1-15^{\circ}$ в холодную весну наступали на 18-21 день позже, чем в теплую.

В безледный период при непосредственном поглощении водой солнечной радиации и тепла атмосферы связь температуры вод с погодными условиями еще теснее, чем зимой. Статистическая обработка данных за время нормальной эксплуатации водохранилища (табл. 60) показала соотношение величин среднемноголет-

Таблица 59

Многолетние колебания температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) в Главном плесе (февраль 1961-1964 гг.)

№ стан- ции	Глубина, м	0.5 м ниже льда		0.5 м выше дна		Разность тем- ператур при- донного слоя
		наибольшая	наименьшая	наибольшая	наименьшая	
Западная часть						
38	13.0-14.8	0.4	0.1	2.6	0.5	2.1
39	11.5-13.0	0.2	0.1	2.8	1.3	1.5
42	11.5-13.5	0.2	0.1	3.4	1.6	1.8
40	6.1-8.1	0.1	0.0	3.2	2.3	0.9
41	5.4-6.7	0.2	0.1	2.8	1.9	0.9
Северная часть						
24	11.5-12.8	0.2	0.1	1.9	1.0	0.9
26	12.5-14.5	0.1	0.0	2.1	1.0	1.1
30	6.5-7.5	0.4	0.1	2.6	1.5	1.1
Центральная часть						
10	6.5-7.5	0.1	0.0	1.7	0.8	0.9
14	5.5-7.2	0.0	0.0	0.8	0.6	0.2
20	4.5-5.5	0.3	0.2	3.0	2.2	0.8
30	6.5-7.5	0.4	0.1	2.6	1.5	1.1
33	15.0-17.3	0.0	0.0	2.4	0.8	1.6
32	7.4-9.0	0.3	0.1	2.5	1.5	1.0
46	4.5-6.0	0.0	0.1	2.0	0.4	1.6
47	12.9-14.1	0.5	0.0	3.0	1.6	1.4

них и характерных температур воды по декадам и месяцам в разных частях водоема. В начале весны более высокая температура характерна для Моложского плеса, с июня до ледостава — для Волжского. Наиболее низкая температура весной и летом за многолетний период отмечается в Главном плесе, с конца лета до ледостава — в Шекснинском.

Разность крайних значений среднемесячных температур в мае-июле колеблется от 4.5 до 8°, осенью — от 4.5 до 6°. В Волжском плесе она уменьшается до 3.5-5.5°. Диапазон колебания среднедекадных температур больше, чем среднемесячных, и составляет в мае-июле 7-13° и только в Волжском плесе у с. Коприно — 6-8°. В августе-октябре на мелководных и защищенных участках Шекснинского и Моложского плесов эти колебания составляют 5.5-9.5°, а у Коприна и мыса Рожновского — преимущественно от 4.5 до 6.5°.

Ход изменения величины температуры для всех пунктов измерений от мая к августу уменьшается, а затем увеличивается, достигая наибольших значений в октябре.

По амплитуде колебаний величин среднемесячных температур воды Рыбинское водохранилище занимает промежуточное положение между озерами Селигер и Сенежское, с одной стороны, и Белое и Плещеево — с другой. В первых двух амплитуды колебаний меньше (4-7°), во вторых — больше (5-9°).

Ноябрь — переходный месяц от осени к зиме, температурные условия водоема в это время так же неустойчивы, как и ранней весной. В одни годы удерживается теплая погода, и температура в первую декаду превышает 5°, в другие — с конца октября в водоеме интенсивно развивается ледообразование, а в ноябре декадная температура воды не превышает 0.5°. Это подтверждается многолетними характеристиками температуры воды по декадам за ноябрь у мыса Рожновского (1948-1972 гг.).

	Среднемноголетняя	Наибольшая	Наименьшая
I	1.6	5.4	0(25%)
II	0.5	2.2	0(42%)
III	-	0.9	0(92%)

За время существования водохранилища прослеживаются годы с различными температурными условиями (рис. 69). Так, в 1952 г. с мая по октябрь среднемесячная температура была ниже нормы. Но наибольшее отклонение в сторону понижения наблюдалось в 1956 г., когда в летнем сезоне она была наименьшей за годы существования водоема.

Особенно теплым оказалось лето 1972 г., за июнь-август температура воды превышала норму на 2.5-4.5°. Однако в результате низких осенних температур сумма их за май-октябрь в этом году оказалась равной обычному теплому году, напри-

Таблица 60

Многолетние изменения экстремальных температур (°C) в ряде пунктов водохраннлища

Месяц, декада	Коприно (1947-1982 гг.)				Весьегонск (1948-1974 гг.)				Маркса (1949-1974 гг.)				Мыс Рожновский (1948-1972 гг.)				
	Х	Х _{макс}	Х _{мин}	С	Х	Х _{макс}	Х _{мин}	С	Х	Х _{макс}	Х _{мин}	С	Х	Х _{макс}	Х _{мин}	С	
У	1	7.5	10.4	4.0	0.33	8.1	11.4	2.9	0.28	6.0	9.7	1.8	0.39	4.7	8.6	0.5	0.49
	II	10.4	14.0	8.3	0.18	11.3	15.7	7.0	0.21	9.9	14.9	6.6	0.23	8.6	14.3	0.9	0.33
	III	13.1	16.0	10.1	0.13	13.1	17.7	6.8	0.20	12.4	17.9	7.4	0.20	11.6	16.3	7.7	0.18
Средняя	10.3	12.7	8.1	0.16	10.8	14.4	6.6	0.17	9.5	13.0	6.2	0.20	8.3	11.7	3.6	0.24	
УГ	I	15.4	19.5	12.2	0.14	15.3	20.2	12.0	0.15	15.3	21.9	11.8	0.17	14.6	19.1	11.4	0.15
	II	17.7	21.6	14.4	0.12	17.2	21.2	12.9	0.13	17.0	21.9	12.0	0.12	16.7	22.4	13.1	0.14
	III	18.5	21.5	15.3	0.09	18.5	23.0	14.4	0.12	18.2	21.6	14.2	0.11	18.0	21.6	14.1	0.11
Средняя	17.2	19.2	14.8	0.09	17.0	19.6	13.7	0.10	16.8	19.6	14.5	0.10	16.4	18.9	13.4	0.10	
УГII	I	18.9	22.6	15.0	0.08	19.0	25.5	13.3	0.13	18.5	23.9	13.8	0.14	18.3	23.7	14.0	0.12
	II	20.0	24.3	16.4	0.11	19.7	28.0	15.8	0.13	19.8	26.2	15.0	0.13	19.3	25.2	15.7	0.12
	III	19.8	23.5	16.6	0.09	19.5	23.6	15.2	0.12	18.9	23.9	14.5	0.13	19.1	22.6	15.2	0.10
Средняя	19.5	22.6	17.5	0.08	19.4	24.5	16.6	0.10	19.0	23.5	15.9	0.10	18.9	23.6	16.1	0.09	
УГIII	I	19.3	21.5	17.1	0.08	18.7	22.2	15.5	0.11	18.4	22.4	15.2	0.12	18.7	20.9	16.0	0.09
	II	18.6	20.2	15.1	0.08	17.8	21.4	14.4	0.10	17.6	20.2	14.1	0.09	17.9	20.3	15.0	0.08
	III	17.3	19.6	15.2	0.09	16.8	20.4	13.9	0.11	16.2	19.7	12.4	0.12	16.7	19.4	13.2	0.08
Средняя	18.4	20.1	15.8	0.06	17.8	21.3	15.0	0.08	17.4	20.6	14.7	0.07	17.8	20.1	15.7	0.06	
Средняя	I	15.5	18.9	13.1	0.11	14.8	20.1	11.5	0.15	13.9	19.7	10.1	0.15	14.7	18.6	12.3	0.13
	II	13.5	16.9	11.0	0.13	12.3	15.5	8.4	0.16	11.5	15.7	7.9	0.18	12.4	15.5	9.3	0.14
	III	11.2	13.3	8.7	0.14	8.8	12.5	5.2	0.18	8.7	12.1	4.8	0.20	9.7	12.8	7.2	0.14
Средняя	13.4	15.9	11.5	0.12	12.3	14.6	8.4	0.14	11.4	14.6	8.0	0.15	12.3	14.7	10.2	0.11	
Х	I	8.8	11.7	5.4	0.18	7.3	10.8	3.8	0.24	6.5	10.2	3.5	0.28	7.2	10.6	4.4	0.22
	II	6.8	9.8	2.7	0.28	5.4	8.7	2.0	0.33	4.6	8.1	1.8	0.40	5.6	8.4	2.8	0.31
	III	4.5	6.2	1.2	0.32	3.4	5.7	0.2	0.46	2.6	5.4	0	0.57	3.4	5.8	0.2	0.47
Средняя	6.6	8.8	3.1	0.21	5.4	7.6	2.0	0.28	4.5	6.5	1.9	0.29	5.4	7.9	2.5	0.26	

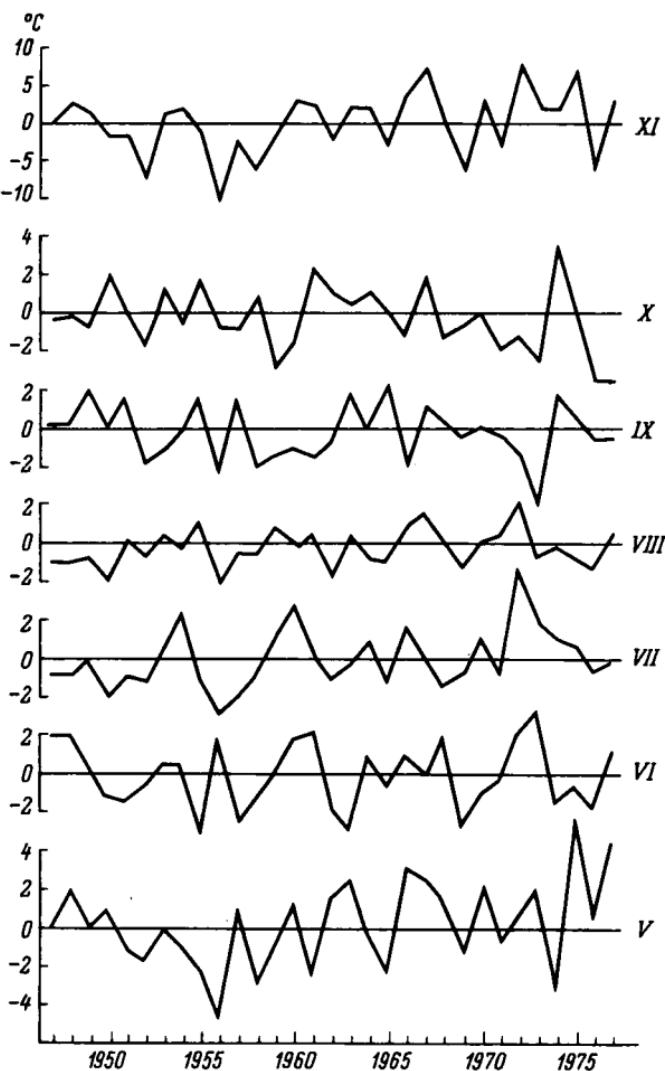


Рис. 69. Кривые отклонения от нормы среднемесячных температур воды за 1947-1977 гг.

мер 1967 г., когда с апреля по октябрь среднемесячная температура отклонялась от нормы только до $2,5^{\circ}$.

С.Н. Тачаловым (1965) рассчитаны среднедекадные температуры по акватории и глубине водоема за 1947-1963 гг. Оказалось, что в третьей декаде июня наибольшее значение температуры воды на поверхности (21.7°) и по глубине (19.8°) было в 1954 г. В первой и второй декадах июля того же года температура повысилась до 23.6° по акватории и 22.3° по глубине. Только на 0.1° выше оказалась температура во второй декаде июля 1960 г. В июле 1972 г. среднемесячная темпера-

тура поверхностного слоя вод водохранилища составила 24.2° , что на 0.5° выше, чем в 1960 г. Для сравнения укажем, что в это же время температура вод Иваньковского водохранилища была 24.4° , Угличского – 23.8° (Матер. наблюдений..., 1974).

Наибольшая срочная температура воды составляет $20-22^{\circ}$ прохладным летом и $25-28^{\circ}$ при более теплой погоде и наблюдается обычно в годы с низким уровнем. На прибрежных участках, имеющих малый водообмен с водохранилищем, величина ее приближается к 30° или несколько превышает это значение. Так, 9 VII 1954 у с. Мякса замерена температура 30.9° , а 17 УП 1960 у д. Большая Луха – 30.1° (Гидрол. ежегодник, 1965). В середине июля 1972 г. в речных районах водохранилища наибольшие значения температуры в Волжском пlesе достигали 25.9° , в Шекснинском – 27.6° , а в Моложском у Весьегонска – до 28.5° . В прибрежных районах Главного пlesа температура воды была 28.1° у мыса Рожновского, 29.7° – у с. Брейтово. На проточных участках Моложского и Шекснинского пlesов наибольшая температура в июле 1972 г. оказалась примерно на 1° ниже многолетнего максимума, равного 26.9 и 28.4° в июле 1960 г.

Наиболее низкие температуры воды летом отмечены в июле 1950 г. По всей глубине водохранилища во второй половине месяца температура колебалась от 16.2 до 16.9° .

Приведенные величины декадных и срочных максимальных и минимальных температур подтверждают тот факт, что даже при устойчивой и однообразной погоде над всей территорией бассейна водохранилища величина и тенденция изменения температуры воды различны. Различия эти увеличиваются при разнообразных погодных условиях на водосборе.

Наглядное представление о многолетнем изменении температурных условий водоема в безледный период дают кривые отклонения среднемесячных температур воды от нормы (рис. 69). При этом использованы данные за 1947-1972 гг. водомерных постов г. Молога и мыс Рожновский, за 1973-1977 гг. – Переборы.

В повторяемости положительных и отрицательных отклонений среднемесячной температуры воды от нормы прослеживается некоторая периодичность. В 1950-1959 гг. весной и летом температура воды была преимущественно ниже нормы. Отрицательные аномалии достигали $2.5-3^{\circ}$, в мае 1956 г. – даже 4.8° . В 1952 г. пониженная температура сохранялась с мая по октябрь, а в 1956-1958 гг. – большую часть этого времени. Положительные аномалии в этот период чаще наблюдались осенью и не превышали 2° . В этой группе лет близкая к норме температура отмечалась лишь в 1953 и 1954 гг. Сумма среднемесячных температур воды за май-октябрь, характеризующая теплое состояние водоема в безледный период с 1950 по 1959 г., была преимущественно ниже нормы.

С 1960 по 1968 г. в тепловом состоянии вод прослеживалась иная тенденция. В этот период температура воды была выше нормы не менее чем в течение четырех месяцев из шести. В 1966 г. повышенное теплосодержание вод отмечалось с мая по август, в 1967 г. - с мая по октябрь. Превышения среднемесячных температур над нормой достигали 3.3° . В результате сумма температур за безледоставный период оказалась преимущественно выше нормы.

В последующие годы (с 1969 по 1977 г.) отклонения ее имели разный характер. В 1969 и 1976 гг. прослеживалась преимущественно отрицательная аномалия температуры, в 1972 г. - положительная. Близкие к норме значения температуры характерны для 1970 и 1971 гг., а в 1973-1975 гг. отмечались близкие от нормы колебания температуры.

Приведенные (рис. 69) данные позволяют проследить внутрисезонные различия температурных условий водоема в разные годы. Так, в 1951 и 1955 гг. весной и летом теплосодержание вод было преимущественно ниже нормы. Тёплая осень частично компенсировала недостаток тепла в воде, в целом за безледоставный период количество его приближалось к норме. В другие годы, например 1960, 1966, 1972, 1973 гг., весной и летом воды интенсивно прогревались, температура их превышала норму, а осенью за счет интенсивного выхолаживания значения ее резко снижались. При резкой смене климатических условий в 1949, 1953, 1961 гг. наблюдались кратковременные положительные и отрицательные аномалии температуры, а температурный режим в целом был неустойчивым.

Таким образом, в многолетнем ходе изменений температуры четко прослеживается фаза отрицательных отклонений от нормы (1949-1961 гг.) и положительных аномалий (1962-1974 гг.). Наиболее отчетливо это проявляется для первой половины лета. При сохранении такой тенденции во второй половине лета абсолютные значения отклонений ее от нормы уменьшаются. Осенью характер изменений температуры меняется на обратный, при этом продолжительность аномалий одного знака уменьшается, и за весь период наблюдений положительная и отрицательная тенденции повторяются. За период с 1950 по 1978 г. прослеживаются два цикла колебания температуры, каждый из которых включает положительную и отрицательную аномалии.

Многолетняя периодичность в отклонении среднемесячных температур от нормы подтверждается ходом интегральных кривых (рис. 70), отражающих накопление отрицательных аномалий в годы с преобладающей холодной погодой. Ветвь спада кривых, наиболее отчетливо прослеживающаяся в мае-июле, показывает процесс нарастания отрицательных аномалий особенно четко в мае 1949-1961 гг. и в июне-июле по 1959 г. До 1965 г. на этом участке кривой прослеживалась неустойчивая тенденция в колебаниях температуры, а с 1965 г. преобладала положительная аномалия.

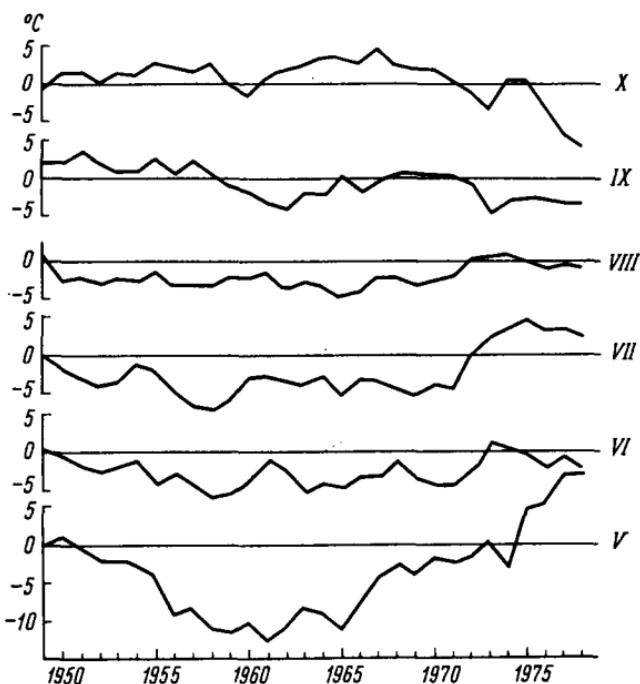


Рис. 70. Интегральные кривые отклонения от нормы среднемесячных температур воды за 1949-1978 гг.

Полный цикл многолетних изменений температуры воды закончился в начале 70-х годов, когда кривая пересекла нулевое значение и изменила отрицательную тенденцию на положительную.

За 30-летний период наблюдений наиболее значительные отклонения температуры воды от нормы (до $\pm 4.8^{\circ}$) отмечались в мае-июле. В августе температура наиболее стабильна. Осенние аномалии меньше весенне-летних, однако, начиная с 1973 г., амплитуда колебания температуры в этом сезоне увеличилась.

Периодичность в изменении знака отклонения среднемесячных температур от нормы и распределение во времени максимально-минимальных значений декадных и месячных температур интересно сопоставить с преобладающими типами атмосферной циркуляции над северной частью ЕТС. Особенности циркуляции атмосферы за 1949-1973 гг. характеризовались комбинацией форм Е + С, имели несколько стадий, различающихся повторяемостью развития атмосферных процессов основных форм (Гирс, 1971).

