

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Терешина Мария Алексеевна

**Водный и термический режим водоемов Московского региона
в условиях изменяющегося климата**

1.6.16. Гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
кандидат географических наук
Ерина Оксана Николаевна

Москва – 2025

Оглавление

Введение.....	6
Глава 1. Климатически обусловленные изменения гидротермодинамики водоемов	13
1.1. Особенности термического и динамического режима водоемов суши, их связь с экологическим состоянием водных объектов и способы параметризации.....	13
1.2. Климатические и гидрологические факторы термического и динамического режима водоемов	22
1.3. Наблюдаемые и ожидаемые изменения в режиме озер, связанные с климатическими изменениями	25
1.3.1. Современные и будущие изменения климата в мире и в России.....	25
1.3.2. Изменения в водном балансе озер.....	26
1.3.3. Изменения в термическом режиме озер	28
1.3.4. Изменения в режиме перемешивания	32
1.3.5. Изменения в ледовом режиме озер	34
1.3.6. Последствия изменений термического и динамического режима для биологических сообществ.....	36
Глава 2. Водный и термический режим водоемов Московского региона и их наблюдаемые изменения.....	40
2.1. Условия формирования гидрологического режима и изученность водоемов Московского региона.....	40
2.1.1. Природные условия и озерные водные ресурсы Москвы и Московской области.....	40
2.1.2. История изучения водоемов Московского региона.....	45
2.2. Географическое положение и основные характеристики исследуемых водоемов	47

2.3. Водный и термический режим исследуемых водоемов по архивным и современным данным.....	56
2.3.1. Использованные материалы.....	56
2.3.2. Озеро Глубокое.....	61
2.3.3. Озеро Белое.....	71
2.3.4. Озеро Святое.....	77
2.3.5. Можайское водохранилище.....	81

Глава 3. Моделирование гидротермодинамического режима озер и водохранилищ 95

3.1. Диагностическое и прогнозное моделирование гидродинамики и термического режима водоемов	95
3.1.1. Обзор существующих моделей гидротермодинамики водоемов суши.....	95
3.1.2. Лимнологическое моделирование в задачах изучения климатических изменений: протоколы ISIMIP	99
3.2. Одномерная лимнологическая модель GLM	102
3.2.1. Структура модели, основные расчетные уравнения	102
3.2.2. Работа с моделью, основные калибровочные параметры.....	108
3.3. Адаптация модели к выбранным водоемам.....	111
3.3.1. Используемые данные	111
3.3.2. Процедура калибровки	113
3.3.3. Оценка чувствительности модели к используемым входным данным и калибровочным параметрам.....	115
3.4. Качество модельного расчета гидрологического режима водоемов.....	129
3.4.1. Температура воды, годовой термический цикл и гидродинамические параметры.....	129
3.4.2. Уровенный режим	136
3.4.3. Ледовый режим	138

Глава 4. Изменения водного и термического режима водоемов Московского региона в XXI веке	142
4.1. Сценарии изменений климатических и гидрологических факторов формирования водного и термического режима озер	142
4.1.1. Сценарии изменений климата для территории Московского региона	142
4.1.2. Сценарии притока воды к Можайскому водохранилищу	145
4.1.3. Расчет сбросов воды из Можайского водохранилища в нижний бьеф	149
4.2. Ожидаемые изменения в режиме водоемов Московского региона при будущих изменениях климата.....	152
4.2.1. Общие положения	152
4.2.2. Формирование и разрушение ледяного покрова.....	153
4.2.3. Продолжительность летней стратификации	156
4.2.4. Температура воды	159
4.2.5. Водный баланс (испарение и осадки)	165
4.2.6. Обобщение ожидаемых изменений в термическом режиме водоемов	167
4.3. Возможные экологические последствия ожидаемых изменений в водном и термическом режиме водоемов Московского региона	171
Заключение	175
Использованная литература.....	178

Список использованных сокращений

ЕТР – европейская территория России

МГЭИК – Межправительственная группа экспертов по изменению климата

НПУ – нормальный подпорный уровень

УМО – уровень мертвого объема

УНБ – учебно-научная база

ФАР – фотосинтетически активная радиация

СМIP – Coupled Model Intercomparison Project (Проект сравнения объединенных моделей)

ISIMIP – The Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project (Межсекторальный проект сопоставления моделей воздействия)

RCP – (Representative concentration pathways (Репрезентативные траектории концентраций))

RMSE – root-mean square error, среднеквадратическая ошибка

NSE – Nash-Sutcliffe efficiency, критерий Нэша-Сатклиффа

SSP – Shared socioeconomic pathways (Общие социальноэкономические пути развития)

Введение

Актуальность темы исследования.

Состояние озерных экосистем и, как следствие, качество воды в них тесно связаны с особенностями термического режима и режима перемешивания (динамического режима), которые определяют интенсивность трансформации химических веществ, газовый режим, условия обитания гидробионтов и структуру трофических связей [Hellmann et al., 2008]. С отдельными особенностями термического и динамического режима водоемов связаны такие негативные явления, как формирование аноксии в придонных слоях водоемов, возникновение опасных вспышек «цветения» и эпизоды повышенных выбросов парниковых газов [Гречушникова и др., 2018; Mullin et al., 2020; Snorheim et al., 2017]. Это делает изучение термического режима водоемов важной научной и практической задачей.

К наиболее ярким проявлениям влияния глобального потепления на озера мира относятся сокращение продолжительности ледовых явлений, изменение структуры водного баланса (увеличение испарения с поверхности воды) и, как следствие, уровня режима, повышение температуры поверхностного слоя воды и изменения в динамическом режиме [Woolway et al., 2020]. При этом темп, а иногда и направленность этих изменений могут существенно различаться в различных регионах мира [Dokulil et al., 2006; Jeppesen et al., 2012; O'Reilly et al., 2015] и даже в пределах одной природной зоны [Winslow et al., 2017]. Поэтому для принятия оптимальных решений в сфере управления водными ресурсами озер важно иметь оценки возможных будущих изменений их режима, составленные на региональном и локальном уровнях. Для Москвы и Московской области подобные количественные оценки могут иметь большое значение, так как уже сейчас термический режим и показатели стратификации оказывают влияние на качество воды в источниках питьевого водоснабжения [Веницианов, Кирпичникова, 2020].

Прогнозы будущего состояния озерных систем до конца XXI века в настоящее время включены в проект ISIMIP, в рамках которого разработана единая схема оценки влияния возможных будущих изменений климата на различные компоненты земной системы по климатическим сценариям, разрабатываемым МГЭИК [Golub et al., 2022]. Благодаря использованию в данной работе подходов, принятых в этом проекте, ее

результаты в перспективе позволят сравнить направленность и интенсивность изменений в водоемах Московского региона и в водных объектах других частей земного шара.

Степень разработанности темы исследования.

Темпы современных изменений в гидрологическом режиме озер оценены в ряде работ как регионального, так и глобального охвата [Carrea, Merchant, 2019; Sharma et al., 2019; Woolway et al., 2020]. Для российских водоемов опубликованы оценки современных изменений по данным государственного мониторинга [Научно-прикладной..., 2021] и ряд научных работ, в которых детально описываются результаты влияния изменений климата на режим крупнейших российских озер [Шимараев и др., 2019; Современное состояние..., 2021], а также малых озер Севера Европейской территории России (ЕТР) [Здоровеннова и др., 2022; Пальшин, Ефремова, 2016; Филатов и др., 2014] и некоторых других регионов [Вуглинский, 2014; Обязов, 2011]. Из водоемов Москвы и Московской области сравнительно хорошо изучены только некоторые водохранилища [Пуклаков, Гречушникова, 2001], но даже для них отсутствуют современные детальные оценки интенсивности многолетних изменений термического режима.

Модельные оценки возможных будущих изменений опубликованы только для единичных российских озер [Выручалкина и др., 2016; Сало, Назарова, 2004; Климат Карелии..., 2004; Rukhovets, Filatov, 2010]. В проекте ISIMIP к настоящему времени участвуют только два российских водоема: оз. Вендюрское (респ. Карелия) и Можайское водохранилище (Московская область) [Golub et al., 2022]. При этом Можайское водохранилище представлено в упрощенном виде, не учитывающем реальный водный баланс и внутригодовую изменчивость уровня воды, оказывающую сильное влияние на термический режим водохранилища.

Целью настоящей работы является характеристика водного и термического режима водоемов Московского региона по данным инструментальных наблюдений и получение количественных оценок их изменения в течение XXI века в соответствии с международно принятыми сценариями ожидаемых климатических изменений.

Задачи работы:

- 1) Оценка современного водного и термического режима водоемов Московского региона и интенсивности их климатически обусловленных изменений по данным наблюдений;

- 2) Оценка применимости сеточных источников метеоданных (реанализов, климатических моделей) в качестве входных данных для лимнологической модели;
- 3) Адаптация, калибровка и верификация лимнологической модели для выбранных водоемов;
- 4) Проведение серии сценарных расчетов по протоколу ISIMIP3b;
- 5) Анализ возможной реакции водного и термического режима водоемов на ожидаемые климатические изменения.

Объект и предмет исследования.

В качестве объектов исследования выбраны четыре разнотипных водоема Москвы и Московской области, исторически наиболее хорошо изученные с точки зрения водного и термического режима. Озера Глубокое (Рузский район) и Белое (г. Москва) являются сравнительно глубокими (до 30 м и 15 м соответственно) естественными димиктическими водоемами. Оз. Святое (г. Москва) – мелководное (до 3 м) полимиктическое озеро. Можайское водохранилище (Можайский район) – водохранилище долинного типа, осуществляющее внутригодовое и межгодовое регулирование стока, с глубинами до 22 м.

Предметом исследования являются характеристики водного и термического режима – величины составляющих водного баланса водоемов, уровни воды, температура воды на разных глубинах, даты установления и разрушения ледяного покрова, параметры термической стратификации и их сезонные и многолетние изменения.

Материалы и методы исследования.

В качестве источников информации о водном, ледовом и термическом режиме исследуемых водоемов за исторический период использовались данные, опубликованные в монографиях и трудах гидробиологической станции на оз. Глубоком и Косинской лимнологической станции, архивные данные станции на оз. Глубоком с 1991 года и Красновидовской лаборатории по изучению водохранилищ (в настоящее время – Красновидовская учебно-научная база, далее УНБ) с 1967 года. Современный термический режим водоемов был исследован путем проведения круглогодичных ежемесячных ручных наблюдений и установки буйковых станций с температурными логгерами в теплое время года начиная с 2018–2021 гг. Синоптические условия за исторический период оценивались по архивам наблюдений на метеостанциях, данным измерений автоматической метеостанции на оз. Глубоком и данным реанализа ERA5.

Сценарии возможных будущих изменений климата по ансамблю моделей CMIP6 получены из открытого репозитория проекта ISIMIP [Lange et al., 2022].

Для воспроизведения современного и возможного будущего водного и термического режима выбранных водоемов использовалась одномерная модель гидро- и термодинамики озер GLM (General Lake Model), разработанная в Австралии и входящая в ансамбль моделей озерного сектора проекта ISIMIP [Bruce et al., 2018].

Для работы с моделью, расчета гидрофизических характеристик, статистической обработки и визуализации результатов использовались открытые библиотеки функций языка R: *glm3r*, *glmtools*, *FME*, *rlakeanalyzer*, *ggplot2* и другие.

Научная новизна исследования состоит в следующем:

- для малых озер Москвы и Московской области собрана уникальная база данных натуральных наблюдений за температурой воды, ледовыми явлениями и уровнем режимом, впервые описан современный термический режим и проведена статистическая оценка его изменений относительно данных начала–середины XX века;
- проведен анализ чувствительности лимнологической модели GLM к входным гидрометеорологическим данным и изменению калибровочных параметров, в результате чего обоснована авторская методика ее калибровки;
- даны первые оценки возможных будущих изменений режима водоемов умеренной зоны ЕТР по сценариям Шестого оценочного доклада МГЭИК;
- для Можайского водохранилища использованы модельные оценки ожидаемого притока воды и учтен сброс через сооружения гидроузла, что позволяет получить оценки, более приближенные к реальности, чем в случае задания постоянного уровня воды.

Научная и практическая значимость результатов.

Благодаря применению схемы модельной оценки будущих изменений в режиме озер, принятой в мировом сообществе, полученные результаты в дальнейшем могут быть использованы для сопоставления с направленностью и темпами будущих изменений в водоемах других регионов мира, что позволит оценивать влияние географических и местных факторов на динамику озерных систем в условиях изменяющегося климата. Разработанная схема оптимизации параметров модели GLM позволит упростить ее адаптацию для других объектов. Полученные количественные оценки возможных будущих изменений в ледовом, термическом и динамическом режиме водоемов Московского региона, а также выводы об их возможных экологических последствиях

могут быть использованы для обоснования решений в сфере управления водными ресурсами региона.

Защищаемые положения:

1. В результате изменений регионального климата продолжительность ледостава на водоемах Московского региона к началу XXI века сократилась на 20–38 дней относительно начала и середины XX века, сдвинулись сроки наступления фаз весенней и осенней гомотермии, увеличилась максимальная температура воды и устойчивость летней стратификации.

2. Авторская методика автоматической адаптации лимнологической модели GLM позволяет с высокой достоверностью воспроизводить водный, термический и ледовый режим как малых озер Московского региона с различной морфометрией, так и долинного водохранилища.

3. К концу XXI века во всех рассматриваемых водоемах ожидается сокращение периода ледостава в среднем на 26–87 дней относительно современных условий и увеличение продолжительности летней стратификации на 13–45 дней. Для димиктических водоемов в отдельные годы возможен переход к мономиктическому типу. Для полимиктических озер возможно снижение частоты периодов полной циркуляции в течение теплого периода года.

4. Увеличение температуры воды в безледный период в стратифицированных водоемах в основном ограничивается поверхностными слоями воды (эпилимнионом) и может достигнуть 2,7–5,5 °С относительно средних современных значений. В полимиктических водоемах ожидается также увеличение придонной температуры воды. При всех сценариях изменений климата в рассматриваемых водоемах ожидается увеличение средней продолжительности периодов с температурой поверхностного слоя воды более 25 °С до 31–72 дней в году и учащение случаев прогрева воды до температуры более 30 °С.

Личный вклад автора.

Автор принимала непосредственное участие в проведении полевых работ для изучения термического режима всех исследуемых водоемов начиная с 2018 года, а также в работах по оцифровке и анализу архивных данных. Вся работа по анализу чувствительности модели GLM, созданию алгоритма ее калибровки и адаптации к выбранным водоемам, а также все модельные расчеты выполнены автором лично.

Также автором разработана методика расчета режима сбросов из водохранилища при заданных сценариях речного притока и создан программный код на языке R, позволяющий автоматизировать сценарные модельные расчеты, обработку и визуализацию их результатов.

Публикации.

Результаты работы отражены в 7 публикациях, в том числе в 5 статьях в рецензируемых журналах, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ.016.2 по специальности 1.6.16. Гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия.

Результаты работы использованы при выполнении проекта РФФИ № 18-35-00691-мол-а «Прогноз эвтрофирования малых озер при изменении климата», а также госзаданий кафедры гидрологии суши в 2016–2020 гг. («Гидрологический режим водных объектов суши в условиях изменения климата и антропогенного воздействия», номер ЦИТИС АААА-А16-116032810054-3) и в 2021–2025 гг. («Анализ, моделирование и прогнозирование изменений гидрологических систем, водных ресурсов и качества вод суши», номер ЦИТИС 121051400038-1).

Апробация результатов исследования.

Результаты исследования были представлены в форме устных и стендовых докладов на всероссийских и международных научных конференциях: III Виноградовские чтения «Грани гидрологии», г. Санкт-Петербург, 2018 г.; VI Всероссийская конференция памяти Г.Г. Винберга, г. Санкт-Петербург, 2020 г.; ENVIROMIS-2022, г. Томск, 2022 г.; «Современные проблемы водохранилищ и их водосборов», г. Пермь, 2023 г.; CITES-2023, г. Москва, 2023 г.; «Водные ресурсы в условиях глобальных вызовов: экологические проблемы, управление, мониторинг», г. Ростов-на-Дону, 2023 г.; Всероссийская научная конференция, посвященная 80-летию Института озероведения РАН «Лимнология в России», г. Санкт-Петербург, 2024 г.; GLEON 2024 Virtual All Hands' Meeting, США (онлайн), 2024 г.; VIII Всероссийский объединенный метеорологический и гидрологический съезд, г. Санкт-Петербург, 2024 г.

Структура и объем диссертации.

Диссертация состоит из введения, 4 глав, заключения и списка литературы, состоящего из 286 источников, включая 118 русскоязычных и 168 источников на

английском языке. Общий объем диссертации – 210 страниц, основной текст изложен на 162 страницах и содержит 15 таблиц и 81 рисунок.

Благодарности.

Автор благодарит сотрудников Красновидовской УНБ и всех причастных к ее работе, в особенности своего руководителя О.Н. Ерину, В.В. Пуклакова, М.Г. Гречушникову и Д.И. Соколова, за переданные знания о Можайском водохранилище и озерах в целом, включая результаты десятков лет полевых работ; научного руководителя гидробиологической станции на оз. Глубоком Н.М. Коровчинского за предоставленные архивные материалы и возможность работать на станции; Н.Д. Ахмерову, Н.К. Семенову, Г.В. Айзеля и Ю.А. Симонова за предоставленные результаты гидрологического моделирования притока воды к Можайскому водохранилищу; К. Пилипенко, Т. Пойменову, Е. Птицыну за помощь с оцифровкой и обработкой архивных данных по режиму Можайского водохранилища; а также своих друзей и товарищей, которые уже прошли путь к защите диссертации и дали множество ценных советов и веру в себя – Е. Панченко, В. Жихарева, В. Ломова и остальных.

Глава 1. Климатически обусловленные изменения гидротермодинамики водоемов

1.1. Особенности термического и динамического режима водоемов суши, их связь с экологическим состоянием водных объектов и способы параметризации

Гидрофизические процессы в водоемах суши являются базовым фактором динамики их экосистем, на который накладываются все особенности, связанные с химическими свойствами воды и биологической активностью обитающих в ней живых организмов. Гидрофизика природных вод как наука изучает широкий круг как собственных свойств воды как вещества, так и различных процессов и явлений, происходящих в ней. С точки зрения долгосрочной (от сезонного до многолетнего масштаба) динамики водоемов наиболее важными представляются два аспекта гидрофизики озер, связанные с динамическими явлениями и термическими процессами – другими словами, с процессами внешнего и внутреннего тепло- и массообмена. Под термическим режимом водоемов понимают закономерные изменения теплосодержания и температуры воды в различных частях его водной толщи, вызванные поступлением тепла в водоем из окружающих его сред (через лучистый перенос от Солнца, из атмосферы, от дна и берегов озерной котловины, с водами впадающих притоков или атмосферных осадков) или выносом тепла за его границы, а также теплообменом внутри самого водоема. К динамическим явлениям относят все виды перемещения вод внутри водоема и между водоемом и сообщаемыми с ним водными объектами под воздействием различных сил. Это различные виды течений, волновые колебания поверхности воды и различных границ раздела, перемешивание воды за счет молекулярной и турбулентной диффузии, конвекции и динамического воздействия, а также формирование макроциркуляций в крупных водоемах [Одрова, 1979; Судольский, 1991]. В результате этих процессов формируются водный и динамический режимы водоема, то есть совокупность закономерных изменений количества находящейся в нем воды и ее перемещений, а также взаимодействия различных водных масс. При этом для большинства водоемов, за исключением крупнейших озер мира и высокопроточных водохранилищ, наиболее существенными оказываются процессы вертикального тепло- и массообмена, в то время как процессами переноса в горизонтальной плоскости часто

пренебрегают, в особенности при описании сезонной и многолетней динамики водоемов [Меншуткин и др., 2013; Пальшин и др., 2019; Шерстянкин и др., 2007].

Изучение термического и динамического режима озер стало важнейшей частью лимнологии уже в начале ее зарождения как отдельной науки. Основоположник научного озероведения Ф. Форель уделял большое внимание тепловому режиму озер. Форель описал по натурным данным сезонный ход температуры воды на различных горизонтах Женевского и других озер, количественно оценил потоки тепла, обуславливающие эти изменения, и в 1892 г. предложил первую классификацию озер по термическому режиму [Vincent, Bertola, 2012]. Эта классификация, разделявшая озера на три группы в зависимости от особенностей чередования периодов стратификации и перемешивания, уже в конце XIX века положила начало рассмотрению черт динамического режима озер, а именно формирования стратификации и конвективного перемешивания, через описание температурных колебаний в различных слоях водной толщи. Озера, в которых в течение всего года температура воды не превышает температуры максимальной плотности ($4\text{ }^{\circ}\text{C}$), а конвективная циркуляция наступает только в летнее время, Ф. Форель назвал «полярными», озера с температурой воды выше $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ в течение всего года и циркуляцией только зимой – «тропическими», а озера, в которых температура воды в течение года может находиться как выше, так и ниже $4\text{ }^{\circ}\text{C}$, и с двумя периодами циркуляции в течение года – «умеренными». Данная классификация в схожей географической терминологии была развита Йосимурой [Yoshimura, 1936], а позже на основе этого же подхода была разработана классификация Хатчинсона и Леффлера [Hutchinson, Löffler, 1956], до сих пор являющаяся наиболее распространенной классификацией озер по типу внутригодового режима перемешивания. Эта классификация разделяет все голомиктические озера (т.е. озера, в которых возможна полная вертикальная циркуляция – в отличие от меромиктических, где постоянно существует почти неподвижная придонная высокоминерализованная водная масса) на шесть типов, характеризующихся различным количеством периодов стратификации и перемешивания в течение года. Наиболее ограниченные условия перемешивания наблюдаются в амиктических озерах, покрытых льдом в течение всего года, и в олигомиктических озерах, расположенных в тропических широтах с постоянно высокой температурой воздуха и воды и подвергающихся циркуляции лишь в отдельные годы. Наиболее свободная циркуляция характерна для полимиктических озер, к которым Хатчинсон причисляет горные

тропические и экваториальные озера с вертикальным градиентом температур, недостаточным для создания устойчивого скачка плотности. Остальные озера имеют один или два периода полной вертикальной циркуляции в год: холодные и теплые мономиктические озера в классификации Хатчинсона соответствуют полярным и тропическим озерам в системе Фореля и перемешиваются полностью один раз летом или зимой, а димиктические озера, которым соответствуют умеренные озера по Форелю, перемешиваются полностью весной и осенью – к этому типу относится большинство глубоких озер умеренной зоны.

Впоследствии было предпринято несколько попыток дополнения и совершенствования классификации Хатчинсона и Леффлера, призванных устранить некоторые ее недостатки, такие как недостаточно подробное рассмотрение меромиктических и мелководных озер и недостаточное обоснование разделения тропических озер на несколько типов по принципу высотного расположения [Галкин, 1970; Рянжин, 1989; Lewis Jr., 1983]. При этом основа деления – наличие или отсутствие периодов полной вертикальной циркуляции вод в годовом цикле – продолжает занимать первое место при рассмотрении динамического режима озер, и именно терминология Хатчинсона и Леффлера наиболее прочно закрепилась в физико-лимнологических исследованиях до настоящего времени.

Приведенные выше классификации справедливо выделяют формирование и разрушение температурной стратификации как главные фазы динамического режима водоемов, от которых существенно зависит их динамика в течение всего года. Наличие или отсутствие стратификации определяет, какая часть водоема будет охвачена вертикальным перемешиванием: в стратифицированных водоемах вертикальная циркуляция воды ограничена верхним слоем (эпилимнионом), а нижние слои оказываются изолированы от обмена веществ и энергии с атмосферой и эпилимнионом, в то время как при отсутствии устойчивой стратификации вся водная толща от поверхности до дна водоема участвует в вертикальном обмене. За счет этого температурная стратификация оказывает влияние на все процессы, происходящие в водоеме. В стратифицированных озерах время наступления и продолжительность периодов циркуляции определяет содержание кислорода в придонных слоях в периоды летней и зимней стагнации [Шапоренко, Киосе, 2004; Mammarella et al., 2018]. В отсутствие кислорода, в свою очередь, развивается процесс высвобождения из донных

отложений различных веществ, таких как фосфор и азот [Даценко, 2019; Игнатъева, 2002; Kowalczywska-Madura et al., 2022; Osaka et al., 2022], железо, марганец и другие тяжелые металлы [Веницианов, 1998; Савенко, 2016; Linnik, Zubenko, 2000], сульфиды [Горбунов, 2019], в результате чего в периоды гипоксии их концентрации в придонных слоях водоемов могут на порядки превышать установленные нормативы качества воды. Характер стратификации водоемов также влияет на потоки растворенных газов между донными отложениями, водной толщей и атмосферой: чередование периодов перемешивания и стратификации обуславливает значительную часть изменчивости потока метана из озер и водохранилищ [Гречушникова и др., 2018; Sherman et al., 2012; Vachon et al., 2019], при увеличении интенсивности стратификации в долинных водохранилищах растет скорость потребления кислорода на границе донные отложения–вода [Ломова и др., 2016]. В результате этого режим перемешивания становится важнейшим фактором углеродного баланса озер и определяет их способность к изъятию или пополнению запасов атмосферных парниковых газов [Einsele et al., 2001; Vachon et al., 2019].

Характер стратификации может значительно изменяться как от озера к озеру, так и в конкретном водоеме в сезонном и многолетнем разрезе. В российском озероведении существует несколько классификаций, разделяющих водоемы умеренной зоны на группы в зависимости от того, какую часть водной толщи при установлении стратификации занимает верхний перемешанный слой и насколько велик градиент температуры воды в слое скачка [Тихомиров, 1970, 1982; Фрейндлинг, 1962]. В летний период температура воды и положение слоя термического скачка в озере могут существенно изменяться в зависимости от погодных условий. Как правило, в течение лета в димиктических и холодных мономиктических водоемах сезонный слой температурного скачка заглубляется (в основном во время отдельных периодов похолоданий и штормов), а в конце лета и начале осени темпы заглубления увеличиваются из-за перехода водоемов в стадию охлаждения [Sundaram, Rehm, 1973; Гавриленко и др., 2014; Darbyshire, Edwards, 1972]. Заглубление слоя температурного скачка, в свою очередь, приводит к обогащению средних слоев водной толщи кислородом, поступлению в верхние слои дополнительных биогенных веществ, что влияет на состояние планктонных сообществ [Cantin et al., 2011; Gauthier et al., 2014; Giling et al., 2017]. Зимняя температурная стратификация в озерах с устойчивым ледоставом характеризуется сравнительно постоянным распределением

температуры воды благодаря изоляции водоема от ветрового перемешивания и теплообмена с атмосферой. В поверхностном слое в течение периода ледостава отмечается постепенное охлаждение воды [Лукьянов и др., 2014; Ellis et al., 1991; Smits et al., 2021], в то время как в придонных слоях возможно поступление тепла из донных отложений, сопровождаемое небольшим увеличением температуры воды [Голосов и др., 2017].

Динамика ледовых явлений занимает отдельное место в описании термического и динамического режима озер. Для формирования ледяного покрова необходимы определенные метеорологические и гидрологические условия, при которых тепловой баланс водной поверхности становится отрицательным и температура воды в поверхностном слое опускается до температуры замерзания. Во время ледостава кислородные условия в придонных слоях озер, в особенности эвтрофных, могут быть еще менее благоприятными, чем во время летней стратификации, вызывая гибель водных организмов и повышение концентраций биогенных и органических веществ до внутригодовых максимумов [Hampton et al., 2017; Magnuson et al., 1985; Rabaey et al., 2021]. При этом даже во время ледостава, в особенности в весенний период, под ледяным покровом может развиваться конвекция, способствующая вертикальному переносу веществ, однако более существенным фактором вертикальной неоднородности содержания химических веществ и растворенных газов остается исходное распределение температуры воды в момент замерзания [Пальшин и др., 2019; Тержевик и др., 2010]. В редких случаях интенсивно развивающаяся подледная конвекция может приводить к формированию устойчивой прямой температурной стратификации еще до разрушения ледяного покрова, в результате чего даже в озерах с сезонным ледяным покровом формируется режим, близкий к мономиктическому [Тержевик и др., 2017].

Продолжительность ледовых явлений существенно влияет на внутригодовое распределение компонентов водного баланса и поступление тепла из атмосферы, так как даже при существенном весеннем прогреве воздуха высокое альbedo снежного покрова препятствует проникновению тепла в воду [Pham et al., 2008]. За счет влияния ледяного покрова на тепловой бюджет озер изменения в ледовом режиме могут существенно сказываться на прогреве водной толщи и продолжительности периода летней стратификации, усиливая, к примеру, влияние потепления климата на озера с сезонным ледоставом [Austin, Colman, 2007; Mishra et al., 2011]. В приполярных ландшафтах, где

встречаются озера как с круглогодичным, так и с сезонным ледоставом, наибольшие различия в количестве и продуктивности фитопланктона приписываются именно влиянию ледяного покрова или его отсутствия [Griffiths et al., 2017]. Для европейских озер, покрывающихся льдом только в наиболее холодные зимы, в годы без ледостава в зимний и весенний период значимо увеличивается как температура воды, так и содержание растворенных веществ (биогеохимических элементов, органических соединений) и биомасса фитопланктона [Helland et al., 2011; Weyhenmeyer, 2001]. Кроме того, продолжительность ледостава оказывает влияние и на водный баланс озер, так как испарение с открытой поверхности происходит гораздо интенсивнее даже при небольшой температуре воды [Hamilton et al., 2018].

Вышеописанная значимость периодов стратификации (летней и зимней) и циркуляции водной толщи для экологического режима водоемов обуславливает необходимость выделения конкретных фаз в их динамическом режиме. В научной литературе встречается разная дробность деления внутригодового режима водоемов. В ряде классификаций отдельные периоды выделяются не только по характеру вертикального распределения температуры воды, но и по направленности и интенсивности результирующих потоков тепла между водоемом и атмосферой и по другим формальным характеристикам, хотя это может значительно осложнять использование классификации. Часто в классификациях водоемов по термическому режиму фигурируют периоды нагревания и охлаждения, то есть делается акцент на увеличении или уменьшении суммарного теплозапаса водной толщи. Одной из наиболее простых является классификация А.И. Пеховича [Пехович, 1957], в которой выделяется пять периодов: весенний и осенний периоды свободного конвективного перемешивания (переход от стратификации к гомотермии), весенне-летний и позднеосенний периоды турбулентного перемешивания (переход от гомотермии к стратификации и усиление стратификации), и период ледостава. Таким образом, в классификации Пеховича термическая структура водоема напрямую отражает преобладающий тип вертикальной циркуляции и ее движущие силы. И.Н. Шаталина дополнительно разделила летний период на отдельные фазы повышения температуры и охлаждения [Козлов, 1994], добавив в упрощенном виде направление результирующей теплового баланса. Б.Д. Зайков разделял весенний, летний, осенний и зимний периоды на 2–3 фазы в зависимости от наличия или отсутствия стратификации, направленности и интенсивности

суммарного теплового потока между озером и атмосферой [Зайков, 1955]. Схожий принцип был использован и в классификации Б.Б. Богословского [Богословский, 1960]. Более сложные классификации могут полностью опираться на направленность отдельных составляющих теплового баланса [Козлов, 1997; Пуклаков, 1987].

Обобщая приведенные выше выводы, в динамическом режиме глубоких водоемов умеренной зоны, зимой покрывающихся льдом, можно выделить следующие важнейшие этапы:

- зимняя обратная стратификация;
- частичная подледная циркуляция в весенний период;
- разрушение обратной стратификации и полная вертикальная циркуляция после освобождения ото льда;
- формирование и развитие летней стратификации;
- разрушение летней стратификации и полная вертикальная циркуляция в осенний период;
- установление обратной температурной стратификации с последующим установлением ледостава.

Каждый из выделенных этапов имеет характерные особенности вертикального тепло- и массообмена, которые определяют и гидрофизическое, и экологическое состояние водоема.

Огромную роль в жизни водоемов играет и собственно термический режим, то есть ход температуры воды, определяющий условия протекания всех химических и биологических процессов. Температура является одним из важнейших факторов среды для выживания всей водной биоты от фитопланктона до ихтиофауны и определяет структуру биологических сообществ [Urrutia-Cordero et al., 2016]. От температуры воды зависит скорость биохимического разложения органического вещества и интенсивность реминерализации биогенных элементов [Shimoda et al., 2011]. С увеличением температуры воды снижается растворимость газов, в результате чего при потеплении поверхностных слоев озер равновесная концентрация кислорода в них снижается. Также температура воды оказывает влияние на активность бактериальных сообществ, участвующих в минерализации органического вещества, что влияет на газовый режим придонных слоев [Bukaveckas et al., 2024].

В российском и мировом озероведении существует несколько широко принятых способов параметризации внутригодового термического цикла озер и водохранилищ. Так, С.П. Китаев в 1970-х годах проанализировал термический режим озер всех природных зон СССР и предложил термическую классификацию озер для гидробиологических целей, в основу которой было заложено деление озер на классы от «очень теплых» до «очень холодных» по средней температуре воды в летний период и по сумме температур («градусо-дней») выше 10 °С [Китаев, 1978, 1984]. Ряд других классификаций учитывает средние или максимальные температуры поверхности или придонного слоя воды, вертикальное распределение температуры, разность максимальной и минимальной температуры воды и годовые колебания различных термических характеристик [Домрачев, 1922; Тихомиров, 1970; Абросов, 1971; Мякишева, 2009]. В попытках формального описания внутригодового хода температуры воды наиболее часто фигурируют несколько границ: 0 °С – температура, при которой возможно образование льда, 4 °С – температура максимальной плотности воды, и 10 °С – условная граница, принятая в климатологии как граница «теплых» и «холодных» условий [Хлебникова и др., 2021]. Именно эти градации температуры поверхности воды использует Росгидромет РФ при описании термического режима исследуемых озер и водохранилищ [Научно-прикладной..., 2021]. Это позволяет дать приближенную характеристику гидротермодинамического режима водоема даже при отсутствии подробных данных о его вертикальной термической структуре. Часто даты перехода температуры воды в поверхностном или придонном слое через эти граничные значения используются для косвенного выделения этапов динамического режима [Космаков, Космакова, 2001; Bengtsson, Svensson, 1996]. Переход температуры воды через 10 °С может использоваться в качестве границы наступления и окончания «биологического лета», то есть периода с оптимальными термическими условиями для развития фитопланктона [Марков, Шилов, 2016; Сярки, Теканова, 2008]. С продолжительностью этого периода может быть связано и преобладание в водоемах теплолюбивых и холодноводных видов рыб [Филатов и др., 2014].

Для описания периода стратификации в водоемах необходимы критерии ее начала и окончания, а также количественные показатели ее «интенсивности». Наиболее простым способом определения наличия или отсутствия стратификации является анализ температурного профиля: так, в ряде исследований за критерий стратифицированности

водоема принимается наличие разницы температур поверхностного и придонного слоя воды, превышающей 1 или 2 °C [Perroud et al, 2009; Engelhardt, Kirillin, 2014; Magee, Wu, 2017]. Чуть более усложненным вариантом этого критерия является расчет градиента плотности воды [Woolway et al., 2021b]. Для описания степени стратифицированности водоема в таком случае используется разность в температуре (или плотности) поверхностного и придонного слоя воды, либо величина среднего или максимального температурного градиента в слое скачка [Лукьянов и др., 2014; Wilhelm, Adrian, 2008]. Еще одной широко применяемой характеристикой степени плотностного расслоения является частота Вайсяля-Брента (частота плавучести), которая также рассчитывается с учетом величины градиента плотности воды [Kraemer et al., 2015; Read et al., 2011; Горбунов, 2007]. Также по вертикальному температурному профилю может быть оценена величина гидродинамической устойчивости, классически рассчитываемая по Шмидту с учетом морфометрии водоема и характеризующая количество энергии, необходимое для полного перемешивания водного столба [Read et al., 2011]. Значения устойчивости также могут применяться в качестве критериев стратификации и гомотермии, хотя задание граничных значений должно проводиться индивидуально для каждого водного объекта [Engelhardt, Kirillin, 2014]. К более сложным показателям стратификации относятся индексы, учитывающие не только распределение температуры воды, но и степень внешнего динамического воздействия. К таким показателям относятся число Ричардсона или его аналоги, более принятые в лимнологии – число Веддерберна и озерное число (Lake number), характеризующие отношение устойчивости плотностного расслоения водоема к энергии ветрового воздействия [Kirillin, Shatwell, 2016]. Эти характеристики рассчитываются для конкретных погодных условий, в таком случае их значение показывает, произойдет ли перемешивание при наблюдаемом ветровом воздействии. Схожий принцип расчета – сопоставление турбулентной кинетической энергии и гидродинамической устойчивости водной толщи – применяется при математическом описании перемешивания в лимнологических моделях [Тержевик и др., 2017; Mironov, 2008; Kirillin, Shatwell, 2016].

Отдельную сложность представляет собой выделение в стратифицированных водоемах термических слоев – эпилимниона (верхний перемешанный слой), металимниона (слой с наибольшим вертикальным градиентом плотности) и гиполимниона (нижний квазиоднородный слой). Одним из наиболее объективных

критериев выделения нижней границы верхнего перемешанного слоя является измерение или расчет скорости вертикальной турбулентной диффузии, которая затухает на этой границе, но обычно за неимением таких данных прибегают к его выделению по вертикальному распределению температуры (или плотности) воды [Read et al., 2011]. В таком случае эпилимнион может выделяться как верхний слой, в котором общая изменчивость температуры воды не превышает определенного граничного значения (например, 0,5 или 1 °C), либо задается максимальное допустимое значение вертикального градиента (например, 1 °C/м или 0,5 кг/м³/м) [Науменко, Гузиватый, 2022б; Fee et al., 1996; Read et al., 2011].

В настоящее время широкое использование высокочастотных наблюдений позволяет давать гораздо более точные оценки продолжительности и интенсивности стратификации, чем было возможно при помощи традиционных регулярных измерений. Использование данных непрерывных наблюдений за температурой воды с помощью логгеров позволяет определять реальные сроки формирования и разрушения стратификации, которые даже при еженедельных ручных наблюдениях могут быть зафиксированы неправильно из-за быстрой смены погодных и динамических условий в эти периоды [Engelhardt, Kirillin, 2014]. Наличие данных высокочастотных наблюдений позволяет также значительно улучшить качество воспроизведения термического режима и экологического состояния озер при использовании их для калибровки и валидации экологических моделей [Hamilton et al., 2015].

1.2. Климатические и гидрологические факторы термического и динамического режима водоемов

Вследствие тесной связи между режимом озер и состоянием климатической системы термический и динамический режим озер подчиняются географической зональности, что отчасти отражено в описанных ранее классификациях. Это обуславливает возможность использования различных метеорологических и климатических показателей для расчета и прогноза термического состояния водоемов. Несмотря на это, на региональном уровне определяющую роль играют морфометрические особенности каждого водоема и локальные биогеохимические факторы [Boehrer, Schultze, 2008; Fee et al., 1996]. В ряде исследований температура

воздуха используется в качестве единственного или главного предиктора температуры воды [Науменко, Гузиватый, 2022a; O'Reilly et al., 2015; Winslow et al., 2017]. Изменчивость показателей Североатлантической осцилляции является хорошим предиктором температуры поверхностного и придонного слоев и времени образования и разрушения ледяного покрова в озерах Европы, но теснота связи может сильно отличаться между озерами с различной морфометрией [Blenckner et al., 2007].

Наиболее тесную связь с климатическими условиями имеет температура поверхностного слоя воды. В озерах одной природной зоны, как правило, она изменяется в течение года почти синхронно, отражая общие для территории погодные условия: это было продемонстрировано на примере нескольких средних и малых озер Европы [Boehrer, Schultze, 2008]. Наибольшие различия, связанные с локальными особенностями каждого водоема, отмечаются в весенний период и в наиболее жаркие дни лета, когда существенной становится термическая инерционность крупных озер. При этом уже на глубине нескольких метров различия между расположенными близко озерами могут становиться существенными. Для умеренной зоны США также характерна тесная связь температуры воды поверхностного слоя с показателями температуры приземного воздуха и индексами атмосферной циркуляции, в то время как для придонной температуры воды более важными предикторами являются условия перемешивания в весенний период [Oleksy, Richardson, 2021].