По данным А.Ф. Изотовой (1977), в районе озер Лача, Во же, Кубенское, граничащем с северной частью бассейна Рыбинского водохранилища, в период 1951-1962 гг., представляющий многоводную фазу полного цикла изменения увлажненности се-

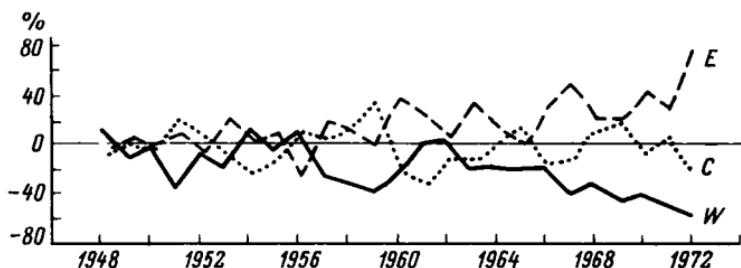


Рис. 71. Отклонения (дни) от нормы процессов форм Е, С, В за май-октябрь (по: Гирс, 1971).

верной части ЕТС, повторяемость форм *W*, *E*, *C* равнялась соответственно 28, 43, 29%, а в 1963–1973 гг. маловодной фазы – 19, 53, 28% (рис. 71).

Перераспределение повторяемости западной и восточной форм циркуляции должно было отразиться на ряде характеристик атмосферы, а затем и на прогреве вод, поскольку для мелководных водоемов характерна прямая связь между температурой воды и воздуха. Расчеты показали, что в 1963–1973 гг. среднемесячный объем притока в водохранилище составил весной 60–80%, летом и осенью – 40–60% от величины тех же характеристик стока в период 1949–1962 гг. (табл. 61). Среднемесячные температуры воды за указанные периоды имели небольшую по величине, но устойчивую по знаку разность во все месяцы, кроме октября. В октябре с началом внутригодовых преобразований циркуляции разность величин температуры меняет знак.

В отдельные годы в теплое время наблюдалось преимущественное развитие восточного (1953–1955, 1960, 1961 гг. и др.) или меридионального переноса (1952, 1956, 1959 гг. и др.), что также отразилось на отклонении среднемесячных величин температуры воды и их сумм от нормы. Положительные аномалии температуры, как правило, приходятся на годы, когда в теплое время активизировалась восточная форма, отрицательные – при усилении меридионального переноса.

Неоднократная повышенная активность процессов циркуляции типа С, наблюдавшаяся в 1949–1962 гг., вызывала не только более низкую температуру воды, но и наиболее частую повторяемость минимальных значений декадных и месячных температур, а также меньшую продолжительность сохранения температуры в определенных интервалах значений. Наоборот, активизация процессов циркуляции формы Е в 60-х и начале 70-х годов сопутствовала максимальным значениям тех же температурных характеристик и более продолжительному времени сохранения среднедекадных температур выше 10, 15, 20°. Это подтверждается и данными по оз. Пено. Здесь на период циркуляции типа С приходится 18 случаев минимальных значений

Таблица 61

Средние величины объема притока в водохранилище и средние температуры воды за период циркуляции атмосферы типа С (1949–1962 гг.) и типа Е (1969–1973 гг.)

Месяц	Объем притока, км ³		Температура воды, °С					
			Весьегонск		Мякса		мыс Рожновский	
	С	Е	С	Е	С	Е	С	Е
Май	7.54	5.34	10.4	11.6	8.9	10.3	7.5	9.3
Июнь	3.07	2.12	16.6	17.4	16.3	17.2	16.2	16.8
Июль	2.36	1.34	19.1	19.6	18.5	19.6	18.6	19.6
Август	2.13	0.93	17.6	18.2	16.9	18.1	17.6	18.2
Сентябрь	2.07	0.85	12.1	12.4	11.0	11.8	12.0	12.4
Октябрь	2.95	1.40	5.5	5.0	4.4	4.4	5.5	5.0

температуры и 7 максимальных, а на восточной перенос типа Е – 18 максимальных и 5 минимальных.

Таким образом, общая циркуляция атмосферы через изменение характеристик воздушных масс обеспечивает различную тенденцию отклонения от нормы среднедекадных и месячных температур воды, продолжительность периодов с температурами определенных величин и их время наступления в водоемах.

Характер многолетних колебаний температур воды определяется не только крупномасштабными процессами атмосферной циркуляции, но и рядом причин местного значения. На огромной территории бассейна водохранилища погодные условия, как правило, неодинаковы, поэтому прогрев речных вод и вод, заполняющих отдельные части водоема, развивается по-разному. Этот факт неоднократно отмечался нами при анализе внутрисезонного хода температуры воды в разных районах водоема.

Еще отчетливее влияние местных условий на теплосодержание вод видно при сопоставлении сроков наступления экстремальных и близких к ним температур за многолетний период. В речных районах вследствие малых глубин, меньшего объема вод, большего водообмена разброс по годам сроков минимальных и максимальных декадных и месячных температур гораздо шире, чем в открытой части водоема, например у мыса Рожновского. Аналогичная картина наблюдается в Иваньковском и Угличском водохранилищах.

Таким образом, в Рыбинском водохранилище четко прослеживаются многолетние изменения температуры воды. За годы существования водоема в многолетнем ходе температуры выявлены две фазы ее изменений. Одна из них характеризуется положительной аномалией отклонения температуры от нормы и связана

с восточным типом циркуляции атмосферы, другая фаза находится в тесной связи с отрицательной аномалией отклонения от нормы и обусловлена преимущественно меридиональным типом циркуляции атмосферы. Многолетние изменения температуры водохранилища хорошо согласуются с таковыми мелководных озер данной климатической зоны.

ТЕПЛОЗАПАС И ТЕПЛОСОДЕРЖАНИЕ ВОД

Тепловой режим водоема может быть охарактеризован количеством тепла в его водной массе – теплозапасом, или количеством тепла в единице объема или под единицей площади – теплосодержанием вод. Как элемент теплового баланса теплосодержание вод дает представление не только о термическом режиме, но и о процессах тепло- и влагообмена водоема с атмосферой.

Расчет теплозапаса Рыбинского водохранилища впервые был выполнен С.Н. Тачаловым (1965). Полученные им данные характеризуют среднедекадный запас тепла в водоеме с третьей декады апреля по вторую декаду ноября за период 1947–1963 гг. Им же подсчитано количество тепла на последний день месяца при ледоставе.

О.Ф. Кондрацова (1965) рассмотрела годовой ход теплозапаса, определив послойное и среднее по водоему теплосодержание вод. Сведения об изменении количества тепла, содержащегося под единицей поверхности ($см^2$), приводятся также в работах Е.А. Зайцевой (1965, 1968), в которых рассматривается тепловой баланс Рыбинского водохранилища.

Анализируя годовое изменение теплозапаса водохранилища С.Н. Тачалов установил, что его минимум падает на дату ледостава. В течение первого месяца после ледостава увеличение теплозапаса идет наиболее интенсивно, и количество тепла возрастает от значений, близких к нулю, до $10-12 \cdot 10^9$ ткал (табл. 62). В последующие месяцы прирост тепла идет гораздо медленнее, так как одновременно с прогревом вод происходит сработка объема, и зимой наибольшее количество тепла приходится на январь–февраль. Однако в отдельные годы внутрисезонные колебания температуры и количества тепла в воде значительно отклоняются от обычного хода.

По расчетам О.Ф. Кондрацовой (1965), в феврале 1961 г. теплосодержание эпи-, мета- и гиполимнона составляло 20, 100 и 220% от среднего по водоему, а в марте оно равнялось соответственно 25, 120 и 180%. Наибольший теплозапас водохранилища при ледоставе составляет не более 5% его наибольшей годовой величины.

В безледный период межгодовые различия теплозапаса определяются разной интенсивностью аккумуляции тепла и объемом водоема. Весной и в начале лета ведущая роль в изменении

Таблица 62

Теплосодержание вод Рыбинского водохранилища
за период ледостава на последний день месяца
(по: Тачалов, 1965)

Год	Месяц	Объем	Средняя температура воды, °С	Теплосодержание вод (10 ⁹ ткал)
1960	I	13.34	0.9	12.0
	II	10.52	1.2	12.6
	III	8.37	0.9	7.53
	XI	15.10	0.6	9.06
	XII	13.42	0.7	9.39
1961	I	16.05	0.7	11.2
	II	14.70	0.7	10.3
	III	14.10	1.4	19.8
	XI	19.36	0.6	11.6
	XII	16.15	0.8	12.9
1962	I	16.18	0.9	14.6
	II	12.08	1.1	13.3
	III	10.02	1.0	10.0
	XII	18.41	0.4	7.36
	I	14.60	1.1	16.1
1963	II	12.46	0.8	10.0
	III	10.52	0.7	7.36

теплозапаса принадлежит температуре, как более быстро меняющемуся фактору, летом – относительно устойчивой величине температуры – изменению объема вод.

Изменения объема водохранилища, накладываясь на сезонную изменчивость температуры, вызывают существенные внутрисезонные и межсезонные колебания теплозапаса. Так, увеличение тепла в водоеме от весны к лету в прохладном и многоводном 1961 г. шло интенсивнее, чем в теплом и маловодном 1960 г., и к концу июня суммарная величина его в первый год была больше, чем во второй (Кондрацова, 1985).

Весенное накопление тепла и осенняя теплоотдача при гомотермии вод происходят одновременно по всей глубине водоема. При вертикальной неоднородности температуры летом количество тепла с глубиной уменьшается, зимой, наоборот, увеличивается. Наибольшая разность послойного теплосодержания вод наблюдается в начале июня. Хотя объем эпилимниона (0-2 м) в это время, как и в течение года, меньше объема металимниона (2-5 м), его июньский теплозапас превышает теплозапас среднего слоя от 12 (1960 г.) до 19% (1961 г.).

Удельное теплосодержание вод эпилимниона в это время больше среднего по водохранилищу на 10-20%. Теплосодержание вод металимниона близко к среднему, гиполимниона - меньше среднего на 15-20%. Из-за разного объема вод термических слоев их теплозапас изменяется весьма существенно. Так, в конце июля-начале августа 1961 г. в водах гиполимниона запас тепла был больше, чем в то же время в 1960 г., на $72 \cdot 10^9$ ткал. В эпигидиуме запасы тепла различались на 21,4 и $28.4 \cdot 10^9$ ткал. В сентябре-октябре, как и в первой половине мая, теплосодержание вод по глубине практически одинаково и близко к среднему по водохранилищу.

За период с 1947 по 1963 г. наибольшая разница декадных и месячных величин теплозапаса всего водоема наблюдалась весной в конце апреля-начале мая и осенью в конце октября-начале ноября. В это время отношение наибольших значений теплозапаса к наименьшим составляло 6-16, в середине мая и октября оно равно 3-4, в остальное время - примерно 2.

Расчеты тепловых балансов Рыбинского и Иваньковского водохранилищ позволили оценить изменение теплосодержания вод в теплое время года под единицей площади водоема (см^2). В Рыбинском водохранилище по средним многолетним данным (Зайцева, 1965) увеличение теплосодержания вод начинается в апреле, наиболее интенсивно развивается в мае и заканчивается в июле. Месячные величины прироста тепла с апреля до июль равны соответственно около 1, 5, 2.3, 0.4 ккал/ см^2 . В конкретные годы при резком понижении температуры воздуха уменьшение теплосодержания вод может быть в июне и июле. Систематическое уменьшение количества тепла в воде начинается с августа - примерно на 2 ккал/ см^2 в месяц. В сентябре и октябре водоем теряет уже по 3.5 ккал/ см^2 в месяц.

В Иваньковском водохранилище ежемесячное увеличение и потери количества тепла меньше, чем в Рыбинском. В мае-июле при средних многолетних погодных условиях прирост тепла составляет соответственно 3, 1 и 0.2 ккал/ см^2 . В августе-октябре водоем теряет соответственно 1, 3.1 и 2.2 ккал/ см^2 . Причина этих различий заключается в более высоком водообмене Иваньковского водохранилища и существенной роли в тепловом балансе прихода и выноса тепла с речными и сбрасываемыми водами из водохранилища. По этой же причине в апреле теплосодержание вод в нем выше, чем в Рыбинском, примерно в полтора раза.

Обширные сведения о температуре воды Рыбинского водохранилища позволяют не только выявить основные особенности ее распределения по акватории и глубине водоема, показать сезонную и многолетнюю динамику температурных условий, рассчитать теплозапас, но и, используя необходимые метеорологические наблюдения и данные о радиационном балансе водной поверхности, составить тепловой баланс. Результаты расчета

Тепловой баланс ($\text{ккал}/\text{см}^2 \cdot \text{месяц}$) водохранилища за безледный период 1948–1964 гг. (Гидрометеорол. режим..., 1975)

Составляющие баланса	У	У1	УII	УIII	IX	X	Сумма за сезон
Приход							
Поглощенная радиация	12.2	13.7	13.2	9.7	5.5	2.3	56.6
Теплообмен между водной поверхностью и атмосферой	0.1	–	–	–	–	–	0.1
Теплообмен в водной массе	–	–	–	1.9	3.7	3.0	8.6
Теплообмен с грунтами дна	–	–	–	–	–	0.6	0.6
Итого:	12.3	13.7	13.2	11.6	9.2	5.9	65.9
Расход							
Эффективное излучение	4.1	3.7	3.4	3.3	2.8	1.9	19.2
Теплообмен между водной поверхностью и атмосферой	–	0.8	1.1	1.3	1.4	1.4	6.0
Потери тепла на испарение	2.3	6.4	7.4	6.7	4.7	2.4	29.9
Теплообмен в водной массе	5.3	2.5	0.9	–	–	–	8.7
Теплообмен с грунтами дна	1.0	0.5	0.4	0.6	0.7	–	3.2
Итого:	12.7	13.9	13.2	11.9	9.6	5.7	67.0
Невязка теплового баланса	–0.4	–0.2	0.0	–0.3	–0.4	0.2	–1.1

теплового баланса, выполненные в Рыбинской гидрометеорологической обсерватории, представлены выше (табл. 63).

Приведенные данные показывают, что основной приходной составляющей теплового баланса является поглощенная водой солнечная радиация. На ее долю приходится около 99% общего поступления тепла за безледный период. Главный расходный компонент баланса - испарение, на которое расходуется около 50%, и эффективное излучение, составляющее примерно 30% общего расхода тепла. Остальное тепло расходуется на изменение теплосодержания в водной массе и грунтах, а также на турбулентный обмен (Гидрометеорол. режим..., 1975).

Анализ элементов теплового баланса свидетельствует о том, что основная часть тепла, поступающего в водоем, расходуется его поверхностью и лишь небольшая часть, порядка 12% его общего количества, участвует в нагреве водной толщи. При мелководности водохранилища прогрев водной толщи практически идет синхронно с поступлением солнечной радиации, при уменьшении ее быстро начинается охлаждение водоема. К концу осени теплозапас практически расходуется полностью, средняя температура приближается к нулю, создавая условия для процесса ледообразования. Таким образом завершается термический цикл от весеннего нагревания до осеннего охлаждения водоема.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ многолетних материалов наблюдений выявил ряд характерных особенностей температурного режима воды и грунтов Рыбинского водохранилища, являющегося в настоящее время в этом отношении наиболее изученным среди подобных водоемов Советского Союза. Прежде всего он подтвердил, что температура воды в поверхностном слое до 0.5 м глубины довольно однородна по акватории водоема и только на мелководных участках зоны временного затопления отличается по величине и срокам наступления весенне-летнего прогрева и осеннего охлаждения.

В зоне временного затопления весенне повышение температуры воды происходит раньше, чем в Главном пlesе, и начинается с поступления талых и речных вод. Это характерно и для речных плесов водохранилища. Особенностью температурных условий открытых глубоководных участков водоема является повышение температуры поверхностного слоя воды под ледяным покровом. Обычно весенний прогрев вод в прибрежных участках и в речных плесах протекает более интенсивно, чем в Главном. Сдвиг в переходе температуры воды через 0.2° между этими районами составляет около двух недель и наблюдается в апреле. Аналогичный сдвиг во времени происходит при дальнейшем прогреве вод водохранилища.

Свообразными температурными условиями характеризуется зона временного затопления. Локальные факторы, влияющие на распределение температуры воды на мелководьях, практически не проявляются в Главном пlesе, температурные условия которого формируются под воздействием поступления тепла из атмосферы и расхода его водной поверхностью. Вследствие этого отмечается термическая неоднородность отдельных участков мелководий, особенно весной и осенью.

Период наибольшего прогрева вод водохранилища продолжительностью около 2.5-3 месяцев при относительной устойчивости температуры воды характеризуется отдельными кратковременными колебаниями, связанными с изменением погодных условий. В этот период в Главном пlesе возможно возникновение горизонтальных градиентов температуры.

Помимо изменения температуры воды по акватории водоема имеют место и внутрисуточные колебания, характеризующиеся значительной амплитудой в летнее время и слабовыраженные осенью. В подавляющем большинстве случаев амплитуда суточных колебаний температуры воды не превышает 2-3°, но иногда достигает 10°.

Вследствие мелководности для водохранилища характерно однородное распределение температуры по глубине с непродолжительными периодами, но иногда весьма устойчивой прямой стратификацией. Градиенты температуры в слое скачка могут достигать 7-8° на 1 м глубины.

Осеннее охлаждение водохранилища на прибрежных мелководных участках и в Главном пlesе происходит с различной интенсивностью и с некоторым сдвигом по времени, причем особенно резко на конечном этапе выхолаживания водоема.

Анализ изменений температуры воды водохранилища за безледный период показал, что, как и во всех крупных мелководных водоемах умеренной зоны, температурный цикл протекает синхронно с поступлением солнечной радиации от весеннего прогрева до осеннего выхолаживания и завершается полностью в период с апреля по октябрь. Теплозапас водоема к концу октября практически расходуется полностью, и средняя температура воды приближается к нулю.

Установление особенностей охлаждения водной массы до 0°, сроков появления льда и последующего замерзания водохранилища при различных гидрометеорологических ситуациях позволило охарактеризовать этап наиболее интенсивного изменения температуры в этот переходный период, выявить особенности процессов охлаждения и замерзания водоема в отдельные годы.

Водохранилище характеризуется неоднородным распределением температуры воды по площади, особенно в придонных слоях, в зимний период. На участках, примыкающих к гидротехническим сооружениям, температура в придонном слое воды не превышает 0.2-0.4°, в русловых участках Главного пlesа достигает 2-3°, а в глубоком Переборском заливе повышается до 5°. Характерной особенностью зимнего периода является наличие обратной стратификации температуры по глубине.

Анализ обширных сведений позволил выявить особенности распределения температуры воды водохранилища по акватории и глубине в годовом цикле, а также показать наличие многолетней динамики в ходе ее изменений. Характер многолетних колебаний температуры воды определяется прежде всего крупномасштабными процессами атмосферной циркуляции. За годы существования водоема в соответствии с особенностями в многолетнем ходе температуры четко прослеживаются две фазы ее изменений. Одна из них характеризуется положительной аномалией отклонений температуры от нормы и связана с восточным переносом воздушных масс, другая - отрицательной

аномалией отклонения ее от нормы и обусловлена преимущественно меридиональным переносом воздушных масс.

В результате изучения распределения температуры в донных отложениях по акватории водоема, ее сезонных изменений, динамики тепла в толще грунтов и амплитуды годовых колебаний грунта установлено, что наиболее активным в тепловом отношении является слой грунта мощностью 0,1-0,3 м, расположенный на границе раздела вода-грунт. Годовая амплитуда колебаний температуры в этом слое близка к таковой воды в придонном слое. В конце подледного периода наблюдается существенное различие в температуре этих сопредельных сред, достигающее иногда 4-6°. Колебания температуры постепенно уменьшаются с глубиной, уже на 1 м амплитуда обычно не превышает 10°.