Глубинные слои воды не имеют теплообмена с атмосферой, основной приток энергии к ним осуществляется вследствие свободно-конвективного и ветрового перемешивания. Поэтому почти для всех озер определяющим фактором толщины верхнего перемешанного слоя становятся характеристики ветра. Существует ряд эмпирических регрессионных формул, связывающих толщину эпителимниона с параметрами ветрового режима [Boehrer, Schultze, 2008]. Эти зависимости всегда учитывают морфометрические особенности водоемов, определяющие длину ветрового разгона и, следовательно, доступную кинетическую энергию ветрового перемешивания. В ряде случаев скорость ветра становится менее значимым предиктором, чем размеры и форма озерной котловины [Gorham, Boyce, 1989; Solcerova et al., 2019]. Другим фактором толщины верхнего перемешанного слоя является прозрачность воды, которая может определяться как локальными геохимическими особенностями, так и внутриводоемными

процессами; при этом в крупных водоемах (с площадью зеркала более 5 км²) этот фактор становится незначимым [Fee et al., 1996].

Тепловой баланс на поверхности раздела вода-воздух определяется изменениями величин отдельных составляющих и их предикторов – приходящего коротковолнового солнечного излучения, количества и структуры облачности, температуры воздуха, влажности и скорости ветра. Сложность структуры теплового баланса обуславливает наличие обратной связи в системе атмосфера-озеро: при увеличении температуры воды увеличиваются потери тепла на испарение, в результате чего температура воды может нелинейным образом откликаться на изменение температуры воздуха [Wang et al., 2018].

Ряд факторов термического режима водоемов имеет сложную природу. Во многих озерах приполярных регионов в последние десятилетия отмечается увеличение цветности воды вследствие повышенного притока окрашенных органических соединений из окружающих ландшафтов, причиной которого считается потепление климата и сопутствующие ему процессы в криолитозоне [Edlund et al., 2017; Touchart et al., 2012]. В результате этого изменяются оптические свойства воды, увеличивается прогрев ее верхних слоев и интенсивность термической стратификации [Brothers et al., 2014]. Схожее влияние на оптическую прозрачность озерных вод оказывает и повышенное развитие фитопланктона, причиной которого могут стать различные виды антропогенного воздействия [Jones et al., 2005]. Описан пример озера в Канаде, где из-за мелиоративных работ на водосборе и высадки растительности в прибрежной зоне, которые привели к увеличению прозрачности воды, температура воды в озере снизилась, несмотря на наблюдаемое в регионе повышение температуры воздуха [Tanentzap et al., 2008].

Процессы образования и разрушения льда зависят от теплового баланса водной поверхности и тесно связаны с температурой воздуха. Так, для озер полуострова Аляска (США) дата перехода температуры воздуха через отметку 0 °С является наиболее важным предиктором для даты наступления ледостава, вместе с площадью озера объясняя более 80% изменчивости этой даты [Arg et al., 2013]. Существенную роль в развитии ледового покрова играют и другие климатические факторы – скорость ветра, количество и тип осадков, выпадающих в зимний период.

Для водохранилищ и проточных озер, характеризующихся высокими коэффициентами водообмена, важным фактором термического режима является режим речного притока и сброса воды, в особенности для придонных горизонтов, где могут

формироваться постоянные течения [Fenocchi et al., 2017; Hayes et al., 2017]. Из-за высокого влияния речного стока на режим минеральных и органических взвесей водохранилища могут характеризоваться более сложным оптическим режимом (динамикой прозрачности воды). Режим регулирования сбросов воды водохранилищем может быть важным способом управления водными ресурсами для снижения опасных проявлений изменений климата, поскольку позволяет в определенной степени влиять на прямые и косвенные факторы термического и динамического режима: проточность, среднюю глубину, режим мутности и прозрачности и т.д.

1.3. Наблюдаемые и ожидаемые изменения в режиме озер, связанные с климатическими изменениями

1.3.1. Современные и будущие изменения климата в мире и в России

В последние десятилетия отмечаются масштабные и быстрые изменения в атмосфере, гидросфере, криосфере и биосфере, вызванные антропогенным воздействием. В шестом оценочном докладе МГЭИК [IPCC, 2021] описаны наблюдаемые по всему земному шару изменения в климатической системе: рост средних температур воздуха, увеличение частоты экстремальных погодных явлений, перераспределение величины выпадающих атмосферных осадков во времени и пространстве. По данным ВМО средние темпы потепления приземного воздуха над поверхностью суши в течение 1976–2020 гг. составили 0,30 °C/10 лет, и к 2021 году отклонение среднемировой температуры приземного воздуха от температуры доиндустриального периода (1850–1900 гг.) превысило 1 °C [WMO, 2021]. В среднем по земному шару также растет количество выпадающих осадков (на 5–10 мм/год).

Изменения климата влияют на все процессы, происходящие в атмосфере Земли, но их направленность и выраженность в различных точках земного шара обладают существенной изменчивостью. Для приполярных и умеренных широт Северной Америки и Европы темпы потепления климата оказываются повышены относительно среднемировых значений вследствие изменения характера крупномасштабных атмосферных циркуляций [Dokulil et al., 2010; O'Reilly et al., 2015].

Территория России испытывает еще более стремительное увеличение температуры приземного воздуха: его средний тренд за период 1976–2020 гг. составил $0,51\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ [Третий оценочный..., 2022]. В пределах ЕТР за эти десятилетия существенно увеличилась повторяемость крупномасштабных волн тепла, значимо сократилась продолжительность залегания снежного покрова, увеличилась годовая сумма осадков и количество осадков в весенний период, а также стали отмечаться более высокие суточные максимумы осадков в холодный период. Сценарии изменений климата в течение XXI века также показывают, что темпы роста температуры воздуха на территории России превысят средние значения для земного шара, и к последнему двадцатилетию века средняя по стране температура воздуха увеличится на $2,2\text{--}7,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ по отношению к базовому периоду 1995–2014 гг. Наиболее существенные темпы климатических изменений отмечаются для территорий Российской Арктики, но даже для умеренных широт ЕТР они остаются высокими.

Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации [2022] не рассматривает отдельно изменения в озерных экосистемах, отмечая лишь значительное внутригодовое перераспределение речного притока к водохранилищам и констатируя возможность ухудшения состояния озерных экосистем из-за эвтрофикации, изменения видового состава и численности гидробионтов, пересыхания. При этом необходимость количественной оценки проявления климатических изменений в озерах обусловлена не только уязвимостью их экосистем и их важностью для хозяйственных нужд человека, но и наличием механизмов обратного воздействия озер на локальный и региональный климат [Golub et al., 2022; IPCC, 2021].

1.3.2. Изменения в водном балансе озер

Оценка влияния климатических изменений на водный режим озер оказывается достаточно сложной задачей из-за того, что режим атмосферных осадков хуже поддается прогнозированию, чем режим солнечной радиации и температуры воздуха. Современные сценарии будущих глобальных изменений климата показывают увеличивающуюся вероятность как засух, так и наводнений в различных регионах земного шара [Kumar et al., 2015]. Большую роль в тепловом и динамическом режиме озер могут сыграть также периоды выпадения экстремальных осадков, частота которых по расчетам современных

климатических моделей также увеличится к середине и концу XXI века [Madsen et al., 2014].

Малые водоемы особенно чувствительны к изменениям в режиме осадков и испарения из-за малой глубины и малого удельного объема, обуславливающего увеличенную роль массообмена через поверхность вода-воздух. Небольшие водоемы Канадской Арктической зоны в результате потепления климата в XXI веке стали пересыхать, чего не отмечалось по данным натурных и палеолимнологических исследований в течение нескольких тысячелетий [Vincent, 2009]. Для малых водоемов аридной зоны Европы и Азии совмещенный эффект потепления климата и снижения количества осадков приводит к сокращению внешнего притока и увеличению испарения, в результате чего некоторые из них находятся под угрозой критического снижения уровня воды и даже пересыхания при ожидаемых изменениях климата [Coppens et al., 2020]. Сложной представляется динамика водного баланса и уровня воды в северных термокарстовых озерах: локальное повышение количества осадков и таяние многолетней мерзлоты в первый период потепления приводят к увеличению запасов воды в озерах, но при дальнейшем отступании мерзлоты улучшаются дренажные условия, в результате чего за подъемом уровня воды ожидается его резкое снижение [Smith et al., 2005]. Схожего сценария можно ожидать и для озер в горных районах, в настоящее время подпитываемых интенсивно тающими ледниками [Zhang et al., 2017]. Для водоемов в районах с растущей увлажненностью территории ожидается увеличение проточности (уменьшение периода водообмена) при сохранении сравнительно стабильного уровня воды [Cardille et al., 2009].

Для озер умеренной зоны России и Арктики в настоящее время отмечается тренд к увеличению приходных составляющих водного баланса при незначительном изменении расходных составляющих. Сравнение средних многолетних значений среднегодового уровня воды озер ЕТР за период 1978–2016 гг. по отношению к предыдущему периоду показало положительные тренды изменения уровня и объема воды в озерах. Наиболее значительное увеличение среднегодового уровня воды характерно для озер Центрального региона ЕТР и Башкирии. Незначительное увеличение среднегодовых и среднемесячных значений уровня характерно для озер Северо-запада ЕТР, включая Кольский полуостров и Карелию [Научно-прикладной..., 2021]. Для большинства озер с положительной тенденцией изменения уровня характерно более заметное его повышение в холодные месяцы года, что связано с особенностями изменения внутригодового распределения

стока впадающих в них рек и снижения снегонакопления в условиях современного потепления климата.

1.3.3. Изменения в термическом режиме озер

Данные о температуре воды поверхностного слоя озер мира сравнительно доступны и играют важную роль в первичном выявлении значимых изменений, связанных с потеплением климата. В целом ряде исследований по всему миру отражена нарастающая тенденция к увеличению температуры воды в озерах в связи с изменениями климата. Так, объединенный обзор данных наземных и спутниковых измерений температуры поверхности воды в 235 озерах мира [O'Reilly et al., 2015] показал, что в среднем за период с 1985 по 2009 г. озера по всему миру прогреваются со скоростью $0,34\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет, причем максимальный темп увеличения поверхностной температуры воды составляет почти $1,3\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет, а озера с отсутствующим или негативным трендом изменения температуры воды встречаются крайне редко (Рисунок 1.3.1). В приполярных регионах отмечаются наиболее высокие темпы прогрева как воздуха, так и воды, что связано со снижением альбедо водной поверхности из-за сильного сокращения периода ледостава. Темпы этого потепления неравномерны в течение времени, как и темпы роста температуры приземного воздуха: по данным другого глобального обзора, в период 1998–2012 гг. в большей части обследованных озер не наблюдалось увеличения температуры воды, хотя в предшествующий период (1985–1998 гг.) средний темп увеличения поверхностной температуры воды составлял более $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет [Kraemer et al., 2015; Winslow et al., 2018]. Эта неоднородность дополнительно осложняет оценку климатических изменений термического режима озер по данным измерений. Более поздние и масштабные исследования температуры поверхности озер по спутниковым данным [Woolway et al., 2020; Carrea et al., 2024] и с применением модели FLake [Tong et al., 2023], охватывающие период 1981–2023 гг., показывают среднемировой темп увеличения поверхностной температуры воды около $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет. По данным на 2023 г., наибольшие аномалии температуры воды отмечаются в озерах севера Канады, востока Китая, Японии и Европы (в среднем $+0,31\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет). При этом устойчивые тренды к снижению температуры воды отмечаются в Патагонии, Гренландии, Аляске, Австралии, на севере Южной Америки и в юго-восточной Азии [Carrea et al., 2024].

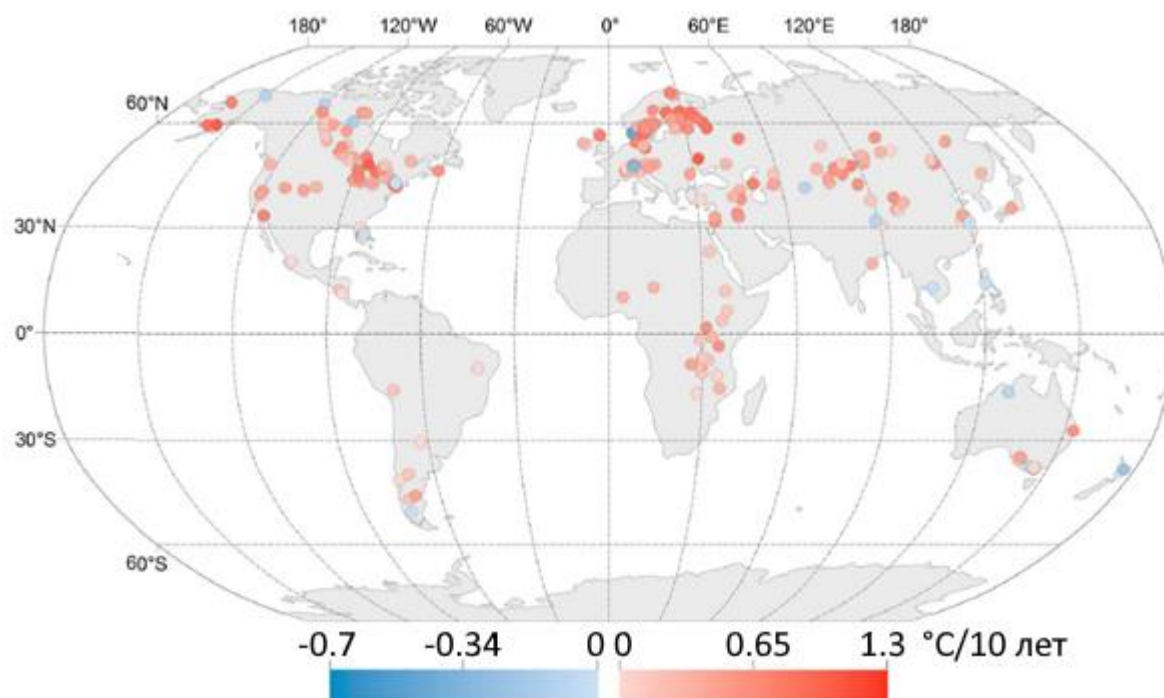


Рисунок 1.3.1. Тренды изменения температуры поверхностного слоя воды в озерах мира с 1985 по 2009 г. по данным натуральных и спутниковых измерений [O'Reilly et al., 2015]

Средняя за год или за летний период температура воды хотя и является наиболее простым интегральным показателем термического состояния озер, но может быть непоказательна при выделении климатически обусловленных изменений, в связи с чем необходимо рассматривать также изменения в сезонном ходе термических характеристик, максимальную температуру воды, повторяемость и продолжительность периодов с различными диапазонами температур. Средний темп увеличения температуры воды за летний период в озерах обычно не совпадает с трендами за отдельные месяцы года; для европейских озер наибольшие темпы потепления отмечаются в весенние и летние месяцы, на северо-востоке США – в поздне-летние и осенние месяцы, причем между месяцами величины линейных трендов могут отличаться в разы [Winslow et al., 2017; Woolway et al., 2017].

Для озер Центральной Европы многолетние тренды изменения средней температуры поверхности озер различаются как между отдельными регионами, так и между сезонами года: для зимнего периода среднее ее увеличение для озер Альпийского региона в конце XX века составило $0,17\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$, для весенне-летнего периода – $0,25\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ [Dokulil et al., 2010]. Увеличивается и максимальная температура воды за летний период: для озер Центральной Европы средний темп ее увеличения в 1966–

2015 гг. составил $0,58 \text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет при увеличении максимальной температуры воздуха в среднем на $0,42 \text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет [Dokulil et al., 2021]. Минимальная температура воды, по-видимому, имеет схожие тенденции увеличения со средней температурой за летний период [Woolway et al., 2019].

Изменения температуры придонных слоев воды в различных озерах мира имеют разную направленность. Более раннее развитие температурной стратификации и более позднее ее разрушение может приводить к снижению температуры воды в гипolimнионе – такая динамика уже отмечается в глубоких озерах умеренной зоны [Flaim et al., 2016]. В стратифицированных озерах Дании за период 1989–2006 гг. придонные горизонты в среднем стали на $1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ холоднее при увеличении поверхностной температуры воды почти на $2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ [Jeppesen et al., 2012]. Однако в глубоких альпийских озерах в последние десятилетия XX века температура воды в гипolimнионе, напротив, увеличивалась в среднем на $0,1\text{--}0,2 \text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет [Dokulil et al., 2006].

Направленность изменений в режиме придонной температуры воды существенно зависит от динамического режима водоема. В мелководных озерах, не подверженных устойчивой стратификации в течение всего летнего периода, динамика придонной температуры воды схожа с изменениями температуры поверхности воды. При этом в некоторых из мелководных озер с потеплением климата стратификация может усиливаться, в результате чего ход изменения температуры воды в придонных слоях принимает более сложный вид [Edlund et al., 2017]. Для температуры придонных слоев воды не удастся выявить такой же статистической связи с характеристиками климата, как для поверхностной температуры воды. Более важными предикторами могут быть морфометрия, географическое положение и концентрация органических веществ, но составленные с их учетом расчетные зависимости обладают низкой точностью. В большинстве озер, где отмечаются значимые тренды к снижению температуры воды в гипolimнионе, основной причиной этого являются факторы, связанные с климатическим воздействием только косвенно – эвтрофирование или увеличение цветности воды вследствие повышения стока окрашенных органических веществ [Pilla et al., 2020].

Озерная гидрологическая сеть России в настоящее время состоит из 149 постов на 115 озерах, из которых 19 постов расположены на оз. Байкал. В 2021 г. Государственный гидрологический институт выполнил оценку линейных трендов и расчетных значений

характеристик гидрологического режима озер по материалам наблюдений за 1946–2016 гг. [Научно-прикладной..., 2021]. По этим данным практически на всех озерах ЕТР, охваченных данными мониторинга, в период с начала 80-х годов прошлого века происходит заметное повышение температуры воды. Для озер азиатской части страны тренды к повышению температуры воды также значимы, но проявляются, как правило, с более поздних дат – конца 80-х и начала 90-х годов XX в. Переход температуры воды через 4 °C весной в озерах ЕТР в период 1980–2016 гг. стал происходить на 1–6 дней раньше, чем в предшествующий период, а дальнейший прогрев до 10 °C – на 1–7 дней раньше. Для озер Восточной Сибири сроки прогревания воды весной (даты перехода температуры воды через 4 и 10 °C) сместились на более ранние в среднем на 2–6 дней. Заметно изменились сроки начала весеннего прогревания на горном Телецком озере – на 16 дней раньше сроков предыдущего периода. Средняя температура поверхности воды озер за вегетационный период (с мая по октябрь) в последние 40 лет повысилась на 0,5–1,9 °C по сравнению с предыдущим периодом во всех регионах РФ. Значимые положительные линейные тренды средней температуры за теплый период характерны для 58% озер.

Детально изучены современные изменения в термическом режиме озер Севера ЕТР. В разнотипных озерах Карелии (площадью от 11 до 1140 км²) средняя температура поверхности воды за май–октябрь в 1953–2009 гг. увеличивалась в среднем на 0,23–0,34 °C/10 лет. Даты перехода температуры воды через 10 °C весной сдвигаются в этих озерах на 1,4–1,7 дней/10 лет раньше, осенью – на 1,0–2,3 °C/10 лет позже, в результате чего продолжительность «биологического лета» увеличивается на 10–24 дней [Ефремова и др., 2016].

Хорошо исследованы также крупнейшие водоемы России. В оз. Байкал к началу XXI века (2005 г.) наиболее интенсивные изменения были отмечены в период 1970–1995 гг., когда средний темп увеличения поверхностной температуры воды составил 0,54 °C/10 лет, в то время как для общего периода 1945–2005 гг. он составлял 0,20 °C/10 лет [Шимараев, 2008; Hampton et al., 2008]. Средний темп увеличения температуры поверхности воды оз. Байкал за 1970–2023 гг. составил 0,26 °C/10 лет [Troitskaya et al., 2023]. В Рыбинском водохранилище за 1976–2019 гг. средняя за май–октябрь температура воды увеличивается со скоростью 0,72 °C/10 лет, максимальные изменения отмечаются в мае – 1,2 °C/10 лет. Весенний переход температуры воды через

4 °С в нем в современный период происходит в среднем на 5 дней раньше, чем отмечается за весь период наблюдений с конца 1940-х гг., осенний переход через 10 °С отмечается на 8 дней позже, сдвигаются также сроки установления стратификации [Законнова, 2021].

1.3.4. Изменения в режиме перемешивания

Реакция динамического режима озер на изменения климата более сложна, чем отклик только поверхностной температуры воды. Режим перемешивания зависит от целого комплекса климатических факторов: температуры воздуха, режима солнечной радиации, облачности, влажности, скорости ветра. Важную роль играет и ледовый режим самого озера, также зависящий от множества климатических параметров.

Основной тенденцией для глубоководных озер умеренной зоны в настоящее время является усиление летней стратификации и увеличение ее продолжительности вследствие более быстрого и сильного прогрева поверхностных слоев воды и создания большего температурного градиента в термоклине [Woolway, Merchant, 2019]. Только за период 1975–2015 гг. продолжительность летней стратификации в глубоких озерах Европейских Альп выросла на 28–37 дней [Ficker et al., 2017]. Вклад более раннего установления стратификации обеспечивает до 60% от этих изменений.

Согласно современным сценариям будущих климатических изменений, рост температуры воды и сокращение периода ледостава должны привести к снижению встречаемости явления зимней обратной температурной стратификации, в результате чего около 17% озер, в настоящее время принадлежащих к димиктическому типу, могут стать холодными мономиктическими или олигомиктическими и испытывать состояние полной или почти полной циркуляции в течение всего периода с осени по весну [Woolway, Merchant, 2019]. Для озер арктической зоны, ранее покрытых льдом в течение всего или большей части года, уже в настоящее время отмечается увеличение частоты эпизодов полного перемешивания в самые теплые месяцы года [Mueller et al., 2009]. Теплые мономиктические озера, в свою очередь, при дальнейшем увеличении прогрева могут перейти к олигомиктическому типу, то есть утратить фазу ежегодной полной циркуляции, в результате чего станет возможным более продолжительное существование придонных застойных зон [Yankova et al., 2017]. Для континентальных глубоководных озер Европы ожидается возможность исчезновения этапа полной циркуляции в некоторые

годы почти во всех сценариях возможных будущих изменений климата [Fenocchi et al., 2018]. В целом для озер мира при будущих сценариях потепления климата к концу века ожидается сдвиг дат установления летней стратификации в среднем на 22 дня раньше относительно современного периода, а ее разрушения – на 11 дней позже [Woolway et al., 2021b]. Увеличение продолжительности летней стратификации сопровождается сокращением периода зимней обратной стратификации, в результате чего средняя суммарная продолжительность периодов стратификации (летней и зимней) в озерах мира по различным сценариям может снизиться на 0,7–6,9 дней [Huang et al., 2024].

Для мелководных озер, характеризующихся в современный или исторический период полимиктическим режимом, учащаются периоды устойчивой стратификации. Для озера Мюггелзее (г. Берлин) в наиболее теплые летние периоды 2003 и 2006 гг. продолжительность непрерывной стратификации составила до 8 недель, что почти в два раза превышает средние значения за 1940–2000 гг. [Dokulil et al., 2010]. Дальнейшие прогнозы указывают на вероятность перехода полимиктических водоемов к димиктическому или даже мономиктическому (при исчезновении ледовых явлений) режиму.

В различных изученных водоемах Карелии отмечается тренд к увеличению продолжительности летней стратификации: в 1953–2009 гг. даты перехода температуры воды через 4 °C весной отмечаются в более ранние сроки – в среднем они изменяются на 0,5–0,9 дней/10 лет. При этом переход температуры воды через эту отметку осенью происходит в основном в одинаковые сроки, за исключением единичных озер, где отмечается тренд 1,1–1,5 дней/10 лет в сторону более поздних дат [Ефремова и др., 2016]. В Ладожском озере изменения динамического режима выражены еще сильнее: переход температуры воды через 4 °C весной в современных условиях происходит на 2–3 недели раньше климатической нормы 1960–1990 гг., в среднем за 1985–2020 гг. дата этого перехода сдвигается раньше на 7 дней/10 лет. Важными факторами весеннего режима перемешивания для Ладожского озера являются как суммы отрицательных температур воздуха за год, так и характеристики ветрового режима в зимний и весенний периоды [Современное состояние..., 2021].

Отмечается влияние лет с аномально высокими зимними и весенними температурами воздуха на зимний и весенний динамический режим: в такие годы более ранняя и продолжительная подледная циркуляция приводит к формированию

стратификации уже к концу ледостава, в результате чего после схода льда может исчезать фаза полного вертикального перемешивания озер, что отмечалось в оз. Вендюрском и некоторых других озерах Карелии и Финляндии [Тержевик и др., 2017]. Условия весеннего перемешивания в стратифицированных озерах определяют ход придонной температуры воды и теплообмен с донными грунтами в течение лета, поэтому в зависимости от весенних и ранне-летних погодных условий продолжительность летней стратификации может изменяться в разной степени [Здоровеннова и др., 2017]. Даты начала весенней подледной конвекции и ее продолжительность при этом пропорциональны количеству дней с оттепелью в зимние и весенние месяцы [Здоровеннова и др., 2022].

1.3.5. Изменения в ледовом режиме озер

Одним из важных аспектов климатически обусловленных изменений в озерных экосистемах является изменение ледового режима. Более 50 миллионов озер мира характеризуются хотя бы периодическим наступлением ледовых явлений, а большая их часть располагается в пределах зоны, где среднемноголетняя продолжительность ледостава превышает 150 дней [Verpoorter et al., 2014; Weyhenmeyer et al., 2011]. В настоящее время наблюдается существенное снижение продолжительности ледостава на озерах умеренных и приполярных регионов мира. Уже к 2000 году на озерах восточного побережья США был отмечен сдвиг дат разрушения ледяного покрова на 9–16 дней раньше значений доиндустриального периода [Hodgkins et al., 2002]. Модельные расчеты для озер Северного полушария свидетельствуют о начале наиболее существенных изменений в сроках ледовых явлений и толщине льда в период 1980–1990 гг. [Huang et al., 2022].

Обобщение данных ледемерных наблюдений на 20 озерах в Северном полушарии за 1855–2019 гг. показало, что установление ледостава на них сдвигается на более поздние сроки со средней скоростью 11,6 дня/100 лет, а вскрытие льда происходит раньше в среднем на 8,1 дня/100 лет, причем темпы этих изменений постепенно увеличиваются [Woolway et al., 2020] (Рисунок 1.3.2). С 1855 по 2019 г. продолжительность ледостава на исследованных озерах сократилась на месяц, а только за последние 25 лет – в среднем на 7 дней. Другое исследование свидетельствует о том, что за последнее столетие для около

15000 озер в Северном полушарии устойчивый ледостав перестал наблюдаться ежегодно, и в отдельные годы озера перестали замерзать [Sharma et al., 2019]. Для озер Северной Канады при общем тренде сокращения продолжительности ледостава на 4 дня/10 лет региональная изменчивость дат наступления и окончания ледовых явлений между озерами различных размеров достигала 21–45 дней, что показывает необходимость учета индивидуальных морфометрических особенностей озер при оценке влияния изменений климата на ледовый режим [Higgins et al., 2021].

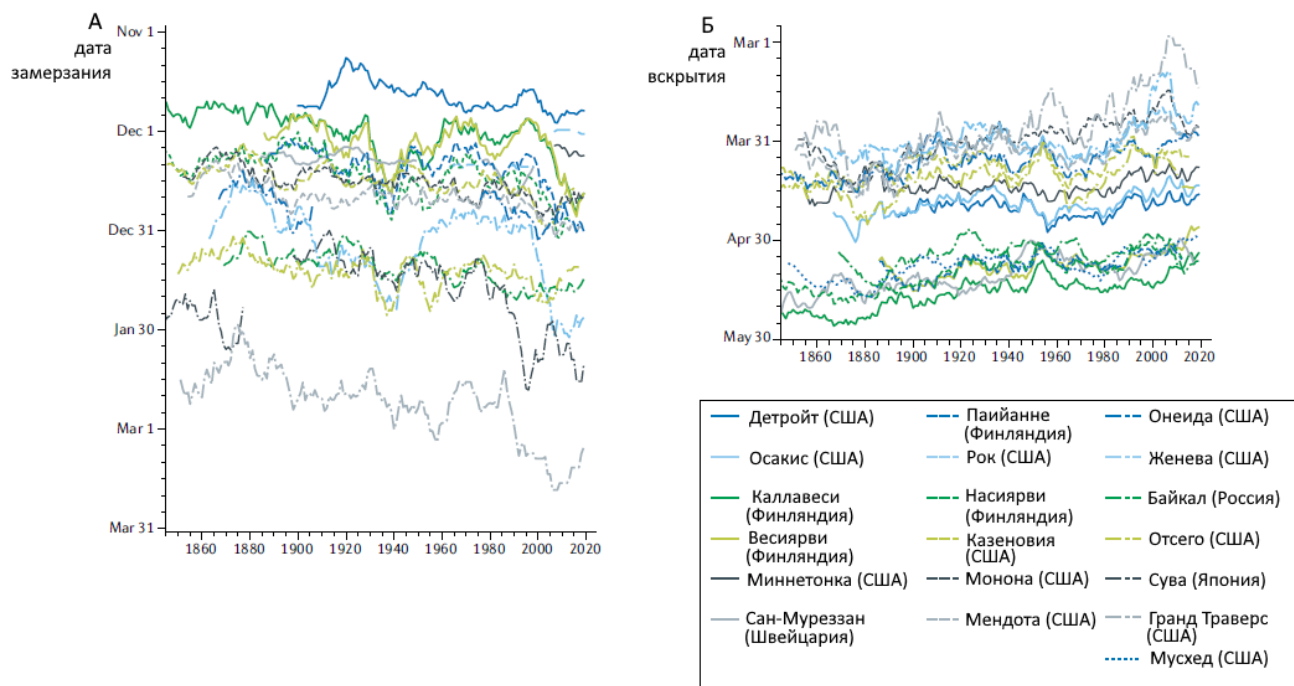


Рисунок 1.3.2. Динамика дат установления (А) и разрушения (Б) ледового покрова на 19 озерах в Северном полушарии за период с 1846 по 2019 г. [Woolway et al., 2020]

Расчеты по сценариям глобальных климатических моделей показывают, что даже при потеплении климата на 1,9 °С к 2100 году изменения ледового режима озер в Северном полушарии относительно современных условий окажутся более существенными, чем изменения, уже произошедшие за исторический период [Huang et al., 2022]. Ожидается сокращение географических областей распространения озер как с постоянным, так и с сезонным ледяным покровом. Будущие темпы сокращения продолжительности ледостава в этой работе изменяются от 2 дней/10 лет (Скандинавия, Исландия) до 4,5 дней/10 лет (Канадский архипелаг).

Материалы наблюдений за ледяным покровом озер Карелии с 1950 по 2014 г. [Пальшин, Ефремова, 2016] показывают, что в условиях российского Севера при повышении среднегодовой температуры воздуха на 0,2–0,3 °С/10 лет дата установления

ледостава за 64 года наблюдений сдвинулась на 2–8 дней позже, а дата разрушения ледяного покрова – на 2–12 дней раньше. В среднем на обследованных озерах Карелии продолжительность ледостава только за период 1976–2009 гг. сократилась на 11–16 дней, а на самых крупных озерах (Онежское и Сегозеро) – на 20–30 дней. Даты установления ледостава для озер Карелии имеют значимую статистическую связь с погодными условиями в октябре-ноябре, даты разрушения ледяного покрова – с температурой воздуха в апреле [Здоровеннова и др., 2022]. На Ладожском озере также проявляется тренд к снижению устойчивости ледяного покрова: если до 1990-х годов отсутствие ледостава у о. Валаам наблюдалось в среднем только один раз в 10 лет, то с 1990-х годов по 2014 г. устойчивый ледостав был зарегистрирован только в половине зим, и его продолжительность сократилась за счет сдвига дат замерзания и вскрытия [Современное состояние..., 2021].

1.3.6. Последствия изменений термического и динамического режима для биологических сообществ

В водных экосистемах температура воды является важным фактором, определяющим видовой состав фито- и зоопланктона, высшей водной растительности, ихтиофауны и других обитателей водоемов и их прибрежных зон [Tereshina et al., 2023]. Для существующих экосистем повышение температуры воды приводит к интенсификации метаболизма живых организмов, причем увеличение темпов роста может быть разным для разных уровней трофической цепи. Изменение температурных условий может привести к потере местообитаний для эндемичных видов водной биоты, в результате чего общее биоразнообразие водных экосистем будет снижаться [Kraemer et al., 2021]. В то же время усиление прогрева воды может создавать благоприятные условия для заселения водных объектов инвазивными видами, адаптированными к более теплым условиям, в то время как активность и приспособленность местных видов флоры и фауны может снижаться. Такие изменения уже отмечаются в ихтиофауне, причем изменения ареалов обитания особенно характерны для ценных пород рыб, имеющих узкие пределы термической толерантности; также уже отмечены множественные инвазии моллюсков, насекомых, высших водных растений, планктонных ракообразных, планктонных и бентосных представителей сине-зеленых водорослей [Hellmann et al., 2008; Paerl,

Huisman, 2009; Rahel, Olden, 2008]. На территории России это наиболее отчетливо видно в северных регионах: так, на Севере ЕТР постепенно возрастает доля тепловодных рыб в общих уловах рыбы [Филатов и др., 2014].

Одной из важнейших экологических проблем для озер в настоящее время является процесс эвтрофирования. Хотя главной движущей силой развития эпизодов опасного «цветения» сине-зеленых водорослей (цианобактерий) признано поступление в водные экосистемы биогенных веществ со сточными водами и диффузным стоком, роль климатических факторов в динамике развития фитопланктона в последние годы становится все более очевидной. Повышение температуры воды способствует формированию эпизодов «цветения» воды [Paerl, Huisman, 2009]. При повышенных температурах воды цианобактерии наиболее эффективно конкурируют с диатомовыми и зелеными водорослями и другими представителями фитопланктона [Urrutia-Cordero et al., 2016]. В оценках будущих изменений биологической продуктивности водоемов мира по климатическим сценариям до конца XXI века температура воды является одним из важнейших факторов интенсивности «цветения» наряду с изменениями в ландшафтах водосборов [Kakouei et al., 2021].

Снижение толщины ледяного и снежного покрова в зимний период обуславливает изменение подледных условий. Меньшая толщина снега и льда способствует лучшему проникновению солнечных лучей в поверхностные слои водной толщи, находящиеся подо льдом [Ерина и др., 2019], и усилению их радиационного прогрева. Уменьшение продолжительности ледостава и снижение толщины ледяного и снежного покрова могут влиять на озерные экосистемы как положительно, так и отрицательно. С одной стороны, устойчивый ледяной покров препятствует газообмену с атмосферой, в результате чего снижение продолжительности ледостава может способствовать улучшению кислородных условий во всей водной толще и сокращению частоты заморов рыбы. С другой стороны, в зависимости от условий развития подледной конвекции и погодных условий в первые дни после разрушения ледяного покрова возможно исчезновение периода полной весенней циркуляции, в результате чего весной не будет происходить обогащения придонной воды кислородом [Тержевик и др., 2017]. Более того, увеличение продолжительности периода открытой воды означает увеличение длительности вегетационного сезона, потерь воды на испарение с водной поверхности, интенсивности

внутриводоемной циркуляции водных масс за счет увеличивающегося ветрового воздействия.

Также уже в настоящее время отмечаются изменения в продуктивности водных экосистем в зимний период. В некоторых озерах интенсивность развития планктонных водорослей в зимний период сравнима с летними показателями [Jewson et al., 2009]. Воздействие более теплых зимних условий на развитие фитопланктона в весеннее и летнее время года уже выражено в озерах умеренной и субарктической зоны. Так, в озерах Швеции за счет более раннего схода ледяного покрова значительно увеличивается биомасса и продуктивность сине-зеленых и зеленых водорослей в весенний и раннелетний период [Weyhenmeyer, 2001]. В Великих американских озерах эпизоды активного развития фитопланктона в конце зимы, напротив, стали более редкими с 1990-х гг., в результате чего сокращается кормовая база для развития «мирного» (не хищного) зоопланктона в весенний период и нарушается вся цепочка трофических взаимодействий [Kerfoot et al., 2010]. В озере Байкал зимнее «цветение» фитопланктона обеспечивает значительную часть первичной продукции озера, но за счет климатических изменений и вызванного ими более позднего установления ледостава изменяется внутригодовой режим биологической продуктивности озера: за 1951–2009 гг. пик развития диатомовых водорослей сдвинулся на 1,6 месяца раньше [Katz et al., 2015].

Обобщение Главы 1

Термический режим водных объектов играет важную роль в динамике их экосистем. Температура воды, ледовый режим и режим перемешивания являются важными факторами среды для водной биоты, определяют особенности внутриводоемного круговорота биогенных элементов и распространение загрязняющих веществ, влияют на газовый режим и эмиссию парниковых газов из водоемов. Для параметризации термического режима используется множество количественных показателей различной сложности – от анализа температурного профиля до вычисления более сложных характеристик, учитывающих морфометрию водоема и погодные условия.

Водоемы суши оказываются крайне чувствительны к изменениям климата. В большинстве водоемов России и мира в современный период отмечаются тенденции к увеличению температуры поверхностного слоя воды, сокращению продолжительности

ледостава, увеличению продолжительности и интенсивности летней стратификации. Меньшей однородностью характеризуются изменения в уровне и температуре глубинных слоев воды. Эти изменения влияют на структуру биологических сообществ и продуктивность водных экосистем. При этом за счет индивидуальных особенностей конкретных водоемов интенсивность, а иногда и направленность наблюдаемых изменений могут различаться не только между разными географическими зонами, но и в пределах регионов со схожими климатическими условиями.

Глава 2. Водный и термический режим водоемов Московского региона и их наблюдаемые изменения

2.1. Условия формирования гидрологического режима и изученность водоемов Московского региона

2.1.1. Природные условия и озерные водные ресурсы Москвы и Московской области

Московская область характеризуется почти одинаковыми природными условиями на всей площади региона. Вся область приурочена к Московской синеклизе Русской плиты с чехлом осадочных отложений мощностью 1000–4000 м. Рельеф Московской области преимущественно равнинный, основную часть территории занимают три макроформы: в северо-западной половине территории располагается Смоленско-Московская холмистая возвышенность с абсолютными высотами 150–310 м, восточнее г. Москвы располагается пологая Мещерская низменность с преобладающими высотами 120–150 м, к югу от города простирается Москворецко-Окская равнина (100–250 м). Преобладающий тип ландшафтов – смешанные елово-широколиственные и сосново-широколиственные леса, сосново-еловые леса; в южной части области встречаются широколиственные липово-дубовые леса. Значительные площади заняты заболоченными березовыми и черноольховыми лесами в сочетании с низинными болотами. В первой половине XX века сельскохозяйственные земли занимали почти половину территории области, к началу XXI века их доля сократилась до около трети [Осетров, 2003; Сулова, 2019; Информационный выпуск..., 2022].