В процессе изучения взаимодействия донных отложений с водной массой определены основные теплофизические параметры различных грунтов: коэффициенты теплопроводности, температуропроводности и объемной теплоемкости. Оказалось, что в грунтах разного состава величина их колеблется весьма значительно и зависит от содержания органики, максимальной молекулярной влагоемкости и объемного веса грунта.

Общие сведения о температуре грунтов, их теплофизических коэффициентах вместе с данными о температуре воды позволили рассчитать теплозапас и составить тепловой баланс водоема. Установлено, что основной приходной составляющей теплового баланса является поглощенная солнечная радиация, а главные расходные компоненты – испарение и эффективное излучение.

Годовой ход температуры воды и грунтов водохранилища типичен для водохранилищ Верхневолжского каскада и других крупных мелководных водоемов умеренной зоны. Следовательно, тепловые ресурсы этих водоемов и их изменение в годовом цикле в первом приближении можно оценивать по аналогии с Рыбинским водохранилищем.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакастов С.С. Некоторые данные по донным температурам Рыбинского водохранилища в подледный период. - Бюл. Ин-та биол. водохр. АН СССР, 1960, № 8-9, с. 62-66.
- Бакастов С.С. Влияние сбросных вод Череповца на температуру прилежащей части Рыбинского водохранилища. - Бюл. Ин-та биол. водохр. АН СССР, 1961, № 11, с. 57-60.
- Бакастов С.С. Донный термошуп. - Матер. I науч.-техн.совещ. по изуч. Куйбышевск. водохр., Куйбышев, 1963, вып. 1, с. 11-15.
- Бакастов С.С. Теплозапас в грунтах водоемов и методы его определения. - Тез. докл. Совещ. по круговороту вещества и энергии в озерных водоемах. Лимнол. ин-т АН СССР, 1964, с. 41-42.
- Бакастов С.С. Распределение и динамика температуры дна Рыбинского водохранилища в зимний период. - В кн.: Динамика водных масс водохранилищ. М.; Л., 1965, с. 70-78.
- Бакастов С.С. Теплофизические характеристики грунтов. - В кн.: Продуцирование и круговорот органического вещества во внутренних водоемах. М.; Л., 1966, с. 89-94.
- Бакастов С.С. Теплозапас в грунтах водоемов и методы его определения. - В кн.: Круговорот вещества и энергии в озерных водоемах. М., 1967, с. 65-72.
- Бакастов С.С. Сезонные изменения температуры дна Рыбинского водохранилища. - В кн.: Химизм внутренних водоемов и факторы их загрязнения и самоочищения. Л., 1968, с. 129-141.
- Бакастов С.С. Изменение площадей и объемов мелководий Рыбинского водохранилища в зависимости от его наполнения. - В кн.: Гидробиологический режим прибрежных мелководий верхневолжских водохранилищ. Ярославль, 1976а, с. 13-22.
- Бакастов С.С. Температурный режим осушной зоны Рыбинского водохранилища. - В кн.: Гидробиологический режим прибрежных мелководий верхневолжских водохранилищ. Ярославль, 1976б, с. 42-56.
- Бакулин К.А. Некоторые данные о вертикальном распределении температуры воды на открытых мелководьях Рыбинского водохранилища. - Информ. бюл. „Биол. внутр. вод”, 1972, № 16, с. 41-44.
- Браславский А.П., Викулина З.А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Л., 1954. 212 с.

- Б у т о р и н Н.В. О температурном расслоении водной массы Рыбинского водохранилища. - Бюл. Ин-та биол. водохр. АН СССР, 1962, № 12, с. 56-59.
- Б у т о р и н Н.В. Уровень Рыбинского водохранилища и его колебания. - Тр. Ин-та биол. водохр. АН СССР, 1963, вып. 5 (8), с. 303-321.
- Б у т о р и н Н.В. К изучению водных масс Рыбинского водохранилища. - В кн.: Динамика водных масс водохранилищ. М.; Л., 1965, с. 10-24.
- Б у т о р и н Н.В., Б а к а с т о в С.С. Расчет теплозапаса Рыбинского водохранилища. - В кн.: Динамика водных масс водохранилищ. М.; Л., 1965, с. 9-82.
- Б у т о р и н Н.В., К у р д и н а Т.Н. Характеристики гидрологических сезонов Рыбинского водохранилища. - В кн.: Биологические процессы во внутренних водоемах. М.; Л., 1965, с. 300-316.
- Б у т о р и н Н.В., К у р д и н а Т.Н. Особенности температурного режима Иваньковского водохранилища в условиях искусственного подогрева. - В кн.: Экология организмов водохранилищ-охладителей. Л., 1975, с. 70-142.
- Б у т о р и н Н.В., З и м и н о в а Н.А., К у р д и н В.П. Донные отложения Верхневолжских водохранилищ. Л., 1975. 158 с.
- Б у т о р и н Н.В., Л и т в и н о в А.С. О течениях в Рыбинском водохранилище. - В кн.: Биологические аспекты изучения водохранилищ. М.; Л., 1963, с. 270-302.
- Б у т о р и н Н.В., Л и т в и н о в А.С., Ф о м и ч е в И.Ф., П о д д у б н ы й С.А. Горизонтальная циркуляция вод в Рыбинском водохранилище и возможные ее изменения при перераспределении стока. - В кн.: Экологические исследования водоемов Волго-Балтийской и Северо-Двинской водных систем. Л., 1982, с. 150-167.
- Г и д р о л о г и ч е с к и й ежегодник, т. 4, вып. 1-3, 1956-1975. Горький, 1960-1977.
- Г и д р о м е т е о р о л о г и ч е с к и й режим озер и водохранилищ СССР. Водохранилища Верхней Волги. Л., 1975. 921 с.
- Г и р с А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л., 1971. 280 с.
- Г о р ш у н о в а Т.А. Термический режим Рыбинского водохранилища. - Тр. ГГИ, Л., 1951, с. 20-25.
- Г у ш и н а Л.А. Распределение осадков в районе Рыбинского водохранилища. - В кн.: Гидрометеорологический режим верхневолжских водохранилищ. Л., 1966а, с. 167-180.
- Г у ш и н а Л.А. Ветровой режим Рыбинского водохранилища. - В кн.: Гидрометеорологический режим верхневолжских водохранилищ. Л., 1966б, с. 109-159.
- Д о в г и й Т.Н. Подводная солнечная радиация на Байкале. Новосибирск, 1977. 103 с.
- Д р а ч е в С.М. Водохранилища и каналы как источники хозяйствственно-питьевого водоснабжения. М., 1956. 256 с.
- Е р ш о в а М.Г. О распространении талых вод в Рыбинском водохранилище перед его вскрытием. - Бюл. Ин-та биол. водохр. АН СССР, 1962, № 13, с. 54-57.

- Б р ш о в а М.Г. Распределение вод различного происхождения в Рыбинском водохранилище в весенний период. - В кн.: Динамика водных масс водохранилищ. М.; Л., 1965, с. 45-55.
- З а й ц е в а Е.А. Тепловой баланс Рыбинского водохранилища. - Сб. работ Рыбинской ГМО. Л., 1965, вып. 2, с. 72-91.
- З а й ц е в а Е.А. Уточнение составляющих теплового баланса Рыбинского водохранилища. - Сб. работ Рыбинской ГМО. Л., 1968, вып. 4, с. 11-21.
- З а к о н н о в В.В. Распределение донных отложений в Рыбинском водохранилище. - Информ. бюл. „Биол. внутр. вод”, 1981, № 51, с. 68-72.
- З а х а р о в а Л.К. Распределение нерестилищ промысловых рыб в Рыбинском водохранилище. - Тр. Биол. ст. „Борок”, 1958, вып. 3, с. 304-320.
- З и м и н о в а Н.А. Количественная характеристика взвесей Рыбинского водохранилища. - В кн.: Биологические аспекты изучения водохранилиш. Л., 1963, с. 230-249.
- З и м и н о в а Н.А. Состав взвесей Рыбинского водохранилища. - В кн.: Динамика водных масс водохранилищ. М.; Л., 1965, с. 100-112.
- З и м и н о в а Н.А., К у р д и н В.П. Накопление донных отложений в Рыбинском водохранилище. - В кн.: Химизм внутренних водемов и факторы их загрязнения и самоочищения. М.; Л., 1968, с. 142-151.
- З и м и н о в а Н.А., К у р д и н В.П. Баланс взвешенных веществ в Рыбинском водохранилище. - В кн.: Органическое вещество и элементы гидрологического режима волжских водохранилищ. Л., 1972, с. 199-210.
- И в а н о в В.С. Прогноз переформирования берегов Рыбинского водохранилища. - Сб. работ Рыбинской ГМО, Л., 1965, вып. 2, с. 33-60.
- И з о т о в а А.Ф. Озеро Кубенское. Л., 1977. 306 с.
- К л и м а т о л о г и ч е с к и й спр а в о ч н и к СССР. Горький, вып. 8, ч. 4, 1971. 257 с.
- К л и м а т о л о г и ч е с к и й спр а в о ч н и к СССР. Горький, вып. 8, ч. 1, 1972. 164 с.
- К о л к у т и н В.И. Интенсивность нарастания и особенности распределения толщины льда на Рыбинском водохранилище. - Сб. работ Рыбинской ГМО. Л., 1968, вып. 4, с. 72-82.
- К о л к у т и н В.И. Исследования и расчеты характеристик ледового режима Рыбинского водохранилища. - Сб. работ Горьковской, Волжской и Рыбинской гидрометеорологических обсерваторий. Л., 1973, вып. 10, с. 42-123.
- К о л к у т и н В.И., Т а ч а л о в С.Н. Некоторые характеристики ледово-термического режима Рыбинского водохранилища в переходные периоды. - Сб. работ Рыбинской ГМО. Л., 1968, вып. 4, с. 51-71.
- К о л к у т и н В.И., Т а ч а л о в С.Н. Тепловой баланс Рыбинского водохранилища в весенний переходный период. - Сб. работ Рыбинской ГМО. Л., 1970, вып. 5, с. 18-26.

- К олкутин В.И., Тачалов С.Н. Тепловой баланс Рыбинского водохранилища в осенний период. - Сб. работ Горьковской, Волжской и Рыбинской гидрометеорологических обсерваторий. Л., 1973, вып. 10, с. 36-42.
- К ондрацова О.Ф. Теплозапас Рыбинского водохранилища и его сезонные изменения. - В кн.: Динамика водных масс водохранилищ. М.; Л., 1965, с. 83-89.
- К ортыкова Н.Н. Термическое взаимодействие дна и водных масс Байкала. - Изв. АН СССР, сер. геогр. и геоф., 1940, № 3, с. 393-400.
- К рицкий С.Н., М енкель М.Ф., Р осс и н с к и й К.И. Зимний термический режим водохранилищ, рек и каналов. М.; Л., 1947. 155 с.
- К урдина Т.Н. Температура воды в Рыбинском водохранилище и ее динамика. - Тр. Биол. ст. „Борок”, 1958, вып. 3, с. 35-51.
- К урдина Т.Н., Б уторин Н.В. Гидрологические условия и зимние уловы в Рыбинском водохранилище. - В кн.: Биологические и гидрологические факторы местных перемещений рыб в водохранилищах. Л., 1968, с. 92-107.
- К урдин В.П. Классификация и распределение грунтов Рыбинского водохранилища. - Тр. Ин-та биол. водохр. АН СССР, 1959, вып. 1 (4), с. 25-38.
- К урдин В.П. Формирование рельефа и грунтов банок расширенной части Волжского плеса Рыбинского водохранилища. - В кн.: Динамика водных масс водохранилищ. М.; Л., 1965, с. 112-118.
- К урдин В.П., З иминова Н.А. Формирование рельефа и грунтов мелководий Рыбинского водохранилища. - В кн.: Биологические и гидрологические факторы местных перемещений рыб в водохранилищах. Л., 1968, с. 56-72.
- К урдин В.П., З иминова Н.А. Пути формирования грунтового комплекса Рыбинского водохранилища. - В кн.: Комплексные исследования водохранилищ. М., 1971, с. 104-111.
- Л итвинов А.С. Некоторые данные о ветровых течениях в Рыбинском водохранилище. - Сб. работ Рыбинской ГМО, Л., 1966, вып. 3, с. 50-60.
- Л итвинов А.С. О распространении волн попусков в нижнем бьефе Угличской ГЭС. - Информ. бюл. „Биол. внутр. вод”, 1968, № 2, с. 26-30.
- Л итвинов А.С., Б уторин Н.В. О течениях и турбулентном обмене вод в водохранилищах. - *Acta Hydrophysica, Berlin*, 1980, Bd 25, H. 1-2, S. 61-77.
- М атериалы наблюдений на озерах и водохранилищах, т. 4, вып. 1-3, 1956-1964. М., 1967.
- М атериалы наблюдений на озерах и водохранилищах, т. 4, вып. 1-3, 1965-1974. Горький, 1969-1975.
- Метеорологический режим озера Севан. Под ред. М.П. Тимофеева. Л., 1960. 311 с.
- Н есина Л.В. О расчете теплообмена в водоемах. - Тр. ГГО, 1956, вып. 59, с. 29-36.

- Овчинников И.Ф. Краткий очерк Рыбинского водохранилища. - Тр. Биол. ст. „Борок”, 1950, вып. 1, с. 105-138.
- Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики. Л., 1967, т. 10. 768 с.
- Россопимо Л.Л. Термика Косинских озер. - Тр. Биол. ст. в Косино, Л., 1930, вып. 10, с. 20-98.
- Россопимо Л.Л. Термика донных отложений Белого озера в Ко- сино. - Тр. Лимнол. ст. в Косино, Л., 1932, вып. 15, с. 44-66.
- Рутковский В.И. Предварительные итоги первой гидролого- гидрохимической синхронной съемки Рыбинского водохранилища. - Бюл. Ин-та биол. водохр. АН СССР, 1958, № 2, с. 44-48.
- Рутковский В.И. Температурный режим Рыбинского водохранилища. - Тр. Ин-та биол. водохр. АН СССР, 1963, вып. 5(8), с. 132-238.
- Рыбинское водохранилище и его жизнь. Л., 1972. 363 с.
- Рыбопромысловый атлас Рыбинского водохранилища. Яро-славль, 1963.
- Серова Н.В., Зинченко Г.З., Семенов Е.Ф. Экспериментальная оценка величин теплообмена в грунте водоема. - Тр. ГГО, Л., 1966, вып. 187, с. 159-162.
- Справочник по климату СССР. М., 1964-1966, вып. 8, ч. I-III, 79, 354, 163 с.
- Тачалов С.Н. Методика прогноза ледовых затруднений на Шербаковской ГЭС. - Тр. ГГИ, 1957, вып. 66, с. 75-92.
- Тачалов С.Н. Термический режим Рыбинского водохранилища. - Сб. работ Рыбинской ГМО, Л., 1959, вып. 1, с. 106-130.
- Тачалов С.Н. Расчет средней температуры воды и теплосодержания Рыбинского водохранилища. - Сб. работ Рыбинской ГМО, Л., 1965, вып. 2, с. 61-72.
- Тачалов С.Н. Методика и результаты наблюдений над температурой грунтов дна Рыбинского водохранилища. - В кн.: Гидрометеорологический режим верхневолжских водохранилищ. Л., 1966, с. 3-23.
- Тачалов С.Н. Теплообмен воды с грунтами дна Рыбинского водохранилища. - Сб. работ Рыбинской ГМО, Л., 1968, вып. 4, с. 3-10.
- Тихомиров А.И. О термическом баре в Якимварском заливе Ладожского озера. - Изв. ВГО, 1959, т. 91, с. 424-438.
- Тихомиров А.И. Некоторые особенности термического режима Якимварского залива. - Тр. Лабор. озеровед. АН СССР, М.; Л., 1961, т. 12, с. 79-110.
- Тихомиров А.И. Температурный режим и запасы тепла Ладожского озера. - В кн.: Тепловой режим Ладожского озера. Л., 1968, с. 144-217.
- Фортунатов М.А. Цветность и прозрачность вод Рыбинского водохранилища как показатели его режима. - Тр. Ин-та биол. водохр. АН СССР, 1959, вып. 2(5), с. 246-357.
- Форш Л.Ф. Роль иловой толщи в формировании теплового режима оз. Великого. - Изв. ВГО, 1965, т. 97, вып. 4, с. 358-384.

Ф о р ш Л.Ф. Термический режим, тепловой баланс озер и роль иловой толщи в их тепловом бюджете. - В кн.: Озера различных ландшафтов Северо-Запада СССР. Л., 1968, с. 166-208.

Ц е й т и н Г.Х. К вопросу об определении некоторых тепловых свойств почвы. - Тр. ГГО, 1953, вып. 39, с. 201-213.

Ч е б о т а р е в А.И. Гидрологический словарь. Л., 1978. 221 с.

Ш и н и т и к о в А.В. Водный и тепловой балансы пруда Поливного в период осеннего охлаждения. - Тр. Комплексн. науч. экспед. по вопр. полезащитного лесоразведения, 1952, т. 2, вып. 1, с. 64-68.

Э д е л ь ш т е й н К.К. О влиянии уровня Рыбинского водохранилища на стоковые течения Моложского плеса. - Бюл. Ин-та биол. водохр. АН СССР, 1981, № 11, е. 61-64.

Э д е л ь ш т е й н К.К. О слое температурного скачка и его динамике в Рыбинском водохранилище. - В кн.: Биологические аспекты изучения водохранилищ. М.; Л., 1963, с. 250-257.

Э д е л ь ш т е й н К.К. Формирование водных масс водохранилищ в весенний период. - Информ. бюл. „Биол. внутр. вод”, 1968, № 2, с. 5-7.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие	3
Введение	8
Глава I. Географическое положение и физико-географические условия	10
Географическое положение	10
Климат	10
Некоторые особенности морфометрии и рельефа дна	14
Зона временного затопления	17
Донные отложения	26
Глава II. Особенности гидрологического режима	33
Характеристика водного питания и водный баланс	33
Колебания уровня	34
Ветровое волнение	35
Течения	36
Прозрачность и цветность воды	45
Глава III. Краткая характеристика гидрологических сезонов	49
Гидрологическая зима	50
Гидрологическая весна	52
Гидрологическое лето	54
Гидрологическая осень	58
Глава IV. Температурный режим водной толщи	59
Зимний температурный режим водной толщи	59
Ледяной и снежный покров	62
Температура воды в зимний период	63
О теплообмене воды с дном	81
Весенний температурный режим водной толщи	86
Особенности температурных условий весеннего переходного периода	86
Температурные условия в период интенсивного прогрева	94
Летний температурный режим водной толщи	106
О вертикальной неоднородности водной толщи	107
Летний прогрев водной толщи	108
Осенний температурный режим водной толщи	125
Осеннее охлаждение водной толщи	126
Период ледообразования	133
Глава V. Температурный режим зоны временного затопления	140
Зимний температурный режим и его предвесенние изменения	140
Суточный ход температуры подледных мелководий и ее внутрисезонные изменения	141
Особенности распределения температуры мелководий по акватории водохранилища	145

Предвесенние изменения зимнего температурного режима мелководий	148
Температурный режим мелководий в безледоставный период	151
Температурные условия в начале затопления мелководий	152
Суточный ход температуры и ее распределение по вертикали	154
Вертикальное распределение температуры на заастаемых и открытых мелководьях и их внутрисезонные изменения	157
Распределение температуры на мелководьях по акватории водохранилища в летний период	159
Глава У1. Температурный режим донных отложений	167
Пространственное распределение температуры в донных отложениях и ее сезонные изменения	169
Весенний период	169
Летний период	173
Осенний период	174
Зимний период	176
Особенности температурного режима грунтов зоны временного затопления	180
Теплозапас грунтов и его изменения	186
Глава УП. Многолетние колебания температуры воды и теплозапас водоема	195
Характер многолетних сезонных колебаний температуры воды	195
Теплозапас и теплосодержание вод	206
Заключение	211
Литература	214

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ БИОЛОГИИ ВНУТРЕННИХ ВОД

Н. В. БУТОРИН, Т. Н. КУРДИНА, С. С. БАКАСТОВ

ТЕМПЕРАТУРА
ВОДЫ И ГРУНТОВ
РЫБИНСКОГО
ВОДОХРАНИЛИЩА



ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1982
6982747

ПРЕДИСЛОВИЕ

Интенсивное гидротехническое строительство в нашей стране привело к созданию большого количества водохранилищ. Некоторые из них по своим размерам оказались соизмеримы с крупнейшими озерами. Образование водохранилищ вызвало необходимость изучения характера вносимых ими изменений в природную среду, прежде всего в режим рек, сток которых регулируется водохранилищами. Наиболее ярко и быстро это проявляется в температурном режиме. Большое общемногологическое значение имеет и изучение особенностей температурного режима водохранилищ.