Территория Московской области относится к зоне умеренно-континентального климата, к зоне достаточной увлажненности, континентальность возрастает с северо-запада на юго-восток. Среднемесячная температура воздуха самого теплого месяца (июля) составляет от +17,0 до +18,5 °С, самого холодного (января) – от –10 до –11 °С, годовой размах колебаний среднемесячной температуры воздуха составляет 27–28,5 °С (Рисунок 2.1.1). В отдельные зимы морозы достигают от –45 до –50 °С (в 1940 г. –54 °С), максимумы летних температур – от +38 до +40,5 °С. За год выпадает в среднем 550–650 мм осадков, минимальная зафиксированная годовая сумма осадков – 270 мм, максимальная – 900 мм. Максимум месячных сумм осадков обычно приходится на июль,

минимум – на февраль-апрель; две трети осадков в году выпадет в виде дождя, одна треть – в виде снега. Большее количество осадков выпадает на возвышенностях западной части области [Информационный выпуск..., 2022]. Отдельно выделяется климат г. Москвы, подверженный воздействию городского «острова тепла»: наиболее плотно застроенный центр Москвы по данным метеостанции Балчуг на 2 °С теплее фоновой сельской местности Подмосковья, Москва в среднем – на 1 °С теплее [Локощенко, 2023].

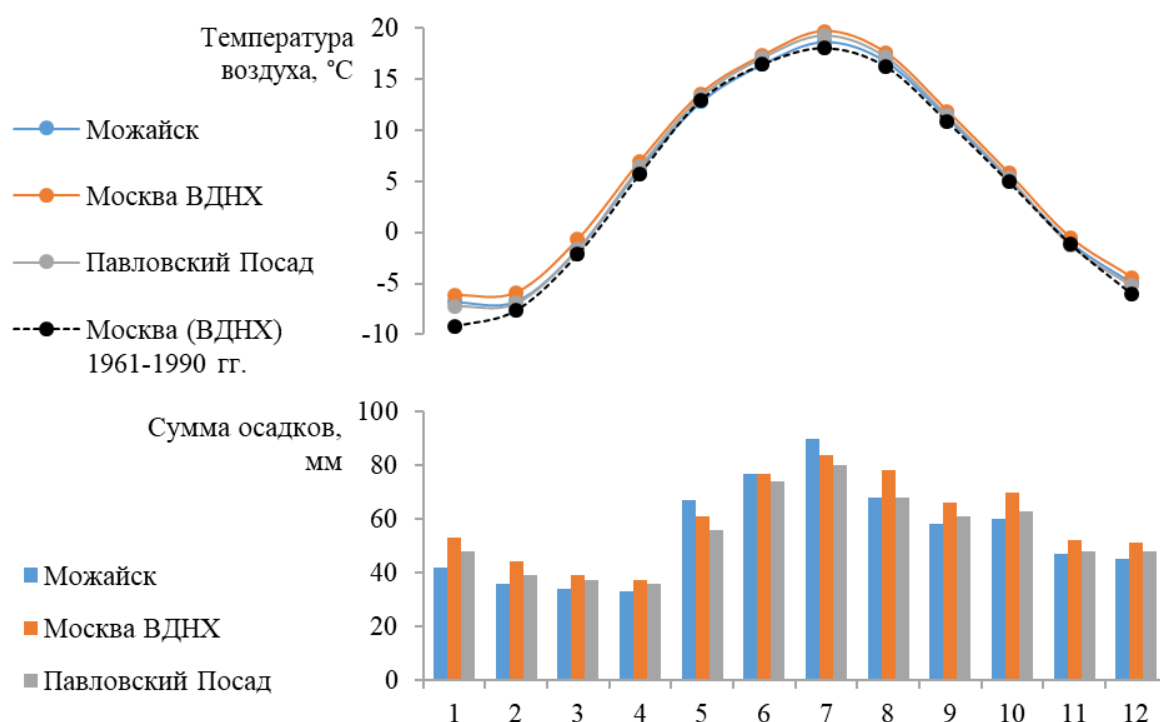


Рисунок 2.1.1 Годовой ход среднемесячной температуры воздуха и суммы осадков для метеостанций в г. Можайск, г. Москва (ВДНХ) и г. Павловский Посад за период 1991–2020 гг. (по данным Гидрометцентра России – meteo.ru)

В современный период отмечаются статистически значимые изменения в характеристиках климата Московской области (Рисунок 2.1.2). По данным метеостанции в г. Можайске за 1950–2022 гг. отмечается увеличение среднегодовой температуры воздуха в среднем на 0,40 °С/10 лет, значимое на уровне $p < 0,05$ (критерий Манна-Кендалла). Наиболее сильные изменения начинаются с середины 1980-х гг., за период с 1985 по 2023 г. средняя величина линейного тренда составляет уже 0,67 °С/10 лет. Общее потепление сопровождается существенными изменениями зимних условий: сумма отрицательных температур за период с устойчивыми отрицательными температурами (прерывающийся не более, чем на 7 дней), составлявшая в 1965–1984 г. в среднем –907 °С, в 2001–2022 гг. составляет уже только –642 °С. Количество дней

со среднесуточной температурой воздуха более 0 °С с декабря по март между этими периодами изменилось от 1–34 до 5–74. Среднегодовая скорость ветра в течение многолетнего периода стабильно снижается – в среднем на 0,2 м/с за каждые 10 лет. Для годовой суммы осадков отмечается только небольшое увеличение – в среднем на 15 мм/10 лет. По оценкам Росгидромета, в целом для Центрального федерального округа среднегодовая температура воздуха за период 1976–2020 гг. увеличивается в среднем на 0,67 °С/10 лет, наиболее сильное потепление климата отмечается в зимний период (+0,82 °С/10 лет), самое слабое – в весенний период (+0,46 °С/10 лет). Количество осадков, выпадающих в зимний период, увеличивается, в летний период суммы осадков, наоборот, снижаются [Глобальное изменение..., 2021].

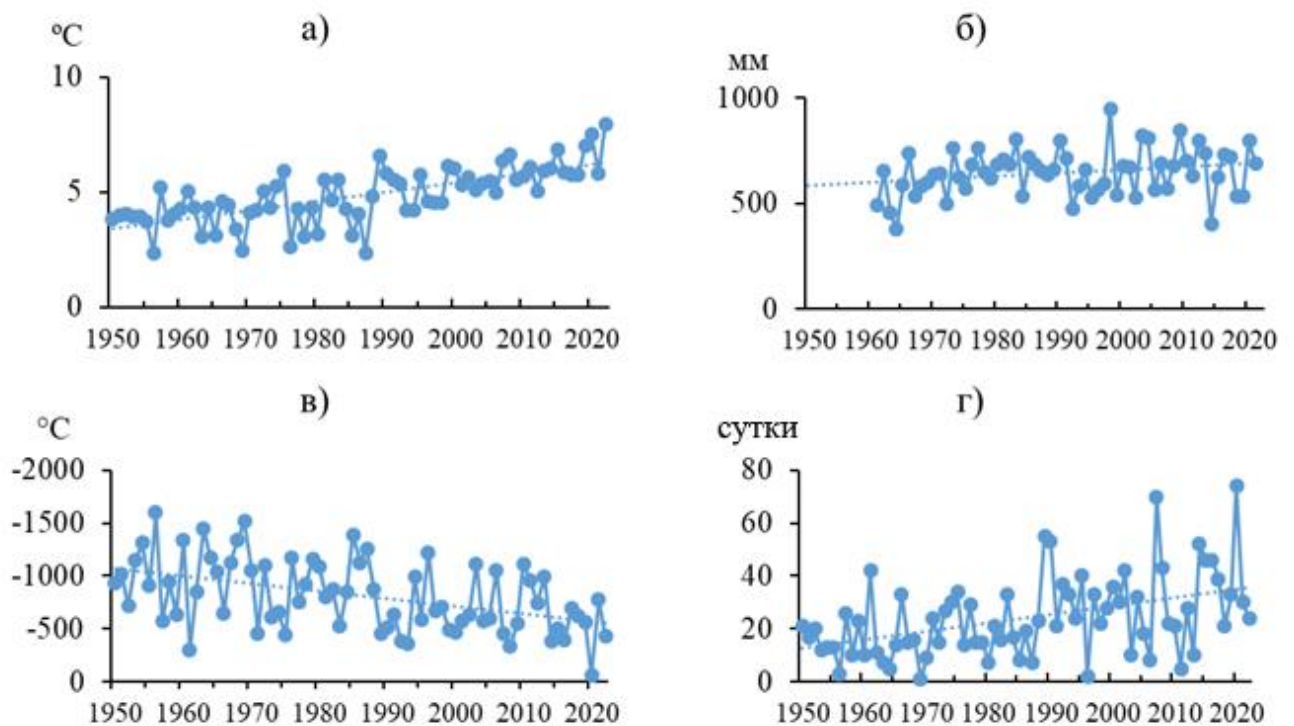


Рисунок 2.1.2. Изменение климатических показателей на метеостанции Можайск за период с 1950 по 2023 г. (источник данных – gr5meteo.ru): а) среднегодовая температура воздуха, °С; б) годовая сумма осадков, мм; в) сумма отрицательных температур за период с устойчивыми отрицательными температурами воздуха, °С; г) количество дней со среднесуточной температурой воздуха более 0 °С с декабря по март

На рассматриваемой территории также изменяется водный баланс поверхности Земли, что можно проследить по данным глобального реанализа погоды ERA5-Land (Рисунок 2.1.3). При сохранении в последние десятилетия сравнительно стабильного количества выпадающих атмосферных осадков, годовой слой испарения (рассчитываемый в реанализе по энергетическому балансу земной поверхности)

увеличивается с начала 1980-х гг. по настоящее время со средней скоростью около 15 мм/10 лет (значимый тренд на уровне $p < 0,05$). Таким образом, в последнее десятилетие годовая сумма испарения оказывается на 57 мм, или на 12%, выше, чем отмечалось в среднем в 1950–1980 гг. Таким образом, наблюдается тенденция к небольшому снижению степени общей увлажненности территории, которая может сказываться и на водном балансе водоемов.

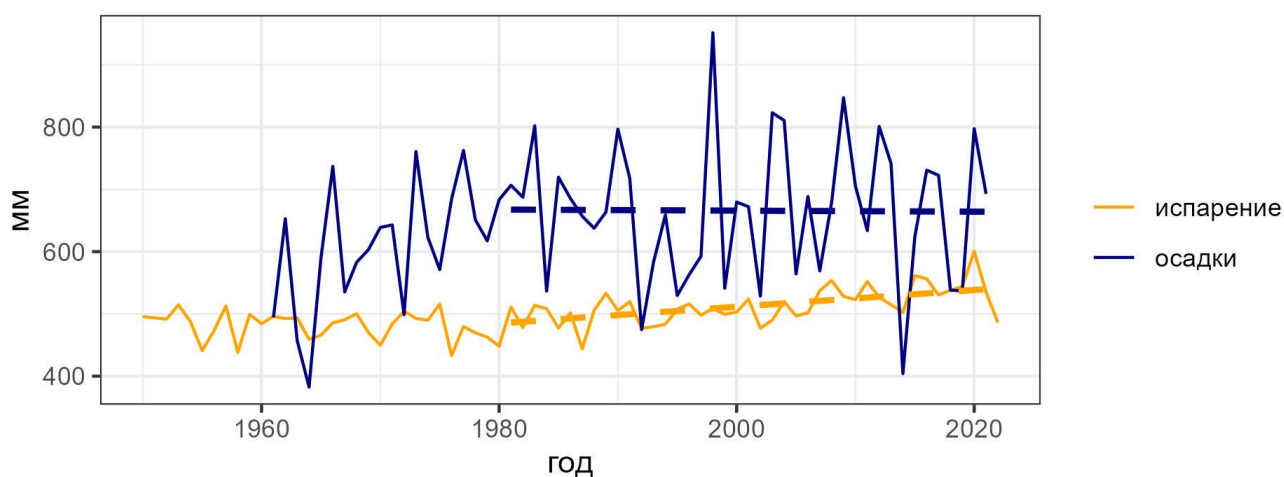


Рисунок 2.1.3. Ход годовых сумм осадков (по данным м/ст. Можайск) и испарения (по данным ERA5-Land) над территорией Московского региона

Для центральной части Русской равнины, к которой приурочена большая часть Московского региона, характерно наличие большого количества озер небольшой площади и глубины, происхождение которых связано с отступлением московского оледенения (150 тыс. л.н.). Многие из них вследствие достаточного увлажнения являются сточными и проточными. Помимо озер ледникового происхождения широкое распространение имеют старичные водоемы. Для ледниковых озер характерны процессы естественного эвтрофирования, за счет которого водоемы зарастают и их суммарное количество постепенно снижается. К сокращению площади и количества естественных водоемов приводят также различные виды гидромелиоративных работ и гидротехническое строительство. Из всех озер региона на большие озера (с площадью зеркала более 100 км²) приходится только 10% от общей площади естественных озер и 18% от их суммарного объема; остальная часть озерных ресурсов почти равномерно распределена между озерами площадью менее 0,2 км², 0,2–10 км² и 10–100 км² [Румянцев и др., 2015].

По данным Министерства экологии и природопользования Московской области, на территории Подмосковья располагается 1600 озер глубиной до 2,5 м, 350 озер глубиной

до 10 м, 12 крупных водохранилищ, 127 обводненных карьеров и 1000 русловых прудов [Информационный выпуск..., 2022]. Суммарная площадь озер Московского региона составляет по последним данным Института озераедения РАН 102 км², площадь искусственных водоемов – 350 км², что соответствует 0,2% и 1,0% от общей площади региона [Румянцев и др., 2015]. По более ранним оценкам общая площадь озер Московской области составляла 133 км² [Смирнова, 1958]. Непосредственно на территории г. Москвы по данным ГУП «Мосводосток» существует более 300 проточных или замкнутых водоемов общей площадью зеркала воды 8,8 км², к естественным озерам из них относятся только Косинские озера. Пруды города по назначению разделяются на декоративные, купальные, противопожарные и регуляционные.

Озера Московской области характеризуются невысоким размахом колебаний уровня: его годовой максимум обычно наблюдается в весенний период, после снеготаяния, а затем в течение весенне-летнего периода уровень воды снижается на 30–50 см. Осенью наступает меньший по амплитуде подъем уровня, а в зимний период уровень воды достигает годового минимума. Период ледостава на всех озерах региона продолжительный, длится обычно около 4–5 месяцев, в летний период температура воды обычно составляет 22–26 °С. Средние значения минерализации для большинства озер находятся в пределах 150–400 мг/л, для единичных водоемов характерны повышения до 500–1000 мг/л в связи с выходом грунтовых вод повышенной минерализации или антропогенным загрязнением. В течение года могут отмечаться колебания минерализации, связанные со сменой типа питания. В связи с большим возрастом озер, достаточной увлажненностью местности и антропогенным загрязнением в Московской области почти отсутствуют олиготрофные озера, некоторые водоемы достигают гипертрофного статуса. Достаточно широко распространены дистрофные озера, расположенные в болотных ландшафтах и характеризующиеся повышенным содержанием окрашенных органических веществ [Румянцев и др., 2015].

В пределах Московского региона не располагается крупных озер: только 18 озер региона имеют площадь свыше 1 км². Более трети всех естественных озер (почти 3/4 от суммарной площади) приурочены к Мещерской зандровой низменности (юго-западная часть области) [Смирнова, 1958]. Самыми крупными по площади являются озера Шатурского района: оз. Святое (Шатурское), имеющее площадь зеркала 11,8 км², и оз. Дубовое и Святое (Клепиковское) с площадями около 10 км². Максимальные

глубины этих озер составляют 2–8 м. Остальные озера региона имеют площадь поверхности менее 10 км². Максимальной глубиной более 10 м характеризуются только несколько озер, самые глубокие из них – оз. Глубокое в Рузском районе (около 30 м) и оз. Белое (Глухое) в Шатурском районе (34 м).

Крупные водохранилища Московской области принадлежат двум крупным гидротехническим системам: системе водохранилищ канала имени Москвы (частично расположенное в пределах области Иваньковское водохранилище и водохранилища водораздельного бьефа – Икшинское, Пестовское, Учинское, Пяловское, Клязьминское и Химкинское) и Москворецкой системе водоснабжения г. Москвы (Можайское, Верхнерузское, Рузское, Озернинское, Истринское водохранилища). Заполнение водохранилищ канала им. Москвы происходило в 1937 г., водохранилищ Москворецкой системы – в 1935 г. (Истринское) и 1960–1967 гг. Общая площадь водохранилищ (без учета Иваньковского водохранилища) составляет 350 км², площадь отдельных водохранилищ изменяется в пределах от 3,5 до 97 км², суммарный объем воды – более 2 км³ [Вагнер, Дмитриева, 2006]. Водохранилищем также фактически является оз. Сенеж, уровень которого регулируется малой ГЭС. Недействующие малые ГЭС также образуют небольшие нерегулируемые водохранилища на Наре, Рузе, Сестре, Осетре, Ламе и других реках.

2.1.2. История изучения водоемов Московского региона

Ввиду отсутствия в пределах Московского региона крупных озер, записей с их описанием и изучением их свойств долгое время не появлялось в исторических документах. До конца XIX века исследования водоемов велись преимущественно в смежных с Московской областью регионах – в Рязанской, Ярославской губерниях [Румянцев и др., 2015]. Данные исследования были посвящены описанию морфометрии и географии распространения озер, изучению перспектив и последствий развития рыбного промысла. Комплексные гидрологические и гидробиологические исследования велись на оз. Неро (Ярославская область).

В 1891 году на оз. Глубоком (в настоящее время – Рузский район Московской области) была основана гидробиологическая станция Императорского общества акклиматизации животных и растений под руководством Н.И. Зографа. Эта станция стала

первым в России местом стационарного комплексного исследования озер, уже к началу XX века на ней велись работы по изучению морфометрии, состава донных грунтов, термического и гидрохимического режима озера, структуры сообществ зоопланктона, ихтиофауны и бактериопланктона, высшей водной растительности. В настоящее время станция является структурной частью Института проблем экологии и эволюции имени А.Н. Северцова РАН, основная часть современных исследований посвящена систематике и фаунистике пресноводных ракообразных [Коровчинский, 2002]. Чуть позже, в 1908 году под руководством Г.А. Кожевникова была основана Косинская биологическая (с 1923 г. – лимнологическая) станция Московского общества испытателей природы при Московском университете. Станция располагалась на берегу оз. Белого, большая часть исследований была направлена на систематическое изучение гидрофизики, гидрохимии и водных биологических сообществ водоемов Московской области и смежных регионов, но основным объектом изучения оставался комплекс из трех Косинских озер: Белого, Черного и Святого. В 1941 году станция была закрыта. С 1967 года под руководством Г.С. Шилькрот (Институт географии РАН) выполнялись систематические научные работы на оз. Белом, но постоянного мониторинга организовано не было [Шилькрот, Труфанов, 2014; Широкова, Озерова, 2019].

С гидробиологической станцией на оз. Глубоком и лимнологической станцией на оз. Белом связаны многие важные моменты в истории развития российского озероведения. Здесь работали Л.Л. Россолимо, С.Д. Муравейский, Г.Г. Винберг, С.И. Кузнецов, Н.К. Дексбах, Б.Б. Богословский и другие ученые, разработавшие важнейшие концепции в изучении термического, динамического и кислородного режима водоемов, их экологической структуры и биологической продуктивности, развившие концепцию изучения природного и антропогенного эвтрофирования озер.

Комплексные исследования водохранилищ региона во второй половине XX века проводились в первую очередь лабораторией по изучению водохранилищ Московского государственного университета. Также в них участвовали сотрудники других научных учреждений, Мосводоканала, Всесоюзного НИИ рыбного хозяйства. Результаты изучения морфометрии, микроклиматических и ландшафтных условий, гидролого-гидрохимического режима водохранилищ, их планктонных и фаунистических сообществ дали представление о режиме долинных водохранилищ в целом и стали основой для разработки концепций изучения и управления режимом водохранилищ России.

Результаты этих работ были опубликованы в серии монографий «Комплексные исследования водохранилищ» [1971; 1973; 1978; 1979; 1980], «Водоохранилища Москворецкой водной системы» [1985], «Гидроэкологический режим водохранилищ Подмосковья» [2015] и других изданиях.

В настоящее время изучением гидрологии и экологии водоемов Московского региона занимаются сотрудники Института биологии внутренних вод им. И.Д. Папанина РАН, Института водных проблем РАН, Института проблем экологии и эволюции имени А.Н. Северцова РАН, Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии, Московского государственного университета и некоторых других учебно-научных заведений [Румянцев и др., 2015]. Росгидромет проводит наблюдения на стационарных гидрологических постах на четырех зарегулированных водоемах Московской области: оз. Сенеж, Рузском, Озернинском и Истринском водохранилищах, а также на частично расположенном в Московской области Иваньковском водохранилище. Комплексным мониторингом качества воды и состояния экосистем водохранилищ-источников водоснабжения г. Москвы занимается также АО «Мосводоканал». ФГБВУ «Центррегионводхоз» проводит мониторинг состояния и качества воды водохранилищ водораздельного бьефа канала им. Москвы на территории Москвы и Московской области [Информационный выпуск..., 2022].

2.2. Географическое положение и основные характеристики исследуемых водоемов

В качестве объектов исследования были выбраны разнотипные водоемы Москвы и Московской области, наиболее широко изученные с точки зрения прошлого и современного термического режима: оз. Глубокое, два из трех Косинских озер (Белое и Святое) и Можайское водохранилище. Выбранные водоемы расположены в различных частях региона (Рисунок 2.2.1), климатические условия для них схожи, но ландшафтные и другие условия формирования водного и термического режима отличаются. Озеро Глубокое располагается в пределах природного заказника, Можайское водохранилище – в пределах смешанных селитебных, лесных и сельскохозяйственных ландшафтов, Косинские озера – в пределах г. Москвы в зоне городской застройки. Морфометрические характеристики и показатели водного режима выбранных водоемов представлены в таблице 2.2.1.

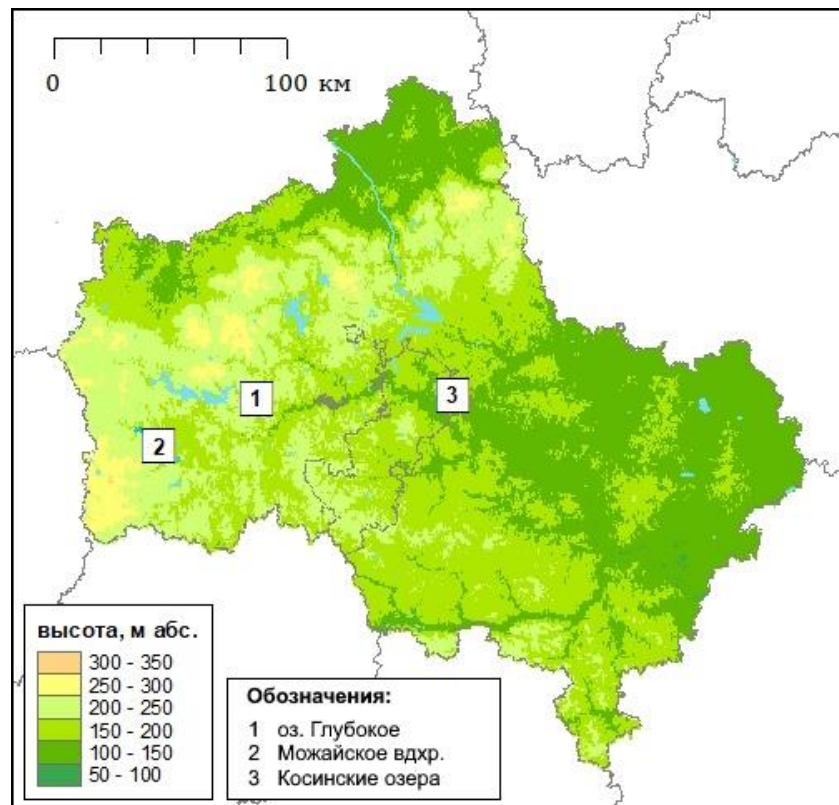


Рисунок 2.2.1. Расположение водоемов-объектов исследования в пределах Московского региона (основа – рельеф NASADEM [OpenTopography, 2021])

Самым мелководным является оз. Святое с глубинами до 3,5 м, самым глубоководным – оз. Глубокое с глубинами чуть более 30 м; оз. Белое и Можайское водохранилище имеют максимальные глубины 17 и 22 м соответственно. Можайское водохранилище также является самым крупным (площадь зеркала 30,7 км² при НПУ), в то время как остальные озера имеют площадь зеркала менее 1 км². Для озер характерен типичный для естественных водоемов период условного водообмена 1–10 лет и небольшой (менее 1 м) размах внутригодовых колебаний уровня воды. Можайское водохранилище – искусственный водоем, осуществляющий внутригодовое и межгодовое регулирование стока р. Москвы и имеющий за счет этого период условного водообмена около 7 месяцев и размах сезонных колебаний уровня до 8 м. В летний период в оз. Глубоком, оз. Белом и Можайском водохранилище устанавливается устойчивая стратификация, в то время как мелководное оз. Святое является полимиктическим и перемешивается до дна несколько раз в течение теплого периода. Таким образом, выбранные водоемы отличаются по размерам и форме котловин, интенсивности внутреннего водообмена и динамическому режиму, являясь представителями разных групп водоемов в пределах Москвы и Московской области.

Таблица 2.2.1. Основные характеристики водоемов-объектов исследования

Характеристика	оз. Глубокое ^{1,2}	Можайское вдхр. ^{1,3}	оз. Белое ¹	оз. Святое ¹
Площадь зеркала, км ²	0,59	30,7 ⁴	0,29	0,09
Площадь водосбора, км ²	25,9	1360	0,61 (2,38) ⁵	0,93
Объем воды, млн м ³	5,5	235 ⁴	1,27	0,18
Максимальная глубина, м	30	22,1 ⁴	17	3,5
Средняя глубина, м	9,3	7,7 ⁴	4,6	1,8
Длина береговой линии, м	3414	119000	2200	1200
Максимальная длина, м	1200	28000	705	370
Максимальная ширина, м	850	2600	595	335
Средняя ширина, м	494	1100	410	245
Сезонный размах колебаний уровня, м	до 0,6	до 8	до 0,6	до 0,6
Коэффициент водообмена, год ⁻¹	~0,1	1,8	~0,2	~0,8–0,9

Источники данных: ¹архивные данные Красновидовской УНБ; ²[Щербаков, 1967]; ³[Гидроэкологический режим..., 2015].

⁴морфометрические характеристики Можайского вдхр. приведены при НПУ

⁵в скобках приведена суммарная площадь водосбора озер Белого и Черного

Озеро Глубокое – один из самых глубоководных водоемов ЕТР с максимальной глубиной более 30 м при площади зеркала 0,59 км², его основная котловина имеет правильную округлую форму, в северной части от нее отделяется небольшой залив, откуда берет начало р. Малая Истра (Рисунок 2.2.2). Озеро расположено в пределах природного заказника, окружено смешанными елово-широколиственными лесами, которые покрывают около 80% водосбора озера. По происхождению котловины озеро относят к ледниковому и, возможно, карстовому типу; гипотеза о карстовом происхождении может объяснять нетипично высокую для подмосковных озер глубину [Шпицмахер, 1947]. В 1906 г. была проведена подробная батиметрическая съемка озера, на основе которой С.Д. Муравейский в 1930-х годах дал его детальную морфометрическую характеристику [Муравейский, 1931].

Сток из озера в р. Малую Истру осуществляется только при наиболее высоком уровне воды, река вблизи озера не имеет четкого русла, свободное течение начинается только после выхода реки из окружающего озеро болотно-лесного массива. Малая Истра

является притоком р. Истры (левобережный приток р. Москвы). Водомерных наблюдений на р. Малой Истре вблизи истока не ведется.

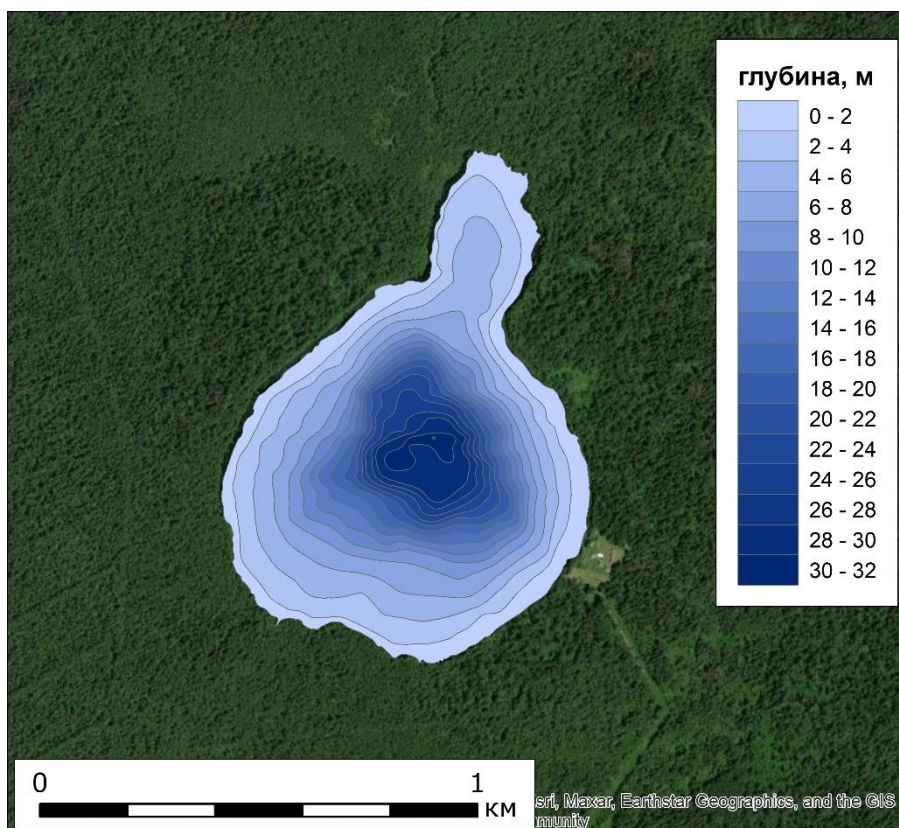


Рисунок 2.2.2 Карта глубин оз. Глубокого (по данным съемки 1906 г. [Щербаков, 1967])

До 1960-х гг. воды озера характеризовались высоким содержанием органических веществ болотного происхождения, цветность воды достигала 170–250 град. После осушительных работ и создания системы канав, отводящих воду в р. Малую Истру, цветность воды снизилась, и в 1966 году составляла 40–50 град. в теплое время года, в анаэробной зоне возрастая до 60–70 град. [Щербаков, 1967]. В современный период (2017–2023 гг.) по данным наблюдений, осуществляемых сотрудниками Красновидовской УНБ с участием автора, характерные значения цветности составляют 20–40 град. Озеро имеет малую минерализацию воды (до 70 мг/л как по литературным, так и по современным данным) и низкую биологическую продуктивность. По классификации Китаева [Китаев, 2007] в 2017–2023 гг. его можно отнести к мезотрофному типу (содержание хлорофилла а от 3 до 12 мкг/л) [Терешина и др., 2019; Egina et al., 2018; Tereshina et al., 2019]. Такому же статусу соответствовали значения биомассы фитопланктона в озере в летне-осенние месяцы в 1932 году; в периоды наиболее сильного цветения в 1951 и 1956 при повышении биомассы фитопланктона

наблюдался кратковременный переход к эвтрофному и даже гипертрофному статусу. Весной в водоеме доминируют диатомовые водоросли, летом – сине-зеленые, численность которых достигает максимума в июле-августе [Щербаков, 1967]. Средняя величина прозрачности озера Глубокое в современный период (с 1990-х гг.) по данным наблюдений на гидробиологической станции составляет 3,8 м, минимальная – 2,8 м (2013 г.), максимальная достигает более 6 м (2024 г.). В летний период придонная аноксия развивается к июлю–августу, бескислородная зона может занимать слой толщиной до 10–15 м, в зимнее же время бескислородные условия отмечаются только в придонном слое толщиной 1–2 м (по данным Красновидовской УНБ).

Косинские озера представляют собой группу трех малых озер – Белого (площадь зеркала 0,29 км²), Черного (0,20 км²) и Святого (0,06 км²). Косинские озера расположены за пределами МКАД в Косино-Ухтомском районе юго-восточного административного округа г. Москвы (Рисунок 2.2.3). Водоемы образовались после отступления ледника, но в послеледниковый период на формирование их котловин предположительно также могли влиять карстово-суффозионные процессы. Возраст водоемов по анализу донных отложений составляет около 10 тыс. лет [Широкова, Озерова, 2019]. Озера Черное и Белое относятся к бассейну р. Нищенки, оз. Святое – к бассейну р. Пехорки (левобережные притоки р. Москвы). В северной части оз. Черного расположено устье Косинского ручья, в настоящее время почти полностью убранного в коллектор и почти не имеющего свободного течения. Оз. Белое почти полностью окружено селитебными зонами, оз. Черное окружено полосой заболоченного смешанного леса, оз. Святое – верховым болотом и березовым лесом шириной 100–300 м. Морфометрия озер была изучена во время работы биологической станции [Россолимо, 1925], но позже батиметрические данные были обновлены при проведении изыскательских работ в бассейне озер.

Озеро Белое – наиболее глубоководное из трех озер (до 16–17 м), рельеф дна представляет собой воронку, а толщина донных отложений может достигать 13 м [Кудряшов, 1924]. Оз. Белое сообщается с оз. Черным через протоку шириной около 5 м и глубиной от нескольких сантиметров (в периоды глубокой межени) до 0,5–0,7 м в весенние месяцы. Оз. Черное до 1942 года было наименьшим из трех озер, ограничивалось северной частью его современной котловины с площадью зеркала около 0,05 км² и максимальной глубиной около 3 м и сообщалось с оз. Белым через ручей длиной в несколько сотен метров. После развития торфодобычи образовался

современный южный плес Черного озера с площадью около 0,11 км² и глубинами менее 1,5 м. Оз. Черное не вошло в состав данного исследования из-за наличия обширной мелководной зоны, особенности водообмена которой с более глубоководной частью озера не изучены и термический режим которой не охвачен данными наблюдений.

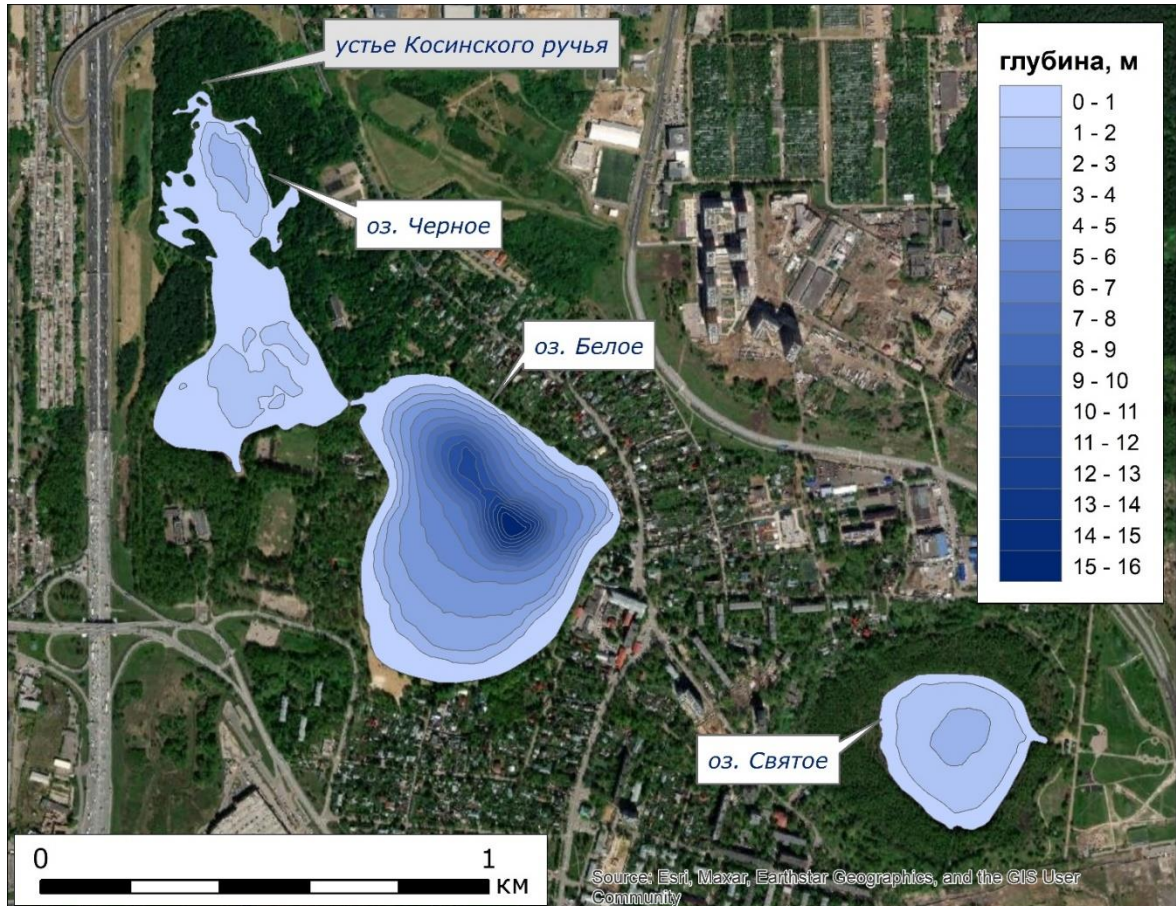


Рисунок 2.2.3 Расположение и карта глубин Косинских озер (глубины по данным батиметрической съемки 2005 г., из архивных данных Красновидовской УНБ)

Озеро Белое с начала его изучения в 1920-х гг. характеризовалось как эвтрофное димиктическое озеро с продолжительными периодами застоя воды в гипolimнионе, зимними заморами рыбы, наличием сероводорода в придонных слоях [Кузнецов, 1934]. В современный период по данным Красновидовской УНБ озеро характеризуется крайне неблагоприятным кислородным режимом: в летний период уже в первый месяц после установления стратификации содержание растворенного кислорода в придонных слоях озера приближается к нулю, а концентрации кислорода более 2 мг/л с июня по август отмечаются только в пределах верхнего перемешанного слоя (выделяемого до глубины 2–3 м). Зона острой гипоксии в летний период занимает до 30% от объема озера. При этом

в эпилимнионе в течение летней стратификации почти всегда наблюдается перенасыщение воды растворенным кислородом, достигающее 150 % насыщения и более. В зимний период высокое содержание растворенного кислорода также поддерживается только в верхних 1–3 м воды подо льдом. Прозрачность воды в оз. Белом в 2021–2023 гг. изменялась от 0,6 до 1,6 м [Терешина и др., 2023]. Средняя минерализация воды составляет около 300 мг/л.

Святое озеро расположено примерно в 500 метрах юго-восточнее Белого и имеет правильную округлую форму. Его берега заболоченные, поросшие сфагнумом, к берегу примыкает торфяная сплавина с почти отвесными берегами, в связи с чем вблизи уреза глубина озера сразу составляет более 1 м. Минерализация воды по результатам исследований Красновидовской УНБ в 2021–2023 гг. ниже, чем в Белом и Черном озерах – около 100 мг/л, при этом в нем гораздо более низкие концентрации органических веществ и много гуминовых соединений, в результате чего озеро в ранних исследованиях было отнесено к типу дистрофных водоемов. По концентрации хлорофилла-а в летний период Святое озеро, как и оз. Белое, попадает в категорию эвтрофных водоемов (по классификации Китаева). В летний период в озере также отмечается низкое содержание растворенного кислорода во всей водной толще, кроме верхнего метра, хотя эпизоды перемешивания, характерные для полимиктического типа водоемов, приводят к обогащению нижних слоев воды кислородом несколько раз за лето. Зимой же зона с почти полным отсутствием кислорода может охватывать всю водную толщу оз. Святого. Прозрачность воды оз. Святого изменяется в пределах от 0,35 до 2,3 м [Терешина и др., 2023].