Температура является одним из уникальных физических свойств воды. Она определяет в основном плотность воды. Пресная вода представляет собой одно из немногих жидких тел, которое имеет наибольшую плотность при 4° . Благодаря этому свойству в пресных водоемах вода обладает наименьшей плотностью при наивысших летних температурах. Осенью по мере охлаждения плотность воды возрастает пока температура ее уменьшается до 4° , а при дальнейшем ее понижении плотность начинает уменьшаться до превращения воды в лед. Изменения плотности воды определяют характерные особенности циркуляции вод, которые сильно влияют на жизнь в водоеме.

Вода имеет высокую удельную теплоемкость, и для изменения ее температуры требуется большое количество тепла. В то же время вода обладает большой скрытой теплотой плавления и высокой скрытой теплотой парообразования. Последнее приводит к тому, что значительная часть поступающей солнечной энергии расходуется на испарение воды. Этот поток энергии смягчает климатические условия не только в водоеме, но и в его окрестностях и делает их более благоприятными для жизни.

Перечисленные свойства воды приводят к тому, что при одних и тех же условиях широта изменения физических характеристик воды меньше, и изменяются они медленнее по сравнению с воздухом. Несмотря на это, температура воды является важным лимитирующим фактором жизни в водоемах, так как многие виды водных животных обладают узким диапазоном приспособляемости к температуре воды, и на определенных этапах жизни даже умеренные изменения ее могут повлечь гибель их или ухудшение условий существования.

При всем том, что основные физические свойства пресных вод, наполняющих водохранилища, одинаковы, температурный режим в каждом из них имеет свои особенности. Он связан с типом водоема, с его географическим положением, высотой над уровнем моря, морфометрией водоема, условиями инсоляции и особенностями ветрового режима, температурой воды, ее притоком и химизмом, наконец, с влиянием хозяйственной деятельности.

В настоящей монографии собраны и обобщены материалы исследований температурного режима Рыбинского водохранилища со времени его образования в 1941 г. В основу работы положены материалы специальных исследований, проводившихся на водохранилище Институтом биологии внутренних вод АН СССР, Государственным гидрологическим институтом, Рыбинской гидрометеорологической обсерваторией и другими организациями, а также данные наблюдений сети гидрометеорологических станций и постов Государственного комитета по гидрометеорологии и охране окружающей среды.

За годы существования водохранилища по его температурному режиму накоплен большой материал наблюдений. Отдельные попытки обобщения имеющихся данных, несмотря на свою ценность, носят фрагментарный характер, и на их основании трудно получить общее представление об особенностях температурного режима этого своеобразного водоема, имеющего большое народнохозяйственное значение.

Давно возникла необходимость в подготовке сводной работы по термике водохранилища, содержащей обзор накопленных знаний о важнейшем экологическом факторе, – температуре воды и донных отложений. Объективный анализ данных о температурном режиме водохранилища будет способствовать выявлению сложных связей естественных и антропогенных процессов в формировании температурных условий этого водоема, что имеет существенное значение для разработки принципов прогнозирования данного экологического фактора, особенно в преддверии грандиозных работ по территориальному перераспределению водных ресурсов и наиболее рациональному и эффективному хозяйственному использованию водоема.

ВВЕДЕНИЕ

Первые сведения о температурных условиях Рыбинского водохранилища относятся к 1950 г. И. Ф. Овчинников (1950) в кратком очерке о водохранилище подвел итоги эпизодическим измерениям температуры воды, произведенным в разное время и в различных частях водоема со времени его заполнения до 1948 г. Оказалось, что температурный режим искусственного водоема существенно отличается от такового озера. Регулирование объема водохранилища сопровождается осыханием прибрежной зоны, обмелением междуречья и сохранением значительных глубин на русловых участках. Уже одно это обстоятельство создает различные условия прогрева и охлаждения вод по акватории и глубине водоема. Было показано, что на специфику температурных условий водоема влияют географическое положение бассейнов питающих его рек, а также различие морфометрии речных районов и центральной части водохранилища. Таким образом, уже первые наблюдения выявили сложный характер распределения температуры в водоеме и влияние на этот процесс антропогенного фактора – регулирования объема.

В последующие годы исследования велись главным образом с целью решения ряда практических вопросов. Так, летом 1946 и 1947 гг. Государственный гидрологический институт совместно с Рыбинской гидрометеорологической обсерваторией (РГМО) выполнили измерения температуры воды с целью получения данных для расчета испарения с поверхности водохранилища. Материалы экспедиционных и стационарных измерений температуры на береговых водомерных постах позволили Т. А. Горшуновой (1951) дополнить сведения И. Ф. Овчинникова (1950) о температурных условиях водохранилища и проследить многолетние изменения температуры воды относительно условий эксплуатации водоема, принятых в 1947 г. Ее выводы об однородном распределении температуры по глубине и акватории водохранилища в течение большей части безледного периода при правильной оценке роли ветрового волнения в перераспределении тепла в дальнейшем не подтвердились. Однако, располагая весьма скучными данными о зимних температурах, автор справедливо отметила ведущую роль турбулентного переноса тепла в формировании температурных условий водоема при ледоставе.

Повышенный интерес к изучению ледово-термического режима водохранилища вызвал затруднения в эксплуатации Рыбинской ГЭС, возникавшие из-за образования и оседания внутриводного льда на конструкциях гидроузла. С целью объяснения переохлаждения воды в приплотинном участке и поиска путей направленного ускорения ледостава был выполнен обширный цикл наблюдений, результаты которых обобщены С.Н. Тачаловым (1957).

Многочисленными измерениями температуры воды сопровождались биологические исследования, интенсивно развернувшиеся на водоеме во второй половине 50-х годов. Существенную ценность при этом представляют наблюдения на станциях стандартных рейсов, выполняемых 2-3 раза в месяц в течение одного-двух дней и по настоящее время. Эти данные, дополненные измерениями температуры по ходу судна на специальных гидрологических разрезах, позволили Т.Н. Курдиной (1958) составить схему пространственного распределения температуры в поверхностном и придонном слоях воды в условиях интенсивного их прогрева, а также показать перенос вод с разной температурой по акватории и глубине водоема сгонно-нагонными течениями. Впервые были приведены величины вертикальных температурных градиентов и указаны районы с наиболее высокими и низкими придонными температурами в конце зимнего сезона.

В 1957-1959 гг. В.И. Рутковский (1963) провел серию синхронных наблюдений по изучению суточной динамики температуры воды. Их результаты показали, что для изучения характера распределения вод с разной температурой, динамики ее в этом своеобразном водоеме необходимо совершенствование методов сбора информации. В связи с этим были организованы скоростные маршрутные съемки водохранилища (Рутковский, 1958). Они проводились с разной полнотой в 1957-1959 гг., а в 1960 г. получили дальнейшее развитие в виде синхронных съемок (рис.1) водоема, которые велись до 1964 г. (Буторин, 1965).

Материалы синхронных съемок представляют наибольшую ценность в архиве данных о температурном режиме водохранилища. На их основе выявлен ряд характерных особенностей распределения температуры воды в различные сезоны, в частности в период ледостава (Буторин, 1963), показана специфика изменения ее с глубиной, рассчитан теплозапас водохранилища и его сезонные изменения.

В эти же годы получили дальнейшее углубление и расширение исследования гидрометеорологического режима Рыбинской гидрометеорологической обсерваторией, начатые в конце 50-х годов. Наряду с продолжением регулярных измерений температуры воды не только на существующих, но и на новых водомерных постах, были организованы наблюдения на рейдовых вертикалях и гидрологических разрезах, расположенных в наиболее репрезентативных участках водохранилища. Обобщение полученных данных позволило С.Н. Тачалову (1959) показать особенности годового

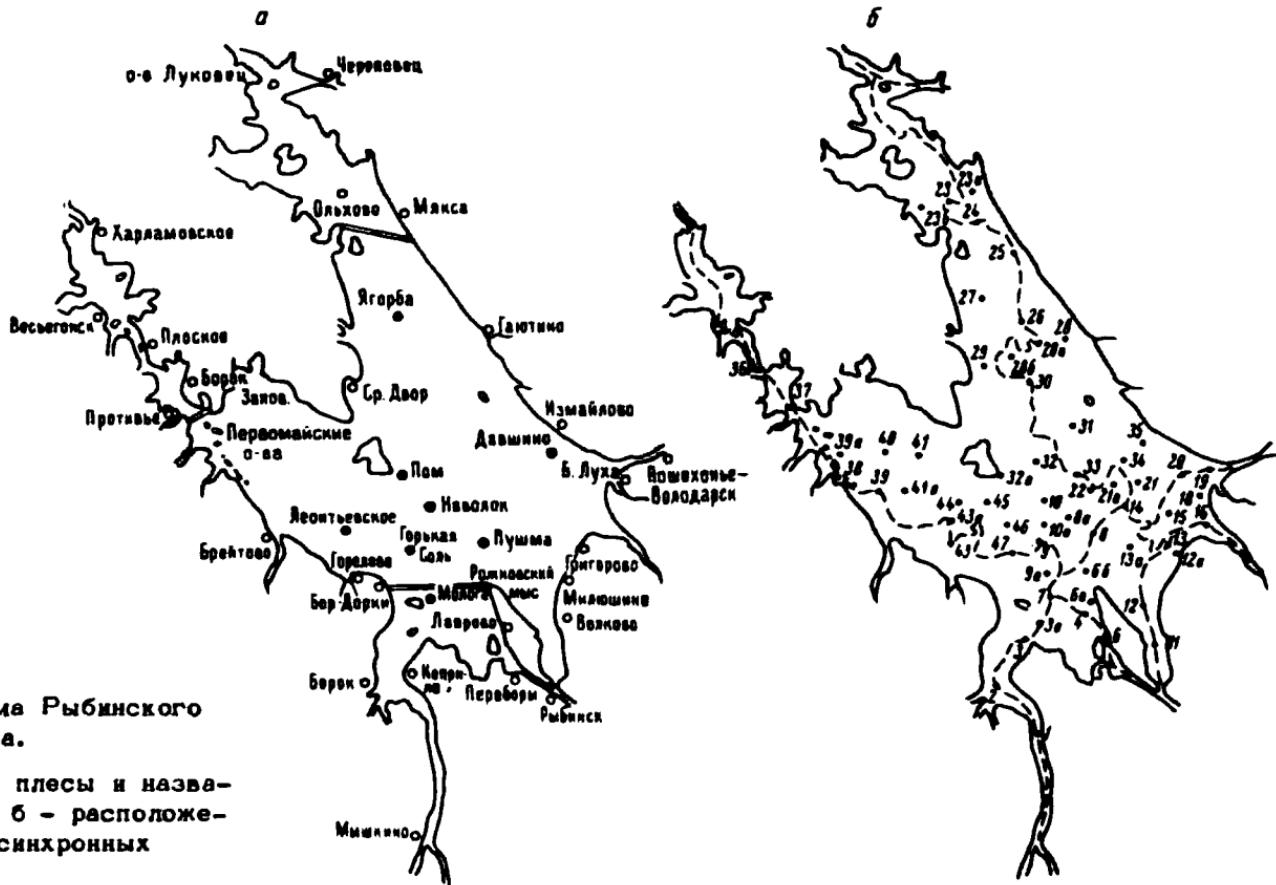


Рис. 1. Схема Рыбинского водохранилища.

а - основные плесы и названия пунктов, б - расположение станций синхронных съемок.

и сезонного хода температуры воды в разных частях прибрежной зоны водоема, а для его центральной части дать типовой график температуры по наблюдениям у постов Молога и мыс Рожновский.

Несомненная заслуга С.Н. Тачалова – впервые предпринятая попытка проследить характер теплообмена воды с грунтами дна. Впоследствии эти работы получили методическую основу, дальнейшее развитие и позволили установить роль климатических и антропогенных факторов в процессе теплообмена (Тачалов, 1966).

Более полные исследования температурного режима грунтов дна водохранилища были развернуты в ИБВВ АН СССР. Получены материалы по термике грунтов, дана схема распределения температуры в их придонном слое (Бакастов, 1960, 1965). Разработана методика определения теплофизических характеристик затопленных грунтов. Это позволило рассчитать теплозапас грунтов с учетом сезонных изменений температуры дна и выявить условия формирования температурного режима грунтов, включая мелководья и осушную зону (Бакастов, 1966, 1976).

Было установлено, что в период весеннего и летнего прогрева часто наблюдается явление стратификации вод по глубине, обычно непродолжительное по времени и приуроченное к тихой погоде, определены различия температуры в поверхностных и придонных слоях, рассчитаны градиенты ее изменения по глубине (Буторин, 1962).

Особое внимание уделялось изучению формирования и динамики слоя температурного скачка. К.К. Эдельштейну (1963) удалось проследить условия и время появления слоя скачка, изменение глубины его границ, накопление тепла в эпи- и метатримнионе при определенных метеорологических условиях. Эти исследования подтвердили возможность и показали сам процесс расслоения водной толщи в мелководном водохранилище.

К 60-м годам уже имелись обширные материалы по температуре воды водохранилища, и В.И. Рутковский (1963) предпринял попытку их обобщения с целью характеристики годового и сезонного хода температуры в условиях искусственного водоема. Им установлено, что весной температурный режим водохранилища обусловлен температурой аккумулированных паводочных вод, в конце весны усиливается роль солнечной радиации. Летом и осенью в формировании температурного режима превалирует теплообмен с атмосферой, а зимой – теплообмен с грунтами и вынос тепла к нижней поверхности льда.

Дальнейшее изучение процессов накопления и расхода тепла водной массой водохранилища требовало расчетов баланса тепла. Это нашло отражение в работах С.Н. Тачалова (1965), Н.В. Буторина, С.С. Бакастова (1965), О.Ф. Кондрацовой (1965). Наиболее полное представление о тепловом режиме водохранилища в безледный период дано Е.А. Зайцевой (1965, 1968). Автором приведены результаты расчета составляющих годовых и

месячных тепловых балансов водоема за ряд лет, которые наглядно отражают картину прихода и расхода тепла, показывают роль отдельных компонентов в сезонном и годовом изменении теплозапаса водохранилища.

Несколько позднее В.И. Колкутин и С.Н. Тачалов (1970, 1973) рассчитали баланс тепла в весенний и осенний переходные периоды, что имеет важное значение для выявления особенностей температурного режима водоема. Исходя из полученных результатов, В.И. Колкутиным предложен способ расчета средней температуры водоема в переходные периоды методом теплового баланса.

Современный уровень развития производительных сил вызывает не только глубокие изменения в режиме водоемов, но и приводит к перестройке их экологических систем. Поэтому при комплексных биологических исследованиях детально изучаются все основные физические и химические параметры состояния и изменения водной среды и прежде всего температурные условия. С целью выявления причинных связей и ответных реакций экосистемы в целом и отдельных ее звеньев на те или иные воздействия температуры ИБВВ АН СССР систематически углубляется изучение особенностей и специфических черт температурного режима водохранилища. Первичные данные по температуре воды и донным отложениям сопоставляются и анализируются с ходом биологических процессов (Рыбопромысловый атлас..., 1963; Курдина, Буторин, 1968; Рыбинское водохранилище..., 1972).

Результаты исследований температурного режима как экологического фактора показывают важную роль температуры воды и грунтов, сезонной и многолетней изменчивости ее для видового состава, распределения, размножения, питания, роста, динамики численности водного населения.

Температурные данные наблюдений сети стаций и постов по 1972 г. включительно и экспедиционных работ обобщены С.Н. Тачаловым и Е.А. Зайцевой (Гидрометеорол. режим..., 1975).

Г л а в а I

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Достаточно полное физико-географическое описание водохранилища и основные сведения об отдельных элементах гидрометеорологического режима приведены в монографиях „Рыбинское водохранилище и его жизнь“ (1972) и „Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР“ (1975). Здесь мы отметим лишь те особенности, которые определяют формирование температурного режима воды и грунтов и его изменения.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Бассейн Рыбинского водохранилища расположен на северо-востоке европейской части СССР в пределах лесной зоны. Большая часть его и водохранилище находятся в подзоне южной тайги. Под воздействием хозяйственной деятельности на его территории значительное распространение имеют „ополья“ – искусственная лесостепь с преобладанием распаханных угодий. Такой тип ландшафта наиболее характерен для бассейнов Волги и Мологи. В бассейне Шексны он встречается реже, главным образом вблизи северо-восточного берега водохранилища. На остальной части шекснинского бассейна преобладают темнохвойные еловые и сосновые леса, а по правому притоку Шексны – Суде – большие площади болот.

В заболоченной части шекснинского бассейна наименьшая густота речной сети – от 0.31 до 0.35 км/км². В менее заболоченной восточной части она составляет 0.36–0.40 км/км². В бассейнах Мологи и Волги густота речной сети увеличивается до 0.41–0.45, а местами по правобережью Волги до 0.50 км/км². Отсюда видно, что условия для поступления дождевых и снеговых вод в русла рек, а затем в водохранилище на бассейнах главных питающих его рек различны.

КЛИМАТ

Климат бассейна формируется под воздействием морских и континентальных воздушных масс и характеризуется умеренно теплым летом и умеренно холодной зимой. Период положительных

Таблица 1

Максимальные и минимальные температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$)
(Рыбинское водохранилище..., 1972)

Колебания	Углич	Рыбинск	Пошехонье-Володарск	Весьегонск	Череповец
Минимум	-48	-46	-49	-48	-49
Максимум	36	36	35	35	34
Амплитуда	84	82	84	83	83

температур воздуха продолжается около 7 месяцев. Весенний и осенний периоды затяжные, с чередованием теплых и холодных дней. Зимний период с отрицательной температурой длится более 3 месяцев. Поступление теплых воздушных масс атлантического происхождения вызывает зимой продолжительные оттепели, а вторжение холодных континентальных масс воздуха – резкое похолодание.

Самый холодный месяц – февраль, самый теплый – июль. Устойчивый переход температуры воздуха через 0° весной происходит чаще всего в первой декаде апреля, осенью – в последних числах октября.

Наиболее теплая часть лета со среднесуточной температурой воздуха выше 15° продолжается 50–70 дней (со второй декады июня по вторую декаду августа). Значения температуры воздуха в районе водохранилища за 70 лет наблюдений приведены выше (табл. 1).

Многолетняя среднегодовая температура воздуха на побережье водохранилища изменяется от 2.7° в северной части до 3.4° в южной (табл. 2).

Над акваторией водохранилища в годовом ходе температуры воздуха прослеживаются некоторые отличия от такового над сушей. В мае над водной поверхностью среднемесячная температура на 0.5 – 1.0° ниже, чем над прилегающей к водоему сушей, а в сентябре–октябре примерно на 0.5° выше. Наблюдаются различия и в суточном ходе температуры воздуха над водоемом и берегом. После вскрытия водохранилища в дневные часы над водой температура на 1.0 – 4.0° ниже, а с июня по октябрь вочные часы на несколько градусов выше, чем над сушей (табл. 3).

В районе водохранилища часто повторяются годы с избыточным увлажнением, однако осадков на зеркало водоема выпадает меньше, чем на прилегающую сушу (Гущина, 1966а). Если над центральной частью водохранилища годовое количество их менее 500 мм, то на побережье колеблется от 510 до 660 мм. Около 70% годовой суммы осадков приходится на теплое время года (Справочник по климату СССР, 1966). Количество осадков по годам варьирует в широких пределах. В дождливые годы сумма их может превысить норму в 1.5 раза, а в засушливые

Т а б л и ц а 2

Среднемесячная и годовая температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) по данным гидрометеорологических станций
(Гидрометеорол. режим..., 1975)

Пункт	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Углич	-11.1	-10.5	-5.3	3.4	10.9	15.1	17.6	15.7	10.1	3.8	-2.5	-8.0	3.3
Переборы	-11.3	-11.0	-5.7	3.2	10.5	15.7	17.8	16.4	10.5	4.3	-2.8	-7.4	3.4
Мыс Рожновский	-11.5	-11.4	-6.5	1.5	9.5	15.6	18.0	16.6	10.9	4.3	-2.5	-8.1	3.0
Брейтово	-11.2	-11.1	-5.8	2.7	9.9	15.3	17.2	15.9	10.0	4.1	-2.9	-7.3	3.1
Пункт открытого моря (ПОМ)	-	-	-	-	-	15.0	18.2	16.3	10.6	3.7	-	-	-
Молога	-10.9	-11.0	-6.7	0.9	9.4	14.9	18.2	16.2	11.0	3.9	-2.7	-8.0	2.9
Пошехонье-Володарок	-11.9	-11.4	-6.2	2.4	10.0	14.6	17.0	15.2	9.4	3.1	-3.1	-8.7	2.5
Череповец	-11.9	-11.3	-6.2	2.1	9.6	15.1	17.2	15.6	9.9	3.2	-3.4	-8.0	2.7

Т а б л и ц а 3

Изменение температуры воздуха над водной поверхностью (Гидрометеорол. режим..., 1975)

Дата	Число наблюдений	Расстояние от подветренного берега, км	Температура, °C		Разность температуры поверхности воды и воздуха на урезе, °C	Изменение температуры воздуха по профилю, °C	
			поверхности воды	воздуха		между соседними станциями	на всем профиле
24 VI 1964	8	Урез	11.4	16.6	-5.2	-2.7 -0.7 -0.6 0.0	-4.0
			17	13.9			
			25	13.2			
			35	12.6			
			43	12.6			
25 VI 1964	6	Урез	19.3	10.9	8.4	6.3 1.4 0.0	7.7
			17	17.2			
			25	18.6			
			35	18.6			
25 VII 1964	6	Урез	18.9	14.8	4.1	3.7 0.0 0.1 0.0	3.8
			8	18.5			
			18	18.5			
			28	18.6			
			43	18.6			
25 V 1966	14	Урез	11.1	18.3	-7.2	-1.3 -2.1	-3.4
			17	17.0			
			25	14.9			
29 VI 1966	9	Урез	20.2	17.3	17.3	2.5 0.4	2.9
			17	19.8			
			25	20.2			
				.			

годы бывает вдвое меньше нормы. Наименьшая влажность воздуха характерна для конца весны и начала лета, когда среднемесячная величина ее колеблется от 69 до 74%.

Влияние обширного Рыбинского водохранилища прослеживается и на изменении облачности. В теплые месяцы года количество ее над водоемом в дневные часы меньше, а в ночные и утренние – больше, чем над сушей.

Большое влияние на весь комплекс процессов, протекающих в водоеме, оказывает тепловой баланс. В весенний переходный период основной приходной составляющей теплового баланса является проникающая радиация, которая в среднем составляет 72% суммарного тепла. За счет теплообмена с атмосферой водоем получает 27% тепла, и только 1% приходится на тепловой сток рек, конденсацию и осадки. Из поступившего тепла 46% расходуется на таяние льда и на прогрев водной массы, 2% – на прогрев грунтов дна. Оставшееся тепло уходит на излучение и испарение (Колкутин, Тачалов, 1970).

В мае величина поглощенной солнечной радиации составляет в среднем $12.2 \text{ ккал}/\text{см}^2$, в июне–июле – порядка $13.2-13.7 \text{ ккал}/\text{см}^2$ (максимальные значения), с августа по октябрь она снижается от 9.7 до $2.3 \text{ ккал}/\text{см}^2$. В отдельные годы в самые теплые месяцы водоем поглощает от 11.7 до $15.4 \text{ ккал}/\text{см}^2$ (Зайцева, 1968).

По данным измерений на гидрометеорологической станции мыс Рожновский на побережье водохранилища положительный тепловой баланс устанавливается в апреле – $3.5 \text{ ккал}/\text{см}^2$, в мае–июле величина его увеличивается до $8.2-8.4 \text{ ккал}/\text{см}^2$, а от августа к октябрю уменьшается с 5.7 до $0.3 \text{ ккал}/\text{см}^2$. С ноября по февраль радиационный баланс отрицательный, а в марте – нулевой (Справочник по климату СССР, 1966).

Для значительной части побережья и акватории водохранилища характерно преобладание ветров юго-западного и западного направлений. Однако на отдельных участках побережья в течение теплого периода наряду с западными и юго-западными ветрами часто повторяются северо-западные (рис. 2). В отдельные годы наблюдается увеличение повторяемости ветров северной четверти. Штилевая погода в районе водохранилища бывает очень редко, наоборот, ветры со скоростью выше 8 м/с – обычное явление. В открытой части водоема число дней с таким ветром в среднем составляет 203 в год, а в отдельные годы – 223. Зарегистрированы случаи, когда при отдельных порывах скорость ветра достигает 40 м/с (табл. 4).

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МОРФОМЕТРИИ И РЕЛЬЕФА ДНА

Форма и рельеф дна водохранилища определились основными чертами рельефа Молого-Шекснинской низины. Длина береговой линии при нормальном подпорном уровне (НПУ) составляет

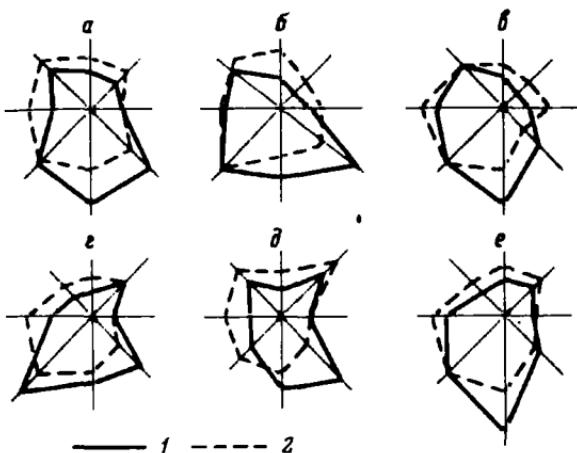


Рис. 2. Повторяемость ветров различных направлений, % (по: Гущина, 19666).

а - мыс Рожновский, б - Переборы, в - Брейтово, г - Пошевхонье-Володарск, д - Гаютино, е - Череповец. 1 - холодный период (Х1-ІУ), 2 - теплый период (V-X).

2150 км. Изрезанность берегов, за исключением Молого-Шекснинского полуострова, незначительна. Площадь зеркала водохранилища при НПУ - 4550 км^2 , а объем водной массы - 25.4 км^3 . Средняя глубина его 5,6 м. Глубины от 0 до 2 м занимают около 21% площади. В результате зимней сработки акватория водоема может уменьшаться на 48%, а объем - на 67%.

По распределению глубин и морфологическим особенностям ложа в водохранилище выделяются четыре плеса: Волжский, Молжский, Шекснинский, Главный (Фортунатов, 1959). Из них первые три располагаются по долинам соответствующих рек и представляют собой вытянутые, за исключением Шекснинского плеса, сравнительно узкие участки. Они характеризуются наличием извилистой полосы больших глубин по руслам рек, к которой примыкают участки затопленных пойм с глубинами от 2 до 9 м.

По конфигурации берегов и форме в плане, по распределению глубин плесы водохранилища существенно различаются между собой. Это относится и к рельефу дна. Наличие речек, ручьев и озер в долинах основных водотоков особенно осложнило рельеф дна Главного плеса (рис. 3) и обусловило местами резкую смену глубин.

Рельеф дна водохранилища подвержен существенным изменениям. Они происходят прежде всего под влиянием действия водных масс, которые размывают ложе и берега. Общая длина абразивных берегов водохранилища составляет 152 км. Участки

Таблица 4

Среднемесячная и годовая скорости ветра (м/с) на побережье
(Гидрометеорол. режим..., 1975)

Пункт	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Углич	3.9	3.8	3.9	3.6	3.6	3.3	3.1	3.0	3.5	4.2	4.1	4.2	3.7
Переборы	4.3	4.2	4.1	3.7	4.1	4.0	3.7	3.6	4.0	4.7	4.4	4.4	4.1
Мыс Рожновский	5.8	5.2	5.5	4.7	4.8	4.9	5.0	5.1	6.1	6.8	6.4	5.9	5.5
Брейтово	4.4	4.1	4.4	3.9	4.3	4.1	3.8	3.8	4.3	5.0	4.7	4.7	4.3
Пункт открытого моря (ПОМ)	-	-	-	-	-	5.6	5.4	5.8	6.6	6.9	-	-	-
Череповец	5.4	5.4	5.2	4.7	4.5	4.3	3.9	4.0	4.4	5.2	5.4	5.4	4.8

абразии расположены в основном в речных плесах. Берега Главного плеса преимущественно пологие, на многих участках заболоченные. Поэтому несмотря на то, что абразионные берега сложены в большинстве случаев легкоразмываемыми породами, размеры береговых переформирований сравнительно невелики. По данным Рыбинской гидрометеорологической обсерватории, в 1947-1963 гг. береговая линия отступила на участках абразионных берегов в Волжском плесе на 10-30 м, в Моложском - на 30-100 м, в Шекснинском - на 50-90 м, в Переборском заливе - на 20-25 м (Иванов, 1965). Объем переформирования грунта на 1 пог. м берега составил за рассматриваемый период от 47 до 527 м³. Если принять условно средний объем береговых переформирований на 1 пог. м абразионного берега равным средней из наблюденных величин (около 190 м³ на пог. м), то общее поступление материала из этого источника равно 28.5·10⁶ м³, или около 46·10⁶ т, при средней пористости 40% и удельном весе 2.7 т/м³ (Буторин и др., 1975).

Большая часть переработанного материала откладывается в пределах узкой полосы береговой отмели, но часть его поступает в глубоководные участки водоема. Если учесть, что при определенных динамических условиях часть продуктов размыва берегов, слагающих береговую отмель, также уносится за ее пределы, то в целом фактор размыва берегов играет существенную роль в изменении рельефа водохранилища.

При мелководности водохранилища гидродинамическое воздействие водной массы распространяется не только на прибрежную мелководную зону, но и на районы подводных возвышенностей

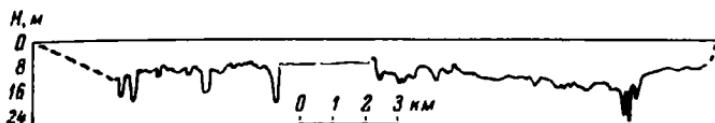


Рис. 3. Поперечный профиль дна по разрезу Горькая Соль-Григорово (Главный пles).

дна в открытой части водоема. По своим размерам переработка подводных мелководных банок не уступает переработке берегов. Обследования нескольких мелководных участков в Волжском и Главном пlesах водохранилища, включающие съемки и повторные нивелировки постоянно закрепленных профилей, показали, что при размытии мелководий происходит нивелирование их поверхности. Бугристый до затопления рельеф сменяется плоским. Абсолютные высоты обследованных мелководий за 25 лет существования водохранилища уменьшились на 1.5 м (Зиминова, Курдин, 1968).

Только банка Лысая Гора в Волжском пlesе водохранилища за рассматриваемый период потеряла 14.7 тыс. m^3 грунта, или 13.7% своего первоначального объема. Объем грунта, вынесенный в Главный пles водоема, составил 397 тыс. m^3 . Таким образом, в становлении подводного рельефа и его изменениях решающая роль принадлежит водным взвесям.

Основная масса взвешенного вещества Рыбинского водохранилища образуется в основном за счет абразионной деятельности водоема и оценивается в $86.6 \cdot 10^6$ т, а также за счет речных наносов – $19 \cdot 10^6$ т. Доля продукции фитопланктона и высшей водной растительности в образовании взвесей составляет $2.9 \cdot 10^6$ т (Буторин и др., 1975).

Водные взвеси играют большую роль в формировании грунтового комплекса водоема. В Рыбинском водохранилище только 5% поступающих и образующихся в нем взвешенных веществ выносятся в нижний бьеф гидроузла, а остальная часть их аккумулируется на дне водоема (Зиминова, Курдин, 1972). Помимо этого водные взвеси, изменяя прозрачность воды, лимитируют проникновение в водную толщу солнечного света и тем самым оказывают непосредственное влияние на температурные условия водоема.

ЗОНА ВРЕМЕННОГО ЗАТОПЛЕНИЯ

Характерной морфометрической особенностью Рыбинского водохранилища является наличие обширной зоны временного затопления, образующейся в результате годовых изменений уровня. Зоной временного затопления мы считаем часть акватории водоема, ограниченную положением самого высокого и наиболее низкого уровня водохранилища за многолетний период с момента

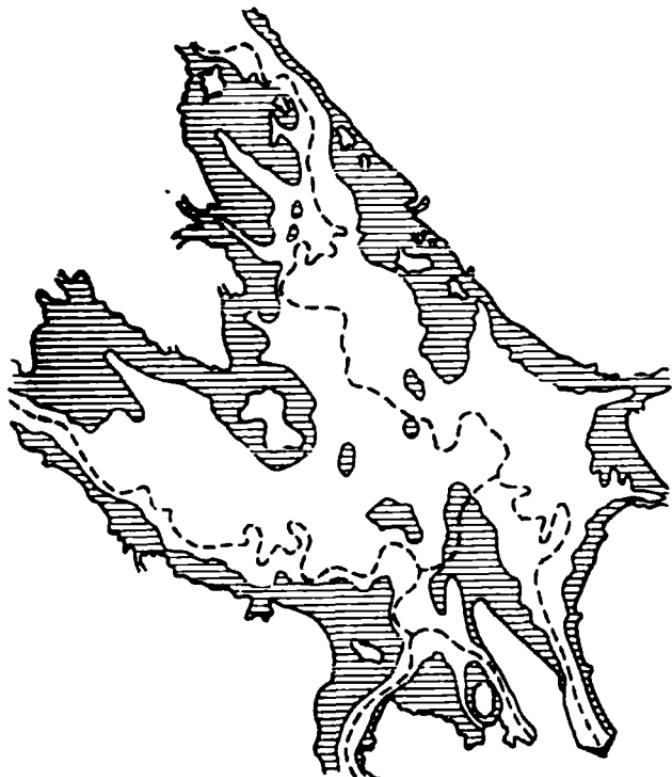


Рис. 4. Осушная зона (заштрихована).

Пунктирная линия – русла рек.

его наполнения до проектной отметки (1947 г.). Для Рыбинского водохранилища эта зона расположена между отметками уровня 102.4 и 96.1 м. Площадь ее составляет 2780 км² (с учетом площади осевшего на грунт льда), что составляет 61% от площади водохранилища при НПУ и 57% от площади максимального его наполнения за многолетний период. Образуется она в результате осушения не только прибрежных мелководий, но и мелководных участков Главного пlesa (рис. 4). Поэтому в дальнейшем мы будем называть ее осушной зоной водохранилища.

Осушная зона – новый и качественно своеобразный ландшафтный элемент, характерный особенно для равнинных водохранилищ. Эта зона отличается своеобразием режимных характеристик, грунтового комплекса, в ней происходит формирование специфической флоры и фауны. Характерной особенностью ее является промерзание осушенных грунтов в зимнее время. При неблагоприятных условиях, в суровые и малоснежные зимы, отрицательные температуры в поверхностном слое грунта достигают 10-15°, что приводит почти к полной гибели зимующих

Т а б л и ц а 5

Площади осушаемых мелководий и соответствующие им объемы водной массы

Плес	Характеристики	Изобата от НПУ, м			
		1	2	3	4
Волжский	Площадь, км ²	82	168	245	290
	% от площади при НПУ	15	30	45	53
	Объем зоны, км ³	0.09	0.17	0.36	0.53
	% от объема при НПУ	3	6	14	20
Мологский	Площадь, км ²	54	97	119	144
	% от площади при НПУ	24	44	54	65
	Объем зоны, км ³	0.03	0.10	0.15	0.24
	% от объема при НПУ	4	13	20	32
Шекснинский	Площадь, км ²	136	262	368	445
	% от площади при НПУ	20	38	53	64
	Объем зоны, км ³	0.01	0.23	0.50	0.80
	% от объема при НПУ	1	9	20	32
Главный	Площадь, км ²	228	434	655	982
	% от площади при НПУ	7	14	22	32
	Объем зоны, км ³	0.12	0.40	1.04	2.05
	% от объема при НПУ	1	2	5	10
Водохранилище в целом	Площадь, км ²	500	961	1416	1861
	% от площади при НПУ	11	21	31	41
	Объем зоны, км ³	0.23	0.90	2.04	3.61
	% от объема при НПУ	1	4	8	14

в нем водных животных. Зона временного затопления играет большую роль не только в жизни водоема, но и в значительной степени определяет особенности его режима. Прежде всего она оказывает большое влияние на температурные условия водохранилища. Сезонный ход температуры здесь весьма динамичен.

Осушная зона отличается от глубоководных частей более ранним прогревом в весенне время, наиболее высокими абсолютными температурами летом и ранним охлаждением осенью, причем изменение температуры за короткое время охватывает всю водную толщу и верхний слой донных отложений.

Особенности режима зоны временного затопления, своеобразной части акватории водоема, обусловливаются в основном ее морфометрическими характеристиками, в частности положением и размерами. В среднем за многолетний период при годовом понижении уровня осушная зона распространяется до 4-метровой изобаты от уровня при НПУ. При этом осушается 1860 км² мелководий, или 41% от площади водоема при НПУ. Объем водной массы соответствующей мелководной зоны составляет 3,6 км³, или 14% от объема водохранилища при НПУ.

Для Рыбинского водохранилища обычны случаи осушения мелководий ниже 4-метровой изобаты. С 1947 до 1978 г. такое годовое понижение уровня отмечалось 14 раз. Наиизший уровень наблюдался в 1952 г. В этих условиях осушная зона составляла 54% акватории водоема при НПУ с учетом площади осушения под осевшим на грунт льдом.