Можайское водохранилище располагается на западе Московской области, оно было заполнено в 1960–1962 гг. путем сооружения земляной плотины на р. Москве. Можайское водохранилище является морфологически простым долинным водохранилищем, оно располагается на прямолинейном участке р. Москвы в ее верхнем течении, имеет водосбор площадью 1360 км². Помимо самой р. Москвы водохранилище имеет два крупных притока: р. Лусьянка впадает в водохранилище в его верхней правобережной части, на границе зоны постоянного подпора, устье р. Колочи, перекрытое плотиной, располагается в нижней трети водохранилища по правому берегу (Рисунок 2.2.4). Отличительной чертой Можайского водохранилища по сравнению с большинством других водохранилищ Европейской России является его относительная

глубоководность, препятствующая интенсивному динамическому перемешиванию (Рисунок 2.2.5). Мелководья (зона с глубиной менее 2 м) занимают всего 13% от площади акватории водохранилища при НПУ [Гидроэкологический режим..., 2015].



Рисунок 2.2.4 Водосбор Можайского водохранилища

Минерализация воды Можайского водохранилища изменяется в пределах от 70 до 640 мг/л, при этом за счет взаимодействия поступающих речных вод с водами водохранилища в разные сезоны года формируются отдельные водные массы, которые могут отличаться друг от друга на сотни мг/л. Вытянутая форма водохранилища и нарастание глубины от верховий к низовьям, а также сравнительно низкая интенсивность внутреннего водообмена способствуют появлению как вертикальных, так и горизонтальных градиентов термических и гидрохимических характеристик. На большей части водохранилища формируется устойчивая температурная стратификация, в гипolimнионе в летний период создаются бескислородные условия, зона

с концентрациями растворенного кислорода менее 2 мг/л (зона острой гипоксии) может занимать до 30–35% от общего объема водохранилища [Гидроэкологический режим..., 2015; Ерина, 2014; Ерина и др., 2020; Гречушникова и др., 2020]. По средней биомассе фитопланктона (в среднем 2,3–8 мг/л) водохранилище в разные годы относится к эвтрофному и мезотрофному типам, причем в различных частях водохранилища могут отмечаться разные условия биологической продуктивности. Максимальной биомассой фитопланктона характеризуются верховья водохранилища, где за счет малых глубин обеспечивается лучший прогрев водной толщи, а за счет близости устьев основных притоков происходит постоянное поступление биогенных веществ [Белова, 2016; Гидроэкологический режим..., 2015].

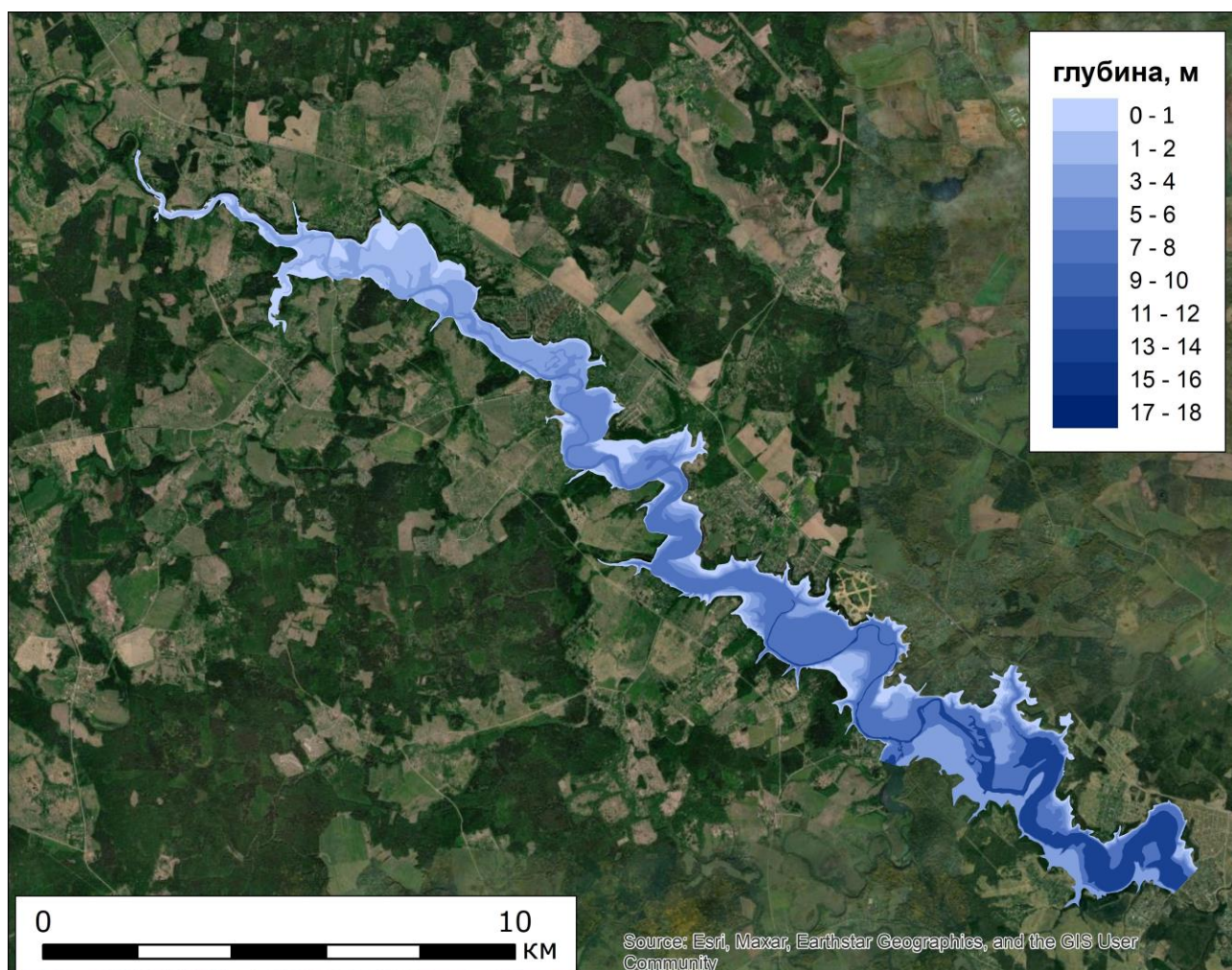


Рисунок 2.2.5. Карта глубин Можайского водохранилища (по архивным данным Красновидовской УНБ)

2.3. Водный и термический режим исследуемых водоемов по архивным и современным данным

2.3.1. Использованные материалы

Для описания водного и термического режима выбранных водоемов использовались данные, опубликованные в трудах гидробиологической станции на оз. Глубоком и Косинской лимнологической станции, других периодических изданиях и монографиях, а также архивные материалы биостанции на оз. Глубоком и Красновидовской УНБ географического факультета МГУ (Таблицы 2.3.1–2.3.3).

Данные за последние годы (с 2018 г. на Можайском вдхр. и оз. Глубоком, с 2021 г. на Косинских озерах) представлены результатами регулярных гидролого-гидрохимических наблюдений, организуемых по единой схеме силами Красновидовской УНБ, включая автора лично. Эти данные получены в результате ежемесячных ручных измерений, в ходе которых температура воды (совместно с ее удельной электропроводностью и содержанием растворенного кислорода) измерялась приборами YSI Pro30 и ProSolo с шагом по глубине 1 м. На озерах измерения выполнялись в точках максимальных глубин, для Можайского водохранилища использовались также данные измерений на сетке станций, расположенных вдоль затопленного русла р. Москвы по всей длине водохранилища (Рисунок 2.3.1).

Доступные в полном (необобщенном) виде литературные и архивные данные о распределении температуры воды для всех озер в основном представляют собой результаты ежемесячных или ежесезонных наблюдений, но в отдельные годы для оз. Глубокого и Белого встречаются данные ежесуточных наблюдений, охватывающих периоды установления и разрушения термической стратификации [Богословский, 1951; Кузнецов, 1934; Россолимо, 1930]. Они позволяют рассмотреть общие черты годового термического цикла оз. Глубокого за период 1910–1964 гг. и оз. Белого за 1923–1929 гг., включая процессы формирования и разрушения ледяного покрова и летней стратификации. Для оз. Святого термический режим в 1920-х гг. был изучен чуть менее подробно, однако имеются ежемесячные данные за 1923–1926 гг. Многие данные о термике оз. Глубокого обобщены в монографии [Щербаков, 1967]. С 2018 г. для оз. Глубокого и с 2021 г. для Косинских озер данные ручных наблюдений

Красновидовской УНБ также позволяют оценить характеристики годового термического цикла, но не отображают короткопериодных изменений и особенностей вертикальной циркуляции в весенний и осенний периоды. Даты начала и окончания ледостава оз. Глубокого фиксируются сотрудниками гидробиологической станции с 1995 г., для Косинских озер доступны только наблюдения очевидцев.

Таблица 2.3.1. Характеристика доступных данных о термическом и ледовом режиме оз. Глубокого (исключая данные температурных логгеров)

Источник	Годы наблюдений	Описание массива данных	Частота измерений
[Кузнецов, 1934]	1932–1933	Измерения вертикального распределения температуры воды	Каждые 1–4 месяца
[Богословский, 1951]	1910–1913, 1915–1916, 1924, 1925, 1928, 1932, 1935, 1936, 1946	Максимальная средневзвешенная температура воды и теплозапас, даты их наступления	Ежегодные значения
[Богословский, 1951]	1946	Годовой ход теплозапаса и устойчивости, описание годового термического цикла	Теплозапас и устойчивость - ежедневно (представлены в виде графика)
[Щербаков, 1967]	1902–1964	Обобщенные сведения о ледовом, термическом и динамическом режиме	–
Материалы гидробиологической станции	1995–2023	Даты замерзания и вскрытия озера	Ежегодно
		Измерения температуры поверхности воды	Два раза в месяц в безледный период
Материалы Красновидовской УНБ	2017–2023	Измерения вертикального распределения температуры воды, толщина снега и льда в период ледостава	Ежемесячно

Таблица 2.3.2. Характеристика доступных данных о термическом и ледовом режиме Косинских озер (исключая данные температурных логгеров)

Источник	Годы наблюдений	Описание массива данных	Частота измерений
[Россолимо, 1930]	1923–1929	Измерения вертикального распределения температуры воды, толщина льда в период ледостава	От 4 раз в месяц до 1 раза в 2–6 месяцев
	1923–1929	Даты замерзания и вскрытия	Ежегодно (только оз. Белое)
Архивные материалы Красновидовской УНБ	2021–2023	Измерения вертикального распределения температуры воды, толщина снега и льда в период ледостава	Ежемесячно

Таблица 2.3.3. Характеристика доступных данных о термическом и ледовом режиме Можайского вдхр. (исключая данные температурных логгеров)

Источник	Годы наблюдений	Описание массива данных	Частота измерений
Монографии [Водохранилища Москворецкой..., 1985; Гидроэкологический режим..., 2015; Комплексные исследования..., 1979]	1967–2012	Обобщенные сведения о ледовом, термическом и динамическом режиме	–
Материалы Красновидовской УНБ	1967–2023	Измерения вертикального распределения температуры воды по сетке русловых станций	От 2 раз за летний период до ежемесячных
	1967–2018	Температура поверхности воды на водомерном посту в д. Красновидово	2 раза в день
	1971–2023	Даты замерзания и вскрытия	Ежегодно

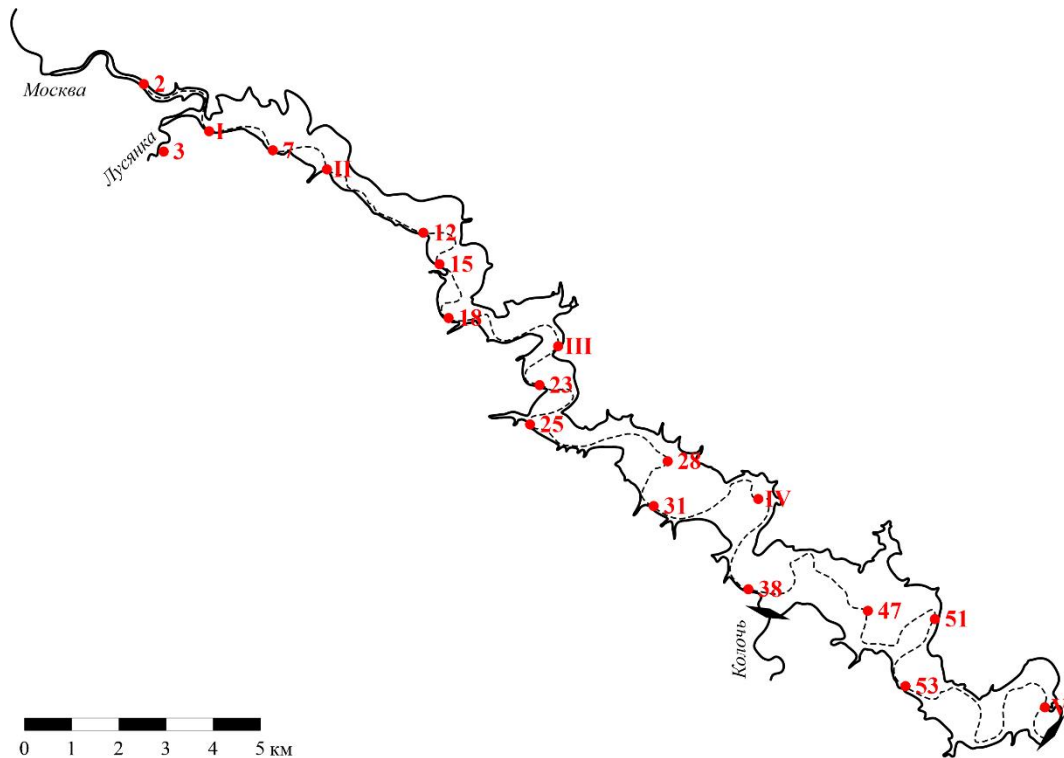


Рисунок 2.3.1. Схема расположения станций мониторинга на Можайском водохранилище.

Данные, имеющиеся для Можайского водохранилища за период 1967–2017 гг., характеризуются различной дискретностью: в некоторые годы (1968, 1983–84, 2012, 2016) гидрологические съемки по всей длине водохранилища (19 или более станций) проводились ежемесячно в течение всего года или большей его части, но в большую часть лет наблюдения проводились только 2–4 раза в течение лета. С 2018 г. гидрологические съемки проводятся ежемесячно, но по сокращенной сетке из 5 станций (станции I, II, III, IV и V). Отчасти более подробные данные имеются для Красновидовского плеса в центральной части водохранилища (в районе станции IV), где в некоторые годы проводились учащенные рейдовые наблюдения, а до 2018 года действовал водомерный пост, на котором дважды в сутки измерялась температура поверхности воды. Многие результаты за период до 2012 года обобщены в монографиях, последней из которых является «Гидроэкологический режим водохранилищ Подмосковья» [2015].

Более подробные данные о температуре воды за современный период получены по результатам работы логгеров температуры воды, устанавливаемых на буйковых станциях на каждом из водоемов (Таблица 2.3.4). На оз. Глубоком эти наблюдения были начаты весной 2018 г., на Можайском водохранилище – весной 2020 г., на Косинских озерах – летом 2021 г. Буйковые станции устанавливались в точках максимальных глубин озер

(на Можайском водохранилище – на станции V), обычно только в безледный период (за исключением зимы 2020/21 гг. на оз. Глубоком). На заякоренных буйках крепились гирлянды из нескольких датчиков НОВО Pendant, записывающих температуру воды с дискретностью 10–15 минут и температурным разрешением 0,04–0,14 °С (в зависимости от модели логгера). Начало работы логгеров в большинстве случаев приходится на конец апреля–май, когда в водоемах уже формируется прямая температурная стратификация, конец – на начало–середину ноября, после ее разрушения. Эти данные в настоящий момент наиболее подробно описывают термический цикл исследуемых водоемов в безледный период.

Таблица 2.3.4. Глубины и даты установки логгеров на буйковых станциях исследуемых водоемов

	оз. Глубокое	Можайское вдхр.	оз. Святое	оз. Белое
Глубины установки логгеров, м	0,5, 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14, 20, 26	0,5, 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16, 18	0,5, 1, 2,5	0,5, 2, 4, 6, 10, 15
2018	14.05–3.11	–	–	–
2019	26.04–15.11	–	–	–
2020	11.07–23.05.2021	21.05–13.11	–	–
2021	15.06–14.11	22.05–15.11	23.07–12.11	23.07–12.11
2022	04.05–4.11	25.06–4.11	29.04–19.08	–
2023	23.04–16.11	21.04–16.11	20.04–16.10	13.05–16.10

Уровни воды оз. Глубокого с 1999 года измеряются сотрудниками гидробиологической станции в теплый период года 2 раза в месяц. Для Косинских озер известны единичные отметки уровня воды в 1924, 1934, 1936, 1958, 1987, 1992, 1996, 2001, 2006, 2020 и 2021 гг. [Розанов и др., 2022], а также результаты водомерных наблюдений, проводимых на временных водомерных постах в 2020–2023 гг. в рамках выполнения НИР по заказу Департамента природопользования г. Москвы (из архивных материалов Красновидавской УНБ).

Наблюдения за водным режимом Можайского водохранилища ведутся непрерывно с его заполнения в 1962 г. Уровень воды в водохранилище и расходы сбрасываемой воды измеряются ежесуточно и доступны по справкам Можайского гидроузла. Приток воды к водохранилищу в разные годы оценивался разными способами. До конца 1980-х годов в бассейне функционировали расходные гидрометрические посты и достоверно

рассчитывались ежесуточные величины речного притока всех трех основных притоков водохранилища (рек Москвы, Лусьянки и Колочи), бассейны которых составляют 91% от общей водосборной площади водохранилища. В настоящее на гидрометрических постах на р. Москве и р. Лусьянке измеряется только уровень воды. В данной работе до 1988 г. приток воды к водохранилищу вычислялся по измеренным или рассчитанным расходам воды впадающих в водохранилище рек и бокового притока, а с 1989 г. по настоящее время в качестве источника информации о притоке воды использованы справки Можайского гидроузла, в которых ежедневный суммарный приток воды рассчитывается по разности фактического изменения объема воды в водохранилище и сбросов воды. Данные о структуре притока воды в водохранилища за водохозяйственные годы и ее многолетних изменениях с момента заполнения водохранилища до 2012 года были заимствованы из монографии [Гидроэкологический режим..., 2015], а за период с 2013 по 2023 г. рассчитаны по аналогичной методике. За начало водохозяйственного года при расчетах принималась дата перехода от предвесенней сработки к весеннему наполнению водохранилища.

2.3.2. Озеро Глубокое

Вода в оз. Глубокое поступает с окружающих его болот, начиная с 1960-х гг. сток происходит преимущественно через искусственные каналы, дренирующие болотный массив. Постоянных водотоков в озеро не впадает, каналы и балки заполняются водой только в периоды максимального стока с водосбора. Исток р. Малой Истры в течение года также преимущественно заполнен стоячей водой, хотя при высоких уровнях воды в озере наблюдается видимый переток воды через край озерной котловины в месте истока реки. Согласно расчетам за первую половину XX века, 74% от приходной части водного баланса озера приходится на осадки, выпадающие на поверхность водоема, в расходной же части 75% приходится на испарение [Щербаков, 1967].

Систематические наблюдения за уровнем воды оз. Глубокое начались в 1948 году. В середине XX века ежегодно отмечался максимум уровня воды в конце первой или начале второй декады апреля, приуроченный к периоду максимального поступления талых вод. Подъем и спад уровня при этом проходил очень быстро: так, в 1948 г. уровень воды увеличился почти на 30 см за неделю, после чего за 10 дней спал более чем на

20 см; полное разрушение ледяного покрова при этом произошло только в середине спада уровня (Рисунок 2.3.2). В весенне-летние месяцы продолжался плавный спад уровня, иногда прерываемый при прохождении дождей, минимальный уровень воды за год отмечался в сентябре-октябре. С середины осени и до начала весеннего подъема обычно отмечалось постепенное слабое повышение уровня воды. Внутригодовой размах колебаний уровня воды в 1916–1917, 1948–1950, 1957 и 1959 гг. составлял 37–57 см, хотя архивные записи свидетельствуют о том, что в начале 1900-х гг. размах колебаний уровня мог превышать 1 м [Щербаков, 1967].