С целью изучения динамики осушной зоны для разных плесов приводятся (табл. 5) абсолютные и относительные величины их площадей и объемов водной массы между береговой линией при НПУ и изобатами в 1-4 м. Оказалось, что по абсолютной величине площади осущенных мелководий плесы располагаются в следующей последовательности: Главный, Шекснинский, Волжский, Моложский. По удельной же величине мелководных участков в размерах акватории каждого плеса картина иная: наиболее развиты мелководья в Моложском плесе, где они от уреза при НПУ до глубины 4 м составляют 65% от акватории плеса, затем следуют Шекснинский и Волжский плесы, а последнее место занимает Главный плес. Приведенные данные свидетельствуют о большом удельном весе мелководий во всех плесах водохранилища.

Величина площади мелководий, затапляемых и осушаемых ежегодно, время начала и конца осушения или затопления сильно колеблются в зависимости от особенностей годовых колебаний уровня. Учитывая, что продолжительность затопления и осушения рассматриваемой зоны имеет большое значение в жизни водоема, этим процессам уделяется особое внимание.

При определении времени начала и конца как затопления, так и осушения мелководных территорий принимался момент, когда уровень начинал устойчиво повышаться или понижаться. Временные изменения уровня в результате сгонно-нагонных колебаний не учитывались, поэтому даты и значения максимальных и минимальных годовых значений уровня в данном случае могут отличаться в отдельные годы от сведений, публикуемых Гидрометеослужбой.

Таблица 6

Продолжительность повышения уровня и величина затопленных мелководных территорий за 1947-1980 гг.

Период повышения уровня	Повышение уровня, м	Продолжительность затопления, сут	Затопленная площадь, км ²
1 IY-21 VI 1947	5.05	81	2212
4 IY-6 VI 1948	3.25	63	1479
3 IY-29 V 1949	2.38	56	1140
4 IY-3 VI 1950	2.96	60	1343
29 III-16 VI 1951	3.36	79	1579
15 IY-5 VI 1952	3.32	51	1367
2 IY-18 VI 1953	3.23	78	1513
30 III-1 VI 1954	1.72	63	776
18 IY-20 VI 1955	5.26	63	2377
17 IY-7 VI 1956	4.70	51	2050
11 IY-14 V 1957	3.38	33	1589
17 IY-27 V 1958	4.90	40	2222
10 IY-19 V 1959	4.04	39	1884
12 IY-2 VI 1960	3.21	51	1402
2 IY-20 V 1961	2.86	48	1380
7 IY-31 V 1962	4.16	54	1928
14 IY-30 V 1963	2.72	46	1222
9 IY-8 VI 1964	3.12	60	1397
10 IY-20 VI 1965	3.59	71	1659
3 IY-13 VI 1966	4.74	71	2191
29 III-20 V 1967	3.49	52	1627
27 III-22 V 1968	4.12	56	1902
12 IY-21 VI 1969	3.68	70	1690
4 IY-15 V 1970	3.70	41	1732
5 III-30 V 1971	2.65	86	1218
25 III-8 VI 1972	2.91	75	1384
26 III-15 V 1973	2.30	50	1027
5 III-16 VI 1974	3.84	103	1772
7 III-4 V 1975	2.57	58	1161
26 III-6 VII 1976	3.78	102	2142
3 IY-15 VI 1977	4.31	73	1942
31 III-20 VII 1978	4.64	111	2087
5 IV-19 V 1979	2.93	44	1399
22 III-18 V 1980	4.86	57	2201
Максимум	5.26	111	2377
Минимум	1.72	33	776
Средний	3.58	62	1645

Таблица 7

Повторяемость и обеспеченность размеров затопляемых площадей и сроков их затопления

Интервалы затопляемых площадей, км^2	Частота (повторяемость)		Обеспеченность		Интервалы сроков наполнения, дни	Частота (повторяемость)		Обеспеченность	
	годы	%	годы	%		годы	%	годы	%
2499-2000	8	23.5	8	23.5	119-100	3	8.8	3	8.8
1999-1500	12	35.3	20	58.8	99-80	2	5.9	5	14.7
1499-1000	13	38.3	33	97.1	79-60	12	35.3	17	50.0
899-500	1	2.9	34	100.0	59-40	13	38.3	30	88.3
					39-20	3	8.8	33	97.1
					19.0	1	2.9	34	100

Начало затопления осушной зоны совпадает с началом наполнения водохранилища водами весеннего половодья. Средняя дата начала повышения уровня, по многолетним данным, 5 апреля при среднем уровне водоема 98.1 м. В зависимости от климатических условий года начало и конец повышения уровня в водохранилище могут сдвинуться от средней даты до одного месяца. Так, наиболее раннее начало повышения уровня за исследуемый период наблюдалось 5 марта (1974 г.), наиболее позднее – 18 апреля (1955 г.). Окончание затопления мелководий совпадает по срокам с наступлением максимального уровня в конце наполнения водоема. Наиболее ранняя дата окончания затопления мелководий относится к 4 мая (1975 г.), а наиболее поздняя – к 20 июля (1978 г.). Среднемноголетняя дата окончания затопления мелководий водохранилища приходится на 3 июня при отметке уровня 101.6 м (табл. 6).

Таким образом, продолжительность процесса затопления мелководий водохранилища колеблется от 33 (1957 г.) до 111 суток (1978 г.) при среднем времени, равном 62 суткам. При среднем повышении уровня за многолетний период 3.58 м затопляется 1645 км^2 мелководных территорий. В 1954 г. при минимальном повышении уровня 1.72 м оказались затопленными 776 км^2 , а при максимальном подъеме его в 1955 г., равном 5.26 м, затоплению подвергалось 2377 км^2 , т.е. в 3 раза больше.

В отдельные годы как сроки начала и конца затопления мелководий, так и величины затопляемых площадей сильно отклоняются от средних значений (табл. 6). В связи с этим обстоятельством были подсчитаны повторяемость и обеспеченность величины затопляемых площадей и сроков затопления (табл. 7).

Полученные данные показывают, что если за исследуемый период величина затопляемых площадей изменялась от 776 до 2377 км^2 , а продолжительность затопления от 33 до 111 суток,

Таблица 8

Продолжительность понижения уровня и величина осущеных мелководных территорий за 1947-1980 гг.

Период осушения	Понижение уровня, м	Продолжительность осушения, сут	Осушенная площадь, км ²
21 VI 1947-4 IY 1948	3.54	287	1633
6 VI 1948-3 IY 1949	1.98	301	934
28 Y 1949-4 IY 1950	3.50	312	1623
3 VI 1950-29 III 1951	2.61	299	1189
16 VI 1951-15 IY 1952	5.52	303	2413
5 VI 1952-2 IY 1953	2.11	301	1249
18 VI 1953-30 III 1954	3.24	285	1518
1 VI 1954-18 IY 1955	3.40	321	1467
20 VI 1955-17 IY 1956	5.55	301	2481
7 VI 1956-11 IY 1957	2.71	308	1249
14 Y 1957-17 IY 1958	4.91	338	2227
27 Y 1958-10 IY 1959	3.93	318	1830
19 Y 1959-12 IY 1960	4.96	328	2259
2 VI 1960-2 IV 1961	1.14	304	538
20 Y 1961-7 IY 1962	4.29	322	1992
31 Y 1962-14 IY 1963	3.90	318	1813
30 Y 1963-9 IY 1964	3.12	314	1398
8 VI 1964-10 IY 1965	2.71	306	1217
20 VI 1965-3 IY 1966	4.15	287	1885
13 VI 1966-29 III 1967	3.88	289	1822
20 Y 1967-27 III 1968	4.15	311	1917
22 Y 1968-12 IY 1969	3.96	325	1832
21 VI 1969-4 IY 1970	3.19	287	1474
15 Y 1970-5 III 1971	3.40	295	1599
30 Y 1971-25 III 1972	2.88	299	1319
8 VI 1972-26 III 1973	3.68	291	1680
15 Y 1973-5 III 1974	2.10	266	936
16 VI 1974-7 III 1975	3.35	255	1556
4 Y 1975-26 III 1976	3.96	327	1727
6 YP 1976-3 IY 1977	4.51	271	2044
15 VI 1977-31 III 1978	4.47	289	2000
20 YII 1978-5 Y 1979	1.71	289	1289
19 Y 1979-22 III 1980	3.84	307	2191
Максимум	5.55	338	2481
Минимум	1.14	255	538
Средний	3.50	302	1647

Таблица 9

Продолжительность понижения уровня и осушенная площадь
в летний и зимний периоды за 1947-1980 гг.

Летний период					Зимний период				
год	продолжи- тельность периода, сут	пониже- ние уров- ня, м	осушенная площадь, км ²	% от осу- шеннной за год	годы	продолжи- тельность периода, сут	пониже- ние уров- ня, м	осушенная площадь, км ²	% от осу- шеннной за год
1947	215	1.51	721	44.2	1947-1948	133	2.03	912	55.8
1948	232	1.17	547	58.6	1948-1949	130	0.81	386	41.4
1949	178	1.33	648	39.9	1949-1950	131	2.17	975	60.1
1950	236	0.57	271	22.8	1950-1951	124	2.04	918	77.2
1951	209	1.76	851	35.3	1951-1952	155	3.76	1562	64.7
1952	234	0	0	0	1952-1953	128	2.48	1249	100.0
1953	230	0.43	220	14.5	1953-1954	126	2.81	1297	85.5
1954	240	1.03	484	33.0	1954-1955	142	2.37	982	67.0
1955	216	2.83	1365	55.0	1955-1956	146	2.72	1116	45.0
1956	215	0.28	142	11.4	1956-1957	154	2.47	1106	88.6
1957	197	1.11	560	25.1	1957-1958	141	3.08	1667	74.9
1958	194	1.31	856	35.8	1958-1959	134	2.62	1174	64.2
1959	179	1.48	747	33.1	1959-1960	149	3.48	1512	66.9
1960	225	1.00	468	87.0	1960-1961	140	0.14	70	13.0
1961	190	1.57	776	39.0	1961-1962	132	2.72	1216	61.0
1962	186	0.87	443	24.4	1962-1963	132	3.03	1370	75.6

1963	181	1.73	801	57.3	1963-1964	134	1.39	597	42.7
1964	197	2.10	949	78.0	1964-1965	140	0.61	268	22.0
1965	207	1.30	620	32.9	1965-1966	141	2.85	1265	67.1
1966	241	2.45	1180	64.8	1966-1967	119	1.09	642	35.2
1967	197	2.32	1110	57.9	1967-1968	114	1.83	807	42.1
1968	172	1.87	896	48.9	1968-1969	153	2.01	936	51.1
1969	208	1.91	913	61.9	1969-1970	140	1.28	561	38.1
1970	192	2.69	1295	80.9	1970-1971	102	0.71	305	19.1
1971	174	1.81	848	64.3	1971-1972	126	1.07	471	35.7
1972	148	3.36	1531	91.1	1972-1973	143	0.32	149	8.9
1973	172	1.80	808	86.3	1973-1974	94	0.30	128	13.7
1974	162	2.29	1095	70.4	1974-1975	93	1.06	461	29.6
1975	191	2.73	1231	71.3	1975-1976	136	1.23	496	28.7
1976	105	1.98	944	46.2	1976-1977	166	2.53	1100	53.8
1977	168	1.70	805	40.2	1977-1978	121	2.77	1195	59.8
1978	134	0.10	51	4.0	1978-1979	155	1.61	1238	96.0
1979	141	2.06	989	45.1	1979-1980	166	1.78	1202	54.9
1980	165	3.22	1517	-	-	-	-	-	-
Максимум	241	3.36	1531	91.1	-	166	3.76	1667	100.0
Минимум	105	0	0	0	-	93	0.14	70	8.9
Среднее	192	1.64	779	47.3	-	135	1.91	885	52.7

то затопление площадей от 1000 до 2000 км² имеет обеспеченность 74%, а площадей от 1000 до 1500 км² - 38%.

Аналогичные расчеты выполнены и для периода осушения мелководий. Из приведенных данных (табл. 8) следует, что в среднем за год осушается 1845 км². Минимальное понижение уровня, равное 1,14 м, наблюдалось в 1980-1981 гг., при этом было осушено 538 км² мелководных территорий, а максимальное - 5,55 м в 1955-1958 гг. повлекло осушение 2469 км² мелководных территорий, т.е. почти в 5 раз больше. Продолжительность осушения изменялась от 255 до 338 суток при средней продолжительности осушения за многолетний период 302 суток, т.е. осушение мелководных территорий происходит в 5 раз медленнее, чем их затопление.

Поскольку температурный режим в осушной зоне летом и зимой резко различен, представляет интерес уточнить величины площадей ее для каждого из этих сезонов. По многолетним данным в летний период осушается в среднем 894 км² мелководий, а в зимний - 1187 км², что составляет соответственно 37,6 и 62,4% от средней площади зоны временного затопления. Естественно, что в отдельные годы величины площадей, осушаемых как зимой, так и летом, и их соотношение существенно варьируют (табл. 9).

Наименьшая величина осушаемых в летний период площадей отмечается в годы с низким весенним наполнением водохранилища (1950, 1952, 1956, 1980, 1982). Максимальный уровень наполнения водоема в эти годы был на 1-2 м ниже НПУ. Самый низкий уровень весеннего наполнения водохранилища был в 1952 г. и составил 1,93 м ниже НПУ. Но в этот аномальный год в результате обильных дождей в летне-осенний период после незначительного понижения наблюдалось повторное повышение уровня, что привело к дополнительному затоплению 620 км² мелководий. В отличие от других лет в этот год вся площадь осушения приходилась на зимний период.

Такая сложная динамика зоны временного затопления, большая изменчивость продолжительности процессов затопления и осушения мелководий несомненно оказывают большое влияние на температурные условия как прибрежья, так и всего водоема.

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Донные отложения водоемов помимо общелимнологического значения играют большую роль в их тепловом балансе. Накапливая тепло за теплую время года, они отдают его в зимний период водной массе и тем самым влияют на температурный режим водоема. Вопрос о распределении температуры в донных отложениях и теплообмена между дном и водной толщей остается слабо изученным. Для понимания его и раскрытия закономерностей процесса теплообмена между донными отложениями

и водой существенное значение имеет характеристика особенностей грунтового комплекса водоема.

Началом формирования грунтового комплекса водохранилища следует считать его заполнение, а исходным материалом – почвенный покров затопленной территории. Под воздействием физических и биохимических процессов из первичных грунтов, поступающих в водоем, и образующихся в нем взвесей формируются донные отложения водоема. В Рыбинском водохранилище развитие этого процесса прослежено достаточно хорошо (Курдин, 1959, 1965; Курдин, Зиминова, 1968, 1971; Буторин и др., 1975). В ходе этих исследований должное внимание уделялось и изучению грунтового комплекса зоны временного затопления. Оказалось, что за годы существования водохранилища первоначально затопленные почвы как всего ложа, так особенно прибрежных мелководных частей, подвергались значительным изменениям. К 1965 г. почти полностью завершилось самоочищение ложа Рыбинского водохранилища от затопленной растительности и произошло разрушение основного количества торфяных сплавин (Тачалов, 1965). Возросшая в связи с этим интенсивность размыва донных грунтов привела к ускорению процесса формирования ложа водохранилища, в том числе и его мелководий, и выравниванию береговой линии в результате отчленения от водоема мелких заливов путем образования пересыпей и берегового вала из остатков древесной растительности, торфяной крошки и песка.

В результате перестройки первичного рельефа мелководий под воздействием ветровых волн произошло нивелирование их поверхности. Основная площадь мелководий оказалась занятой обнаженными песчаными и супесчаными почвами и вторичными мелкими и пылеватыми песками. Бывшие понижения рельефа мелководий (руслы водотоков, овраги, озера и т. д.) заполнились песчанистым илом и илом. Эти отложения богаты органическим веществом, потеря в весе при их прокаливании более 15%, тогда как у песчаных грунтов и у обнаженных почв она не превышает 3%. Обычны для мелководий водохранилища участки дна, занятые хаотическим нагромождением древесных остатков или группами пней, а также торфянистыми включениями в грунты в виде торфянистых кочек; основная же часть осушных мелководий теперь выглядит как плоская равнина с небольшими уклонами поверхности дна.

Исследованиями установлено, что грунты водохранилища подразделяются на три основные группы: первичные – сохранившиеся после затопления почвы и торфа; трансформированные – оставшиеся после затопления почвы с существенным изменением их свойств; вторичные – образовавшиеся в водохранилище.

Особенности морфометрии и гидрологического режима обусловили различия в распределении донных отложений по акватории водохранилища. В Волжском, Моложском и Шекснинском

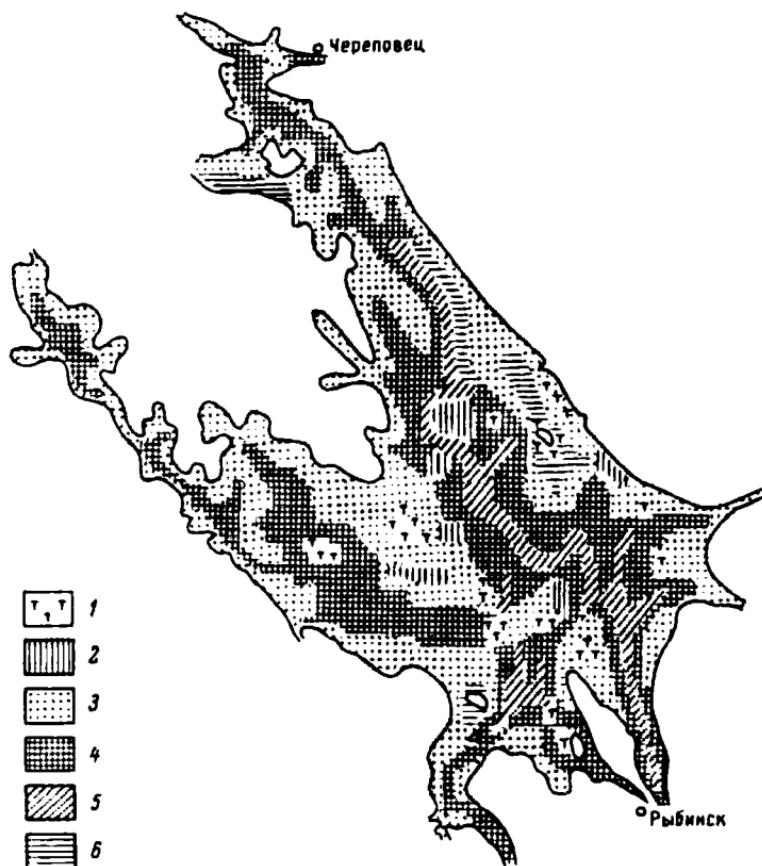


Рис. 5. Схема распределения донных отложений по материалам грунтовой съемки 1978 г.

1 - торф, 2 - почвы, 3 - песок, илистый песок, 4 - песчанистый серый и серый илы, 5 - переходный ил, 6 - торфянистый ил

плесах значительные площади дна заняты почвами. Серый ил, образовавшийся за счет аллювиальных наносов, расположен на глубинах больше 6 м. В верховых плесов он встречается и на меньших глубинах, так как волнение в этих районах развито слабо. Площади, занятые переходным и торфянистым илами, в речных плесах незначительны (рис. 5).

По характеру грунтов Главный плес делится на восточную и западную части. В восточной части илистые отложения представлены главным образом торфянистым илом и залегают ниже изобаты 10 м. Исключение составляет район Центрального мыса и заостровные пространства у восточного берега, где торфянистые илы встречаются и на меньших глубинах. Пески располагаются до глубины 5-6 м и лишь у восточного берега они распространяются на большие глубины.

Т а б л и ц а 10

Площади грунтов водохранилища (%) (по: Законнов, 1981)

Тип грунта	Год		
	1955	1965	1978
Почва	55	15	5
Песок и илистый песок	20	37	42
Песчанистый серый и серый илы	8	35	40
Переходный ил	4	5	5
Торфянистый ил	13	8	8
Торф и отложения из макрофитов	<1	<1	<1

В западной части Главного пlesa в отличие от восточной преобладают серые илы. Торфянистые илы в этом районе отсутствуют, значительные площади дна заняты песками и почвами. Так выглядел грунтовый комплекс водохранилища через 10 лет после его образования.

С течением времени в характере распределения грунтов наблюдаются существенные изменения. Это убедительно показали данные грунтовой съемки 1965 г., на основании которых отмечено продвижение песчанистых отложений в глубину водоема. Наблюдается замещение незаиленных ранее почв пылеватым песком или песчанистым илом. Одновременно с распространением песков в глубь водоема в Главном пlesе отмечены сокращение площадей, занимаемых торфянистым и переходным илами, и постепенное замещение их серым илом.

Дальнейшие исследования показали, что перестройка грунтового комплекса водохранилища продолжается, хотя темпы этого процесса замедлились. Это хорошо видно по динамике площадей различных типов грунтов (табл. 10). Произошли изменения площадей, занимаемых всеми типами грунтов. Площади под почвами уменьшились в 10 раз. За счет их произошло увеличение площадей песка различной крупности в 2 раза, а также серого и песчанистого серого ила в 5 раз. Общая площадь переходного ила практически не изменилась, а торфянистого уменьшилась в 1.5 раза.

Наличие различных по происхождению грунтов, особенности их распределения и специфичность режима водохранилища обуславливают различие физических и химических свойств донных отложений. Характерной особенностью механического состава донных отложений водохранилища является почти полное отсутствие частиц больше 0.5 мм. Исключение составляют русловые участки пlesов, где на промываемых в весенне время участках русел сохраняются средние пески, и участки мелководий водоема, на которых образовался плащ песчаных наносов.

Таблица 11

Некоторые физические и теплофизические характеристики грунтов

Органическая составляю- щая, %	γ , г/см ³	Максималь- ная моле- кулярная влагоем- кость, %	Коэффициенты			Грунт (по: Курдин, 1959)
			$K \cdot 10^{-3}$, см ² / с	$\lambda \cdot 10^{-3}$, кал см·с·град	μ , кал см ³ ·град	
0.16	1.92	5.30	5.42	2.24	0.41	Песок
0.84	1.90	8.68	4.34	3.53	0.81	
1.86	1.79	8.54	4.34	3.18	0.73	
2.35	1.76	11.11	3.23	2.28	0.71	
2.40	1.88	13.24	5.30	5.60	1.06	
2.60	1.80	11.40	4.61	3.14	0.68	Илистый песок
3.00	1.17	35.19	1.61	1.22	0.76	Обнаженная почва
3.00	1.85	11.80	3.80	2.76	0.73	Глина
3.33	1.77	17.85	3.02	2.56	0.85	Илистый песок
4.00	1.70	13.80	2.92	2.11	0.72	Пеочаная почва
4.20	1.82	16.31	3.23	3.33	1.03	Илиотый песок
4.20	1.90	15.80	4.33	3.24	0.73	
4.25	1.80	14.72	3.70	4.11	1.11	Песчаная почва
4.50	1.67	12.80	3.39	1.80	0.53	Илистый песок
5.10	1.80	15.10	3.69	2.58	0.70	Песчаная почва
5.47	1.64	15.86	3.23	2.05	0.63	Песчаная почва
6.43	1.10	52.08	1.13	1.05	0.93	
6.52	1.90	14.68	3.94	3.10	0.79	Глина
6.63	1.60	17.45	2.90	2.93	1.01	Пеочаная почва
7.10	1.51	63.60	2.61	2.02	0.77	Илистый песок

7.10	1.73	21.70	3.36	2.49	0.74	Песчаная почва
7.70	1.60	17.60	2.94	2.19	9.74	Глина
8.47	1.55	18.63	2.08	2.28	1.10	Пеочаная почва
9.16	1.36	20.55	2.21	1.90	0.86	
12.04	1.42	23.16	1.92	1.85	0.81	Супесчаная почва
12.94	1.48	24.36	2.77	1.84	0.66	
13.23	1.63	17.48	2.90	2.23	0.77	
18.56	1.33	29.10	1.92	1.48	0.77	
19.35	1.12	38.71	1.45	1.31	0.90	
20.20	1.16	29.10	1.58	1.29	0.81	Серый ил
21.20	1.15	31.70	1.52	1.30	0.86	
22.00	1.23	41.10	1.61	1.71	1.06	
23.00	1.12	34.00	1.55	1.31	0.84	
31.70	1.17	40.70	1.55	1.29	0.83	Разбухшая почва
32.70	1.04	51.30	1.38	1.19	0.86	Переходный ил
36.32	1.17	41.35	1.61	1.27	0.79	
37.50	1.04	47.00	1.46	1.36	0.93	Торфянистый ил
37.60	1.13	43.00	1.44	1.28	0.89	Разбухшая почва
40.00	1.02	48.70	1.37	1.25	0.91	Отложения из макрофитов
41.43	1.08	49.42	1.25	1.35	1.08	Торфянистый ил
42.60	1.23	44.80	1.71	1.83	1.07	
46.60	1.08	48.10	1.42	1.30	0.91	
51.90	1.13	59.10	1.39	1.09	0.78	
55.62	1.13	64.68	1.52	1.25	0.82	Отложения из макрофитов
62.00	1.03	51.30	1.27	1.25	0.91	
68.00	1.06	66.40	1.16	1.15	0.98	Торф
83.70	1.05	48.10	1.33	1.13	0.85	
88.03	1.07	62.45	1.17	1.30	1.11	
100.00	1.04	88.70	1.13	1.19	0.98	Отложения из макрофитов

Сведения о валовом химическом составе донных отложений не-
многочисленны. Отдельные анализы показывают большое сход-
ство химического состава песчанистых серых илов и подстила-
ющей почвы (Драчев, 1956).

Из литературных источников известно, что механический и химический состав донных отложений влияет на их теплофизические свойства. Так, исследованиями С.С. Бакастова (1966) установлено, что содержание органического вещества в донных отложениях является определяющей характеристикой, влияющей на теплофизические свойства грунта. Определение теплофизических коэффициентов показало, что в грунтах разного состава величина их колеблется весьма значительно (табл. 11). Меньшие значения коэффициентов теплопроводности и температуропроводности имеют илы и торф, большие – пески и песчаные почвы. Коэффициент объемной теплоемкости меньше в песчаных грунтах и больше в илах. Эти данные важны при определении теплообмена водной массы с дном, а также при расчетах теплового баланса водоема. Помимо этого они характеризуют термический режим донных отложений и придонного слоя воды – экологического фактора жизни придонных и донных организмов.

Г л а в а II

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА

На формирование температурных условий в водоеме существенное влияние оказывают особенности гидрологического режима. Основные сведения о гидрологическом режиме Рыбинского водохранилища приведены в монографиях „Рыбинское водохранилище и его жизнь“ (1972), „Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР“ (1975) и в специальных статьях. Здесь мы отметим лишь те особенности, которые имеют наиболее важное значение при формировании температурного режима водоема.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДНОГО ПИТАНИЯ И ВОДНЫЙ БАЛАНС

Территория бассейна водохранилища характеризуется избыточным увлажнением и хорошо развитой речной сетью. По характеру водного режима реки бассейна относятся к восточноевропейскому типу. Основная роль в питании их принадлежит снежному покрову. Сток половодья составляет в среднем 54% годового, летне-осенний – 30%, зимний – 16%. Волга, Молога и Шексна дают 2/3 общего притока в водохранилище. В естественных условиях внутригодовое распределение стока в них было идентичным. После зарегулирования стока Волги и Шексны характер внутригодового распределения его существенно изменился.

Сток Волги в створе Угличской ГЭС в период половодья и летне-осенних паводков уменьшился, а зимой увеличился. В среднем весной через Угличский гидроузел поступает 44%, летом – 15, осенью – 17% годового стока Волги. На зимний период приходится 24%. Еще более неравномерное внутригодовое распределение стока наблюдается у Шексны. Объем притока Шексны за апрель-июнь составляет 70%, за июль-август – 3, за сентябрь-октябрь – 6%. В целом по водохранилищу среднемноголетний приток в весенний период составляет 48% от годового, летний – 18, осенний – 11, зимний – около 23%. В зависимости от климатических особенностей года это соотношение внутригодового распределения стока может существенно меняться. Так, в многоводный 1955 г. во время половодья

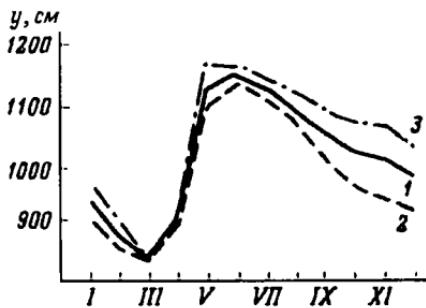


Рис. 6. Кривые годового хода уровней.

Средняя: 1 - за 1948-1976 гг.,
2 - за маловодную фазу, 3 -
за многоводную фазу.

1975). Расход воды из водохранилища по сезонам года характеризуется следующими цифрами: на весну приходится около 13.5%, на лето - 27.5, осень - 16, на зиму - 43%. Исследования последних лет показывают, что межгодовые различия основных компонентов водного баланса могут достигать 300%.

Водный баланс - один из основных факторов, обуславливающих динамику водных масс и особенности гидрологических процессов в водохранилищах. Специфичность его ярко проявляется в изменениях уровня.

КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ

Прослеживаются три характерных периода изменения уровня в водохранилище: зимней сработки, весеннего наполнения и летне-осенней сработки (рис. 6). Годовой ход его характеризуется сравнительно быстрым подъемом в начале половодья, наиболее высоким положением в конце половодья и в течение летне-осеннего периода, неодинаковой по продолжительности сработкой, преимущественно зимой, а иногда и со второй половины лета, минимальными отметками в предполоводный период.

В сезонном ходе уровня водохранилища из года в год происходят значительные изменения как в характере колебаний, так и в величине амплитуды. Амплитуда сезонных колебаний уровня в отдельные годы может достигать 5 м. В широких пределах изменяются и среднегодовые значения уровня. В отдельных случаях величина колебаний их превышает 2 м.

Помимо колебаний уровня, связанных с изменением объема водной массы в водохранилище, наблюдаются изменения его, вызванные воздействием ветра. Анализ многолетних данных измерений уровня показывает, что горизонтальное положение зеркала водохранилища отмечается примерно 60-70 суток за безледный период. В 40% случаев расхождения в уровнях водомерных постов достигают 1-5 см, а в 20-25% - 10-20 см. Перекосы уровня порядка 40-50 см имеют обеспеченность 2-3% (Гидрометеорол. режим..., 1975). Ветровые денивелляции уровня появляются уже при устойчивом ветре 3-4 м/с. Максимальные перекосы водной поверхности бывают при северных ветрах.

Отмеченные особенности в уровненном режиме водоема оказывают прежде всего большое влияние на размеры зоны временного затопления, а также на динамику вод. Положение уровня и его отметки обуславливает весенне-летний прогрев водной толщи и грунтов водохранилища, а изменения его способствуют теплообмену между мелководными и глубоководными участками водоема.

ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ

Морфометрические особенности водохранилища создают благоприятные условия для развития ветрового волнения. Они обеспечивают значительные разгоны волн для большинства направлений ветра, а повышенная скорость ветра и частая его повторяемость способствуют возникновению и развитию волнения. Так, длина разгона волн в направлении Шекспинского пlesa превышает 100 км, а за период, свободный ото льда, скорость ветра более 6 м/с над акваторией водохранилища имеет 50%-ную обеспеченность.

Наиболее интенсивное волнение наблюдается в Главном пlesе и примыкающих к нему участках речных пlesов. Расположение изолиний высот волн (рис. 7) показывает, что на большей части акватории Главного пlesа и сопредельных участках речных пlesов при ветре одной и той же скорости, но различного направления преобладают высоты волн 160–200 см, достигая значений 220 см. С приближением к берегам и мелководьям высота волн уменьшается. Так, на обширных мелководьях бывшего междуречья Шексны и Мологи высота волн не превышает 80 см.

Уменьшение размеров волн происходит также при понижении уровня воды в результате сработки водохранилища. Это связано с уменьшением длины разгонов волн и глубины по пути разгона. Особенно заметно это проявляется в прибрежье, где пологие берега быстро мелеют, и на мелководьях. Например, у мыса Рожновского, вокруг которого располагаются обширные мелководья, при понижении уровня на 1 м ниже НПУ при скорости ветра 12 м/с высота волн уменьшается не более, чем на 5%, а при понижении уровня на 2 м – уже на 25%, тогда как на глубоководных участках это уменьшение не превышает 5–15% (Гидрометеорол. режим..., 1975). Поскольку волновые процессы на Рыбинском водохранилище протекают на фоне значительных сезонных и годовых колебаний уровня, то величины элементов волн существенно меняются и оказывают большое влияние на теплообмен между мелководными и глубоководными участками водоема, а также между водной толщей и донными отложениями.

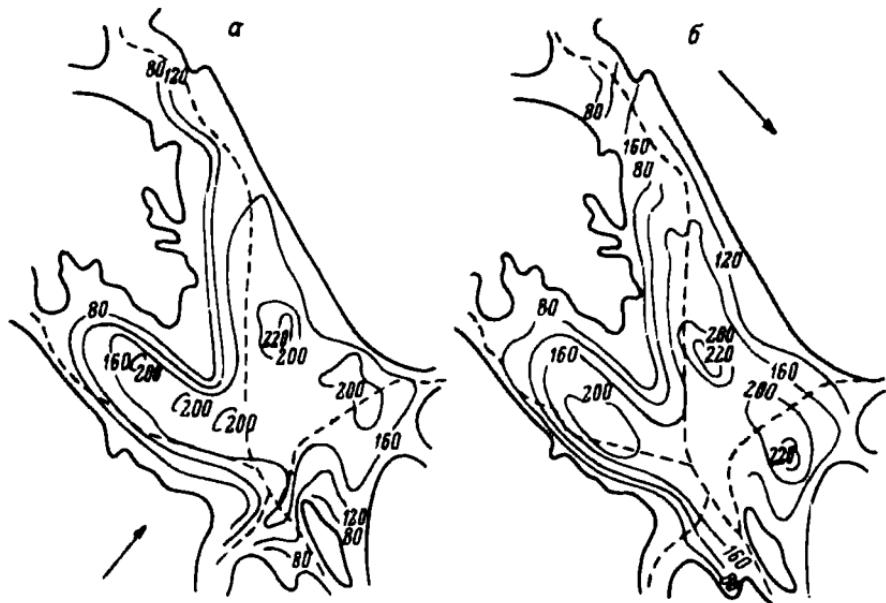


Рис. 7. Картограммы изолиний высот волн (см) при скорости ветра 20 м/с юго-западного (а) и северо-западного (б) направлений.

ТЕЧЕНИЯ

Водная масса, наполняющая водохранилище, находится в состоянии непрерывного движения. Одной из форм его являются течения. Они переносят водные массы в водоеме, способствуют перемешиванию вод, тем самым оказывая влияние на все физико-химические свойства их, включая температурный режим. Искусственное регулирование объема водной массы, форма и морфометрия водохранилища обусловливают сложную систему течений. Однако для многих его районов преобладающими являются стоковые течения, особенно в зимний период.

Режим течений в зимний период обусловлен в основном поступлением вод из Угличского водохранилища в Волжский пles, стоком Мологи и поступлением вод из Шекснинского водохранилища, наконец, сбросом их из Рыбинского через гидротехнические сооружения. Таким образом, каждый из главнейших притоков образует своеобразный поток в водоеме, характеристики которого определяются степенью зарегулированности реки и колебаниями водности потока.

В начале зимы в Волжском пlesе постоянное стоковое течение отсутствует, однако при сбросах воды из Угличского водохранилища периодически наблюдаются заметные скорости течения. Максимальные значения их отмечаются в нижнем бьефе

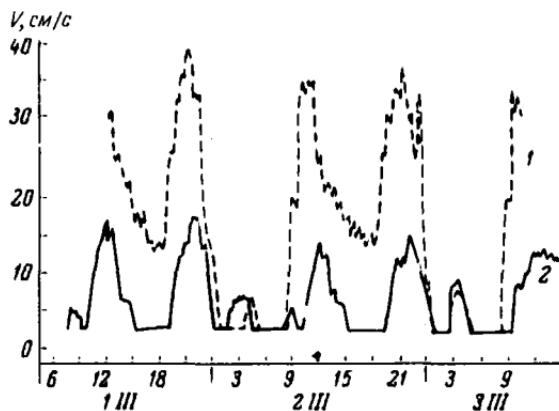


Рис. 8. Скорость течения у пос. Мышкино (1) и у с. Коприно (2) 1-3 III 1962.

Угличской ГЭС. С удалением от нее и увеличением площади водного сечения скорости течения уменьшаются (рис. 8). Максимальные скорости на выходе волжского потока в Главный плес водохранилища (90 км от Угличской ГЭС) редко превышают 15 см/с. В период предвесенней сработки Угличского водохранилища при подготовке его к пропуску паводка интенсивность течения увеличивается, а при пропуске весеннего половодья и переходе работы Угличской ГЭС на вынужденный базисный режим в Волжском плесе устанавливается постоянное стоковое течение. В это время отмечается резкое увеличение скорости течения, и даже в районе с. Коприно в отдельных случаях отмечалась скорость течения 89 см/с.

На примере Волжского плеса установлен весьма интересный и важный для понимания особенностей динамики вод водохранилищ факт возникновения обратных уклонов водной поверхности и образования сейшебразных колебаний водной массы с периодом около 6 ч. Изменения расходов Угличской ГЭС вызывают возникновение волн попусков и обусловливают неустановившийся характер движения воды на протяжении плеса, проявляющийся в периодических колебаниях уровня, изменениях уклонов водной поверхности и элементов течения. Характер распространения волн по плесу определяется его морфометрическими особенностями. При достаточно большой длине плеса волна попуска расплывается как за счет влияния сил сопротивления, возникающих при перемещении волны, так и вследствие увеличения площади водного сечения. При наличии какого-либо препятствия на пути распространения волны или резкого изменения морфометрических характеристик участка происходит отражение ее, что приводит к изменению направления движения вод и скорости течения (Литвинов, 1968; Литвинов, Буторин, 1980). Периодические изменения скорости и направления течения приводят к тому,

что в течение суток частицы воды совершают возвратно-поступательное движение при генеральном направлении перемещения в соответствии с бытовым течением Волги.

Одна из важнейших характеристик динамики вод — средний перенос за определенный промежуток времени, поскольку именно он, а не мгновенные скорости определяет характер движения водных масс. Так как движение воды носит турбулентный характер, направление переноса может существенно отличаться от фиксированного в конкретный момент времени направления течения. За период осреднения в данном случае целесообразно принять сутки, поскольку в это время, как правило, укладываются два полных цикла колебания попусковой волны. Сопоставление величин среднесуточных скоростей течения с косвенными характеристиками перемещения водных масс показало, что в большинстве случаев среднесуточные скорости совпадают со скоростью перемещения водных масс.

Наиболее простой способ вычисления результирующего переноса вод состоит в разложении вектора скорости на составляющие по координатным осям с последующим подсчетом их средних значений и обратном переходе к вектору переноса. Результаты подобных вычислений характеристик стокового течения в Волжском плесе для зимнего периода (табл. 12) подтверждают, что скорость переноса в 3–6 раз меньше „мгновенных“, измеренных скоростей течения и непостоянна. Коэффициенты вариации обратно пропорциональны скорости переноса, а направление переноса может менять знак.

Наибольшие скорости течения в Моложском плесе наблюдаются выше выклинивания подпора, где сохраняются обычные речные условия. Средние скорости в районе г. Устюжны в период ледостава изменяются от 22 до 38 см/с, а максимальные достигают 57 см/с. По мере продвижения моложских вод в водохранилище скорость течения заметно уменьшается и у Первомайских островов составляет 6–8 см/с, а у выхода в расширенную часть водохранилища не превышает 3–4 см/с.

Интересно отметить, что по ходу моложского потока в отдельные периоды наблюдается кратковременное увеличение скорости потока. В отдельные периоды на выходе его в открытую часть водохранилища она может увеличиваться до 8–12 см/с, причем моменты увеличения скорости совпадают по времени с моментами пиковых сбросов Угличской и Рыбинской ГЭС при незначительном сдвиге фазы. Поскольку в волжском потоке и в верхнем бьефе Рыбинской ГЭС скорости течения имеют пульсирующий характер и направление потока периодически меняется, то и в зоне выхода моложских вод в открытую часть водоема наблюдается подобное явление.

На примере моложского потока в зимний период хорошо обнаруживается влияние динамики потока на температурные условия (табл. 13). Участки плеса с наибольшей проточностью

Таблица 12

Статистические характеристики течений в нодледный период

Длина ряда <i>N</i>	Составляющая на параллель			Составляющая на меридиан				
	среднее <i>u</i>	среднеквад- ратическое отклонение σ_u	коэффици- ент вариа- ции C_u	среднее <i>v</i>	среднеквад- ратическое отклонение σ_v	коэффици- ент вариа- ции C_v	<i>V</i> , см/с	α °
Пос. Мышкино								
1135	3.02	3.86	1.94	8.59	13.20	1.53	9.1	19
144	6.04	6.45	0.94	14.04	13.67	0.97	15.2	23
144	6.01	6.45	1.07	16.65	15.30	0.91	17.1	21
144	4.90	6.04	1.23	13.02	12.90	0.99	13.8	20
144	2.69	6.23	2.31	8.93	15.09	1.69	9.3	17
144	3.66	6.37	1.74	9.65	13.96	1.44	10.3	21
144	1.31	2.36	1.80	-0.10	4.22	42.19	1.3	94
127	0.71	4.61	6.52	4.29	9.06	2.11	4.4	9
Пос. Волга								
1135	-5.08	8.18	1.61	4.81	8.42	1.75	7.0	313
144	-7.38	8.64	1.17	7.59	8.58	1.13	10.6	316
144	-9.86	9.37	0.95	9.69	9.41	0.97	13.9	314
144	-7.76	8.21	1.06	8.17	8.05	0.98	11.3	316
144	-5.30	9.99	1.87	5.43	9.94	1.83	7.6	316
144	-5.93	9.04	1.52	5.76	9.32	1.62	8.3	315
144	-0.09	2.01	1.15	-0.85	2.06	2.42	0.9	186
144	-1.30	2.53	1.93	0.09	2.95	31.26	1.3	274
127	-2.76	5.70	2.06	2.30	6.00	2.61	3.6	309

Т а б л и ц а 13

Температурные градиенты и толщина льда
по длине Моложского плеса

Станция	Температурный градиент, $^{\circ}\text{C}/\text{м}$	Толщина льда, см
Плоское	0.03	29
Противье	0.06	71
Против устья р. Себлы	0.08	85
Брейтово	0.19	88
Гридино	0.22	105

имеют наименьшие температурные градиенты и наименьшую толщину льда.

Наибольшие скорости течения в Шекснинском плесе, как и в Моложском, наблюдаются в зоне выклинивания подпора, где средние скорости течения изменяются от 5 до 84 см/с, а максимальные достигают 116 см/с. С продвижением шекснинского потока к югу скорости быстро уменьшаются: максимальные значения 10–12 см/с в районе с. Городище, а у с. Гаютино 3–4 см/с.

Зимой наименьшей проточностью характеризуется Главный плес, где скорость перемещения водных масс, как правило, не превышает 3–4 см/с. Однако, учитывая значительную сработку водохранилища в зимний период, вызывающую сток вод с мелководий в русловые участки, можно утверждать, что и в Главном плесе постоянные застойные зоны отсутствуют.

С приближением к Рыбинской ГЭС скорость течения снова постепенно увеличивается и достигает максимальных значений, превышающих 1 м/с, в подводящем канале ГЭС. Общее представление о перемещении вод в водохранилище в зимний период дает схема (рис. 9).

Основные речные потоки и при открытой водной поверхности в общих чертах сохраняют свои особенности. Наибольшие скорости стоковых течений в них наблюдаются весной. При значительных расходах Угличской ГЭС максимальные скорости течения в Волжском плесе достигают 100 см/с. Даже на спаде половодья, во второй декаде мая, в отдельные годы зафиксирована скорость течения 50–70 см/с. С окончанием половодья и с уменьшением расходов Угличской ГЭС постоянного стокового течения в плесе не наблюдается. В летний период скорость течения в районе пос. Мышкино не превышает 10 см/с, а у с. Коприно обычно ниже 3 см/с. Только с началом сработки водохранилища и увеличением расходов Угличской ГЭС в осенний период скорости течения на волжском участке снова увеличиваются до 55–60 см/с в нижнем бьефе Угличской ГЭС и 10 см/с у с. Коприно.



Рис. 9. Схема течений в зимний период.

1 – стоковое, 2 – обратное. Цифры – скорость течения, см/с.

Аналогичные изменения в скоростном режиме при отсутствии льда наблюдаются в Мологском и Шекснинском плесах. Как на Мологе у г. Устюжна, так и на Шексне в период весеннего половодья даже средние скорости течения выше 50 см/с. Значения же максимальных скоростей, особенно на Мологе, часто превышают 100 см/с. Естественно, что с приближением к Главному плесу скорости течения в этих потоках, как и в Волжском, уменьшаются, но даже в районе Первомайских островов по Мологе и у сел. Городище по Шексне в период пика половодья они могут достигать 50–70 см/с. Некоторое представление о скоростях течения этих потоков в отдельные годы дают приведенные данные (табл. 14).

Таким образом, скорости стокового течения в речных плесах Рыбинского водохранилища весной имеют величины, не только обеспечивающие интенсивное перемешивание вод и тем самым влияющие на формирование температурных условий в водной тол-

Таблица 14

Средние и максимальные скорости течения в Мологе
у г. Устюжны и в Шексне у д. Черная Грязда

Р. Молога-г. Устюжна				Р. Шексна-д. Черная Грязда			
дата	скорость тече- ния, см/с		расход воды, м ³ /с	дата	скорость тече- ния, см/с		расход воды, м ³ /с
	сред- няя	макси- мальная			сред- няя	макси- мальная	
1961 г.							
23 IY	92	128	984	21 IV	41	53	203
11 Y	65	90	360	8 Y	75	101	753
3 VI	56	80	246	3 VI	57	78	482
16 VII	35	68	86.1	10 VII	36	52	263
1962 г.							
19 IY	107	142	1450	24 IV	72	94	605
10 V	70	90	417	11 Y	64	88	528
10 VI	51	80	164	6 VI	54	73	433
10 VII	39	74	101	9 VII	31	44	235
1963 г.							
23 IY	83	107	727	23 IY	49	73	641
5 Y	67	89	407	5 Y	51	73	483
12 VI	39	70	88.2	12 VI	04	07	111

ще, но и превышающие критические значения размывающих скоростей и оказывающие существенное воздействие на формирование донных отложений, а следовательно, на температурный режим грунтов.

Летом скорости течения в речных плесах уменьшаются, а с началом сработки водохранилища в осенний период и при значительных дождевых паводках вновь увеличиваются (Буторин, Литвинов, 1963; Гидрометеорол. режим..., 1975).

В Главном плесе и сопредельных с ним участках речных плесов слабые стоковые течения на протяжении всего безледного периода перекрываются ветровыми.

Для выяснения характера интегрального переноса вод в Рыбинском водохранилище для 6 месяцев безледного периода (май-октябрь) рассчитаны схемы интегральной циркуляции вод (рис. 10). Полученные схемы интегральной циркуляции показали, что в водоеме формируются две циркуляционные зоны, приуро-

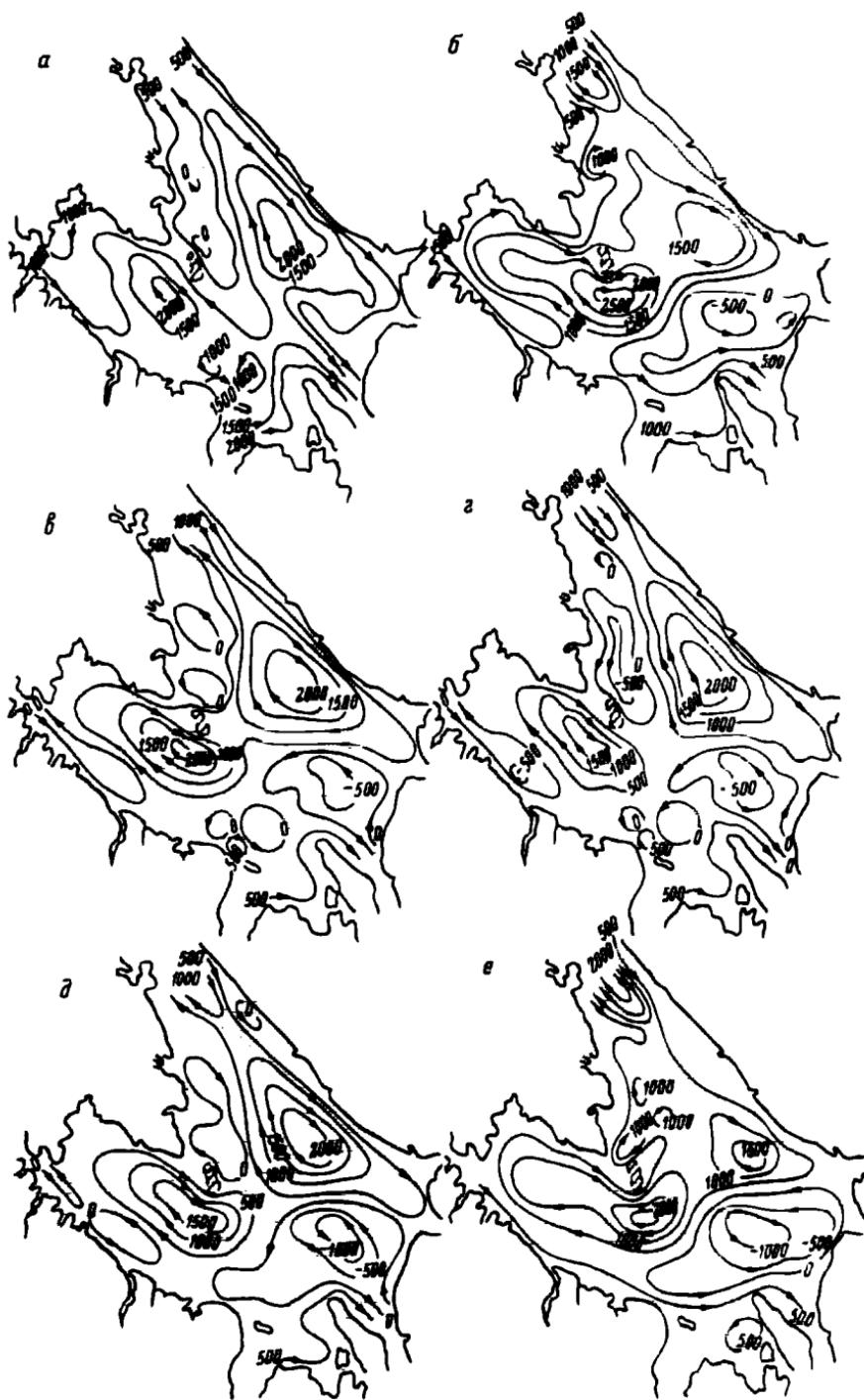


Рис. 10. Схема интегральной циркуляции вод.

а - май, б - июнь, в - июль, г - август, д - сентябрь, е - октябрь.

Т а б л и ц а 15

Расчетные характеристики преобладающего переноса
вод (за 1948-1976 гг.)

Гори- зонт	Средняя скорость, см/с	Диапазоны из- менения скоро- сти течения, см/с	Диапазоны из- менения направ- ления течения, град.	Разброс по направ- лению тече- ния, град.
Май				
0	9.2	4.2-30.0	104-166	62
1	4.0	1.0-10.0	39-222	183
2	1.9	0.1-6.3	209-200	351
3	1.9	0.1-5.0	257-230	333
4	2.6	0.0-5.0	287-136	209
5	2.3	0.1-4.6	209-34	95
6	2.0	0.0-3.1	303-354	51
Июнь				
0	9.8	3.7-29.4	40-111	71
1	4.3	0.3-9.7	284-201	277
2	2.2	0.3-5.8	215-208	353
3	2.4	0.1-5.6	71-46	335
4	3.1	0.4-6.2	186-289	103
5	3.9	0.4-5.9	217-282	65
6	3.6	0.6-4.3	236-278	42
Август				
0	10.6	5.4-43.5	94-166	72
1	4.1	0.1-10.1	15-319	304
2	2.3	0.2-5.1	225-201	336
3	3.0	0.2-5.9	151-36	245
4	3.6	0.8-6.1	266-346	80
5	3.7	0.6-5.2	284-336	52
6	2.3	1.2-3.0	287-331	44
Октябрь				
0	14.0	4.2-40.0	40-148	108
1	4.4	0.3-13.1	284-214	290
2	2.5	0.5-9.0	223-218	355
3	3.5	0.3-8.0	126-295	109
4	3.5	0.4-7.7	230-278	48
5	3.3	0.5-5.5	228-274	46
6	0.7	0.3-1.1	231-269	38

ченные к открытым участкам западной и восточной частей Главного плеса. С уменьшением притока в водохранилище и сбросов через гидроузел в июне в центральной части Главного плеса формируется третье циркуляционное образование. Сложившаяся система циркуляции, состоящая из трех крупных вихревых зон, сохраняется на протяжении всего безледного периода.

Расчеты параметров течений на отдельных горизонтах, подтвержденные натурными измерениями, показали, что на большей части акватории водоема наблюдается двуслойное течение. Смена направления течения на противоположное происходит на глубине 2-4 м (табл. 15) (Буторин и др., 1981).

Схемы интегральной циркуляции, рассчитанные для многоводного (1955) и маловодного (1972) годов, показали, что отмеченные особенности переноса вод характерны и для экстремальных по водности лет. Исключение составляет лишь май многоводного года, когда наблюдается полный размыт циркуляционных образований и существует результирующий перенос вод от речных плесов к сбросному участку водохранилища.

Анализ данных температурных измерений синхронных съемок за 1960-1964 гг. показал, что наличием циркуляционных зон определяется распределение температуры воды. Это особенно хорошо прослеживается в весенний период. Весной в маловодные и средние по водности годы в водохранилище формируются три ядра холодных вод, положение которых приурочено к циркуляционным образованиям в восточной, западной и центральных частях Главного плеса. В мае температура воды в этих ядрах ниже, чем на остальной акватории водоема на 3-4°, а по сравнению с речными плесами - на 6°. На протяжении летних месяцев эта разность составляет 0.5-1.5°. При размытии циркуляционных образований весной многоводного года поле температуры более однородно по всей акватории водохранилища, отмеченных выше различий в температуре воды не наблюдается.

Относительно подробное описание динамических процессов в водохранилище, и прежде всего режима течений, вызвано тем обстоятельством, что они оказывают не только непосредственное влияние на накопление тепла в водной толще и грунтах водоема, распределение и перенос его, но и обуславливают изменчивость многих элементов гидрологического режима, которые косвенно в той или иной мере влияют на температурные условия водохранилища. К таким элементам режима относится прозрачность воды. Имея тесную зависимость от мутности воды, она существенно влияет на тепловое состояние водоема, особенно в безледный период.

ПРОЗРАЧНОСТЬ И ЦВЕТНОСТЬ ВОДЫ

Относительная прозрачность воды, определяемая по глубине видимости белого диска, в водохранилище невелика. В речных плесах сезонные изменения ее характеризуются низкими значе-

ниями в весенний период, что связано с поступлением взвешенных частиц в период половодья и началом интенсивного развития планктона. По степени прозрачности воды Моложский плес уступает Волжскому, а Шекснинский – Моложскому. Наименьшие значения ее наблюдаются в верхней части Шекснинского плеса, выше Леушенских отмелей, где она не превышает 1.7 м, а во многих случаях менее 1 м. К осени прозрачность в речных плесах увеличивается. Так, в Волжском плесе даже средние значения ее составляют 1.7 м, а в Моложском – 1.2 м. Максимальные значения прозрачности наблюдаются после ледостава.

В отличие от речных в Главном плесе минимальная прозрачность порядка 0.3–0.4 м наблюдается в период осенних штормов. В октябре в центре водоема случаи, когда прозрачность менее 1 м, составляют 50%, в восточной части Главного плеса – 65%, а в шекснинской горловине – до 60% общего числа определений (Гидрометеорол. режим..., 1975). Максимальная прозрачность, равная 3.6 м, отмечена в Переборском заливе в январе 1961 г.

Основным фактором, определяющим прозрачность воды и ее сезонные изменения, является количество взвесей. Максимальное количество их в речных плесах содержится весной при поступлении вод половодья и в Волжском плесе у с. Коприно может достигать 95 мг/л. Значительная залесенность и заболоченность бассейна Мологи уменьшают эрозионные процессы на водосборе, и максимальное количество взвесей в Моложском плесе в 3–4 раза меньше, чем в Волжском. В период половодья выше владения Мологи в водохранилище зарегистрировано максимальное количество взвесей, равное 20 мг/л. В Шекснинском плесе эта величина составляет 10 мг/л.

В Главном плесе количество и распределение взвесей определяются степенью проникновения в него речных вод. Как правило, в переходной зоне от местных речных вод к водам центральной части водохранилища количество взвесей весной незначительно превышает зимние величины и составляет 3–4 мг/л.

Содержание и сезонная динамика взвесей в водах водохранилища освещены в работах Н.А. Зиминовой (1963, 1965). Распределение взвесей по глубине в большинстве случаев однородно. Исключения бывают весной в речных плесах, когда в них наблюдаются хорошо выраженные стоковые течения и повышенное количество взвесей, увеличивающееся с глубиной (рис. 11).

В зависимости от количества и состава взвешенных частиц может сильно искажаться цветовой тон поверхностного слоя воды. Искажение его вызывается также скоплением синезеленых водорослей. Во время максимального их размножения отмечается быстрое снижение цветового тона воды водоема. Вместо умеренно бурых и бурых оттенков стандартной шкалы цветности наблюдается грязно-зеленый тон поверхности воды.

Для большей части Рыбинского водохранилища характерно преобладание умеренно бурых и бурых оттенков. Воды Моложско-



Рис. 11. Распределение взвесей (по: Зиминова, 1963).

а - весна, б - лето, в - осень, г - зима. 1 - 1-2 мг/л, 2 - 2-4, 3 - 4-6, 4 - 6-8, 5 - 8-15 мг/л.

го и Шекснинского плесов характеризуются преобладанием бурого и темно-бурового оттенков. В этих плесах цветовой тон иногда выходит за пределы шкалы цветности. Светло-бурые оттенки чаще наблюдаются в Волжском плесе и в центральной части водохранилища (Гидрометеорол. режим..., 1975).

При характеристике цветовых особенностей воды водоемов наряду с цветовым фоном используется степень окрашенности, или цветность воды. Для ее определения использовалась имита-