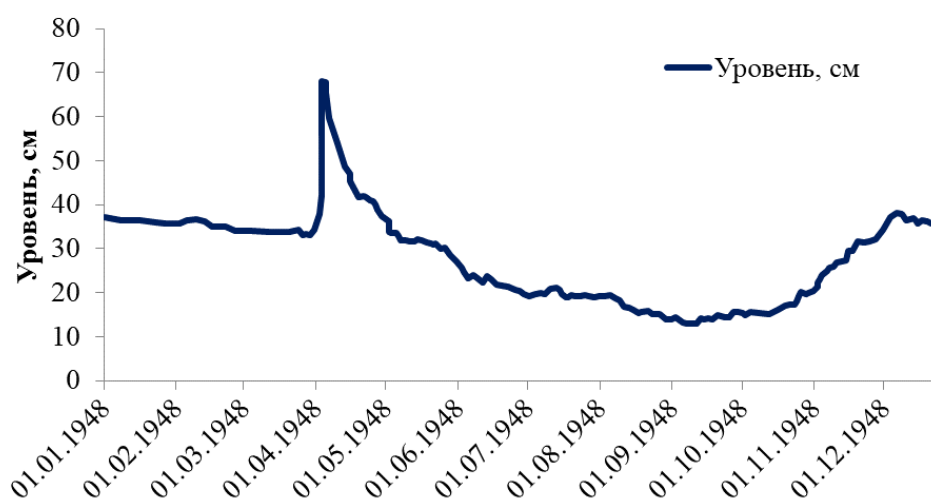


Рисунок 2.3.2 График годового хода уровня воды оз. Глубокого в 1948 г. [Щербаков, 1967]

Современные водомерные наблюдения (с 1999 года, по архивным данным гидробиологической станции) не охватывают период максимального подъема уровня воды и проводятся с частотой не более одного раза в две недели, но в целом свидетельствуют о сохранении основных черт уровенного режима, отмеченных для первой половины XX века. Годовой минимум уровня воды также отмечается во второй половине сентября–октябре и оказывается на 15–40 см ниже значений, измеренных в начале мая, что позволяет предположить, что суммарный размах сезонных колебаний уровня также находится в пределах нескольких десятков сантиметров (Рисунок 2.3.3).

По динамическому режиму оз. Глубокое можно отнести к димиктическому типу озер. Весенняя циркуляция в 1948–1949 гг. начиналась во второй половине апреля, в течение первых нескольких дней после разрушения ледяного покрова, и продолжалась около двух недель. Уже при температуре воды 5–6 °С начиналось расслоение водной

толщи, и в летний период разделение водной толщи на три термических слоя было очень отчетливым [Богословский, 1951].

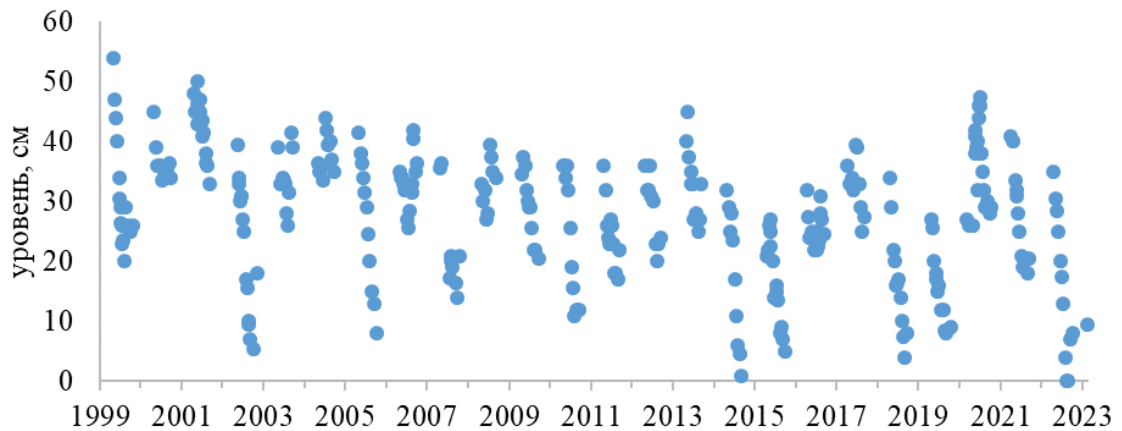


Рисунок 2.3.3 Измеренные уровни воды оз. Глубокого в 1999–2023 гг. (по архивным данным гидробиологической станции, отметка нуля не совпадает с рис. 2.3.2)

Эпилимнион в 1932–1933 и 1948–1949 гг. характеризовался максимальными температурами в 26–28 °С, причем годовой максимум поверхностной температуры воды наблюдался обычно в июне, когда мощность эпилимниона была мала. Нижняя граница эпилимниона в течение лета заглублялась от 1,5–3 м до 5–9 м. Гиполимнион имел мощность более 20 м и характеризовался практически неизменной в течение лета температурой воды от 4 до 8 °С [Кузнецов, 1934; Богословский, 1951].

Осенняя гомотермия в озере продолжительная, по данным первой половины XX века она начиналась при температуре воды 5–7 °С и продолжалась 20–40 дней, к концу которых при холодной и ветреной погоде температура воды могла снижаться до 2–2,5 °С, при безветренной – до 3–3,5 °С [Богословский, 1951]. Ледостав в 1948–1955 гг. устанавливался преимущественно в последней декаде ноября, самое раннее – 11 ноября, самое позднее – 2 декабря. Подледный прогрев за счет отдачи тепла донными отложениями был крайне незначителен, увеличение придонной температуры воды за период ледостава составляло десятые доли градуса [Щербаков, 1967].

Исчезновение снежного покрова в 1948–1956 гг. происходило в последних числах марта–первых двух декадах апреля, в этот же период начинался подледный прогрев, связанный с увеличивающейся инсоляцией подледного слоя воды. Возникающая в связи с этим неполная вертикальная циркуляция охватывала слой мощностью от 6 до 28 м (в зависимости от зимней величины теплозапаса озера) и продолжалась в течение 8–35 дней до вскрытия озера [Богословский, 1951]. После вскрытия озера перемешивание

происходит уже не только за счет свободной конвекции, но и под воздействием ветра. При холодной и ветреной погоде перемешивание охватывает всю водную толщу, но при теплой погоде и быстром прогреве верхних слоев весенняя циркуляция оказывается неполной: так, в 1950, 1952, 1954 и 1956 гг. глубинные слои толщиной несколько метров сохраняли на момент начала летней стратификации зимнюю температуру воды, которая в течение 14–56 дней увеличивалась до 4 °С в результате медленной конвекции [Щербаков, 1967].

В современный период оз. Глубокое сохраняет все черты димиктического режима, но даты наступления его фаз и количественные характеристики режима температуры воды отличаются от описанных ранее [Соколов и др., 2022]. Некоторые из осредненных характеристик за летний период приведены в Таблице 2.3.5.

Таблица 2.3.5. Характеристики летнего термического режима оз. Глубокое за годы работы логгеров

Показатель	2018	2019	2020	2021	2022	2023
Средняя температура поверхности воды в июне–августе, °С	22,1	20,9	21,1*	24,3	22,9	21,6
Макс. температура поверхности воды в июне–августе, °С	25,7	25,7	23,6*	28,8	26,1	25,6
Средняя температура придонной воды в июне–августе, °С	4,9	4,2	5,9*	5,3	4,7	4,7
Средняя устойчивость (по Шмидту) в июне–августе, Дж/м ²	466	407	430*	556	494	446
Макс. устойчивость (по Шмидту) в июне–августе, Дж/м ²	639	573	526*	740	630	613
Дата начала осенней гомотермии	после 3.11	12.11	11.11	24.10	после 4.11	28.10

*В 2020 году наблюдения начаты 11 июля

Весенняя циркуляция начиналась в 2018–2023 гг. в основном еще до середины апреля и поэтому не была зафиксирована ни в ходе ручных наблюдений, ни по данным температурных логгеров. В 2020 г. после аномально теплой зимы уже к концу марта по всей глубине озера установилась температура воды, близкая к 4 °С, в остальные годы во время мартовских измерений еще сохранялся ледостав. Весенняя гомотермия длится, по-видимому, недолго: на момент начала летней стратификации температура воды в придонных слоях составляет всего 4,4–5,7 °С, что свидетельствует о быстром

термическом расслоении водной толщи после освобождения ото льда. В отдельные годы вертикальная циркуляция весной не охватывает всю водную толщу, что подтверждается особенностями газового и гидрохимического состава придонных слоев в некоторые годы: так, в 2019 году 28 марта озеро было покрыто льдом, вся водная толща ниже глубины 3 м имела температуру воды 3,8 °С, а в слое ниже 22 м отсутствовал кислород и отмечались повышенные концентрации азота и фосфора. Озеро освободилось ото льда 21 апреля, и уже во время наблюдений 25 апреля температура поверхности воды достигла 9,9 °С, в то время как ниже глубины 10 м сохранялась температура воды 3,9 °С, а ниже 22 м – бескислородные условия, сохранявшиеся впоследствии в течение всего лета. Схожая картина отмечалась и в 2023 году, когда к 22 апреля температура поверхности воды уже достигла 8,5 °С, но в придонном слое сохранялась бескислородная водная масса с температурой воды 4,1 °С.

Во все последние годы активное накопление тепла весной начиналось на несколько дней раньше, чем в 1946 г., что видно по внутригодовому ходу теплозапаса озера (Рисунок 2.3.4). Уже к началу мая в 2019 г., к середине мая в 2018, 2023 и 2024 гг. (и в неуточненные даты в мае в 2020 и 2021 гг.) выделялся прогретый верхний слой толщиной 3–6 м, после которого следовал слой температурного скачка толщиной 3–5 м и обширный почти однородный по температуре воды гипolimнион (Рисунок 2.3.5). Эпилимнион почти ежегодно большую часть лета занимает слой до 4 м, заглубляясь лишь незначительно, металимнион находится в основном на глубинах от 4 до 8–10 м, а ниже отметки 10 м температура воды в течение лета никогда не превышает 5–7 °С. Температура придонного слоя воды в течение лета очень слабо (в пределах 1 °С) увеличивается. В течение лета устойчивость водной толщи изменяется в пределах от 216–395 до 572–740 Дж/м² (Рисунок 2.3.4). Для сравнения, в 1946 году максимальная за летний период устойчивость водной толщи достигала только 520 Дж/м² [Богословский, 1951]. В течение лета неоднократно наблюдаются эпизоды перемешивания, в ходе которых устойчивость может снижаться на 50–200 Дж/м², а температура эпилимниона – на 2–8 °С за несколько суток. Максимум поверхностной температуры воды в разные годы приходится на июнь, июль или август. Максимальная зафиксированная температура воды в различные годы составляла 23,6–28,8 °С. С конца августа начинается активное охлаждение водоема, после чего устойчивость водной толщи и температура поверхностного слоя воды убывают почти монотонно.

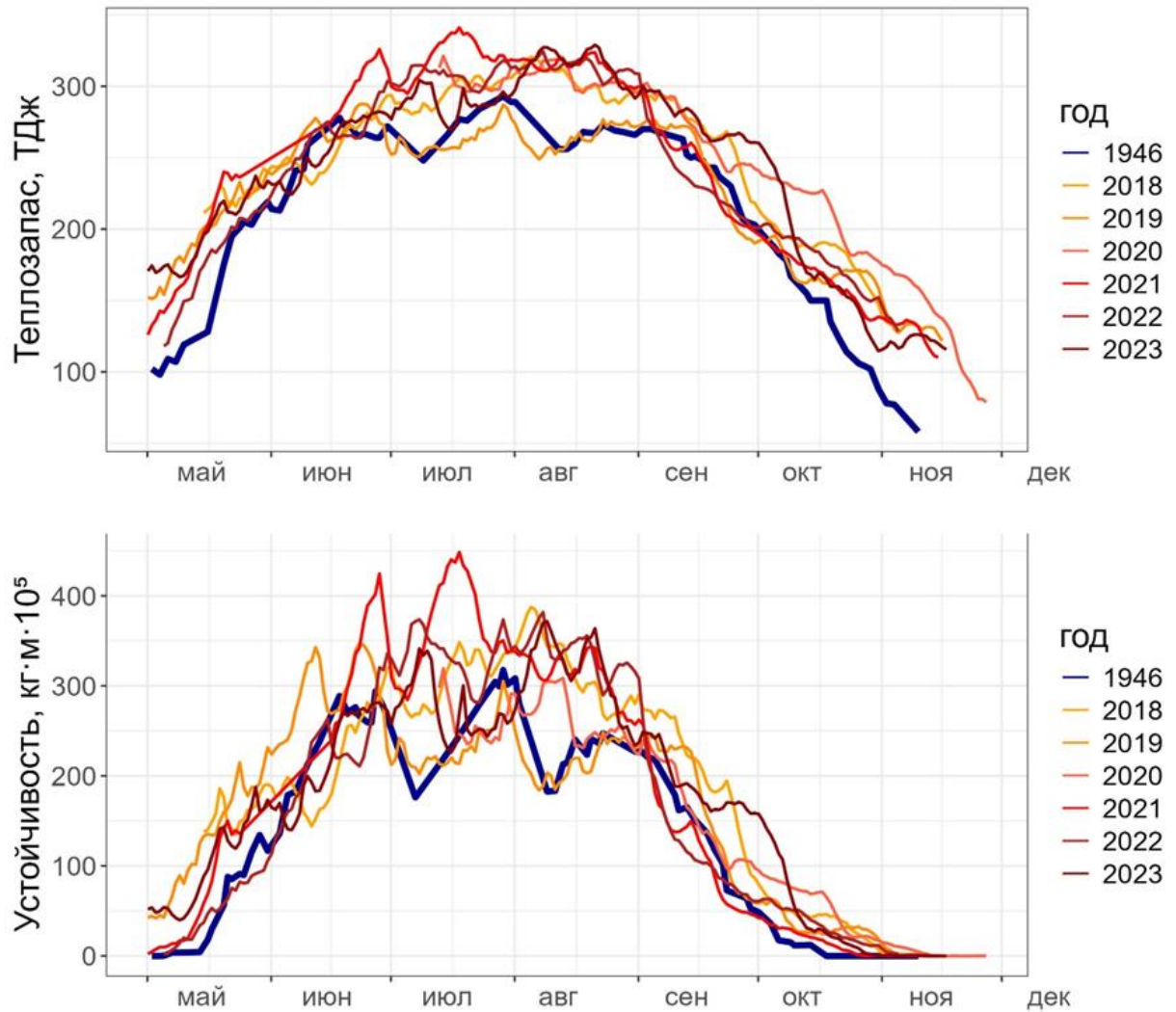


Рисунок 2.3.4 Изменение суммарного теплозапаса и устойчивости водной толщи оз. Глубокого в течение безледного периода в 1946 г. [Богословский, 1951] и в 2018–2023 гг.

К середине октября конвективное перемешивание редко распространяется глубже 10 м, полная осенняя циркуляция развивается только к ноябрю. В 2022 г. полная циркуляция началась 1 ноября при температуре воды 5,0–5,2 °С, в 2021 г. – 27 октября при температуре 6.2–6.4 °С, в 2020 г. – 14 ноября при температуре 6.1–6.3 °С. К моменту начала развития зимней стратификации температура воды по всей вертикали составляет 3–4 °С, то есть в среднем температура воды в начале ледостава оказывается выше, чем отмечалось в 1930-х и 1950-х гг. Такая же температура воды с небольшими изменениями сохраняется в течение всего ледостава (с конца ноября–начала декабря по вторую половину апреля) в большей части водной толщи.

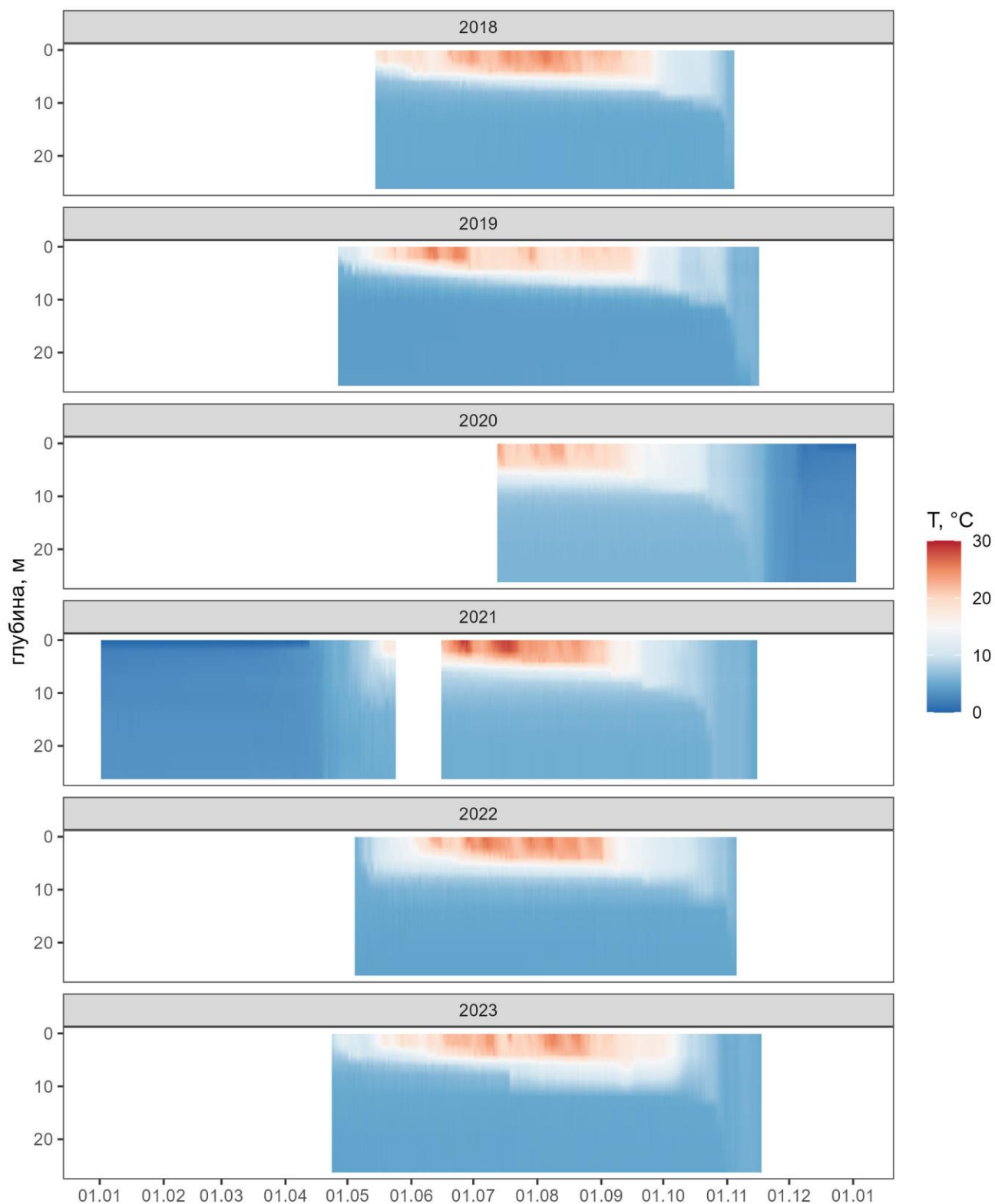


Рисунок 2.3.5. Термическая структура оз. Глубокого по данным логгеров в 2018–2023 гг.

Таким образом, основные наблюдаемые изменения в термическом режиме озера сводятся к более интенсивному прогреву в летний период, сдвигу периодов весенней циркуляции на более ранние, а осенней – на более поздние сроки, а также к отсутствию

сильного переохлаждения воды во время осенней циркуляции, в результате чего в зимний период сохраняется в среднем более высокая температура воды. Различия между термической структурой озера в первой половине XX в. и в современный период наглядно демонстрирует сравнение температурных профилей в различные сезоны (Рисунок 2.3.6). При этом почти не отмечается существенных различий в положении термических слоев: границы летнего сезонного слоя температурного скачка оставались почти одинаковыми во все годы наблюдений.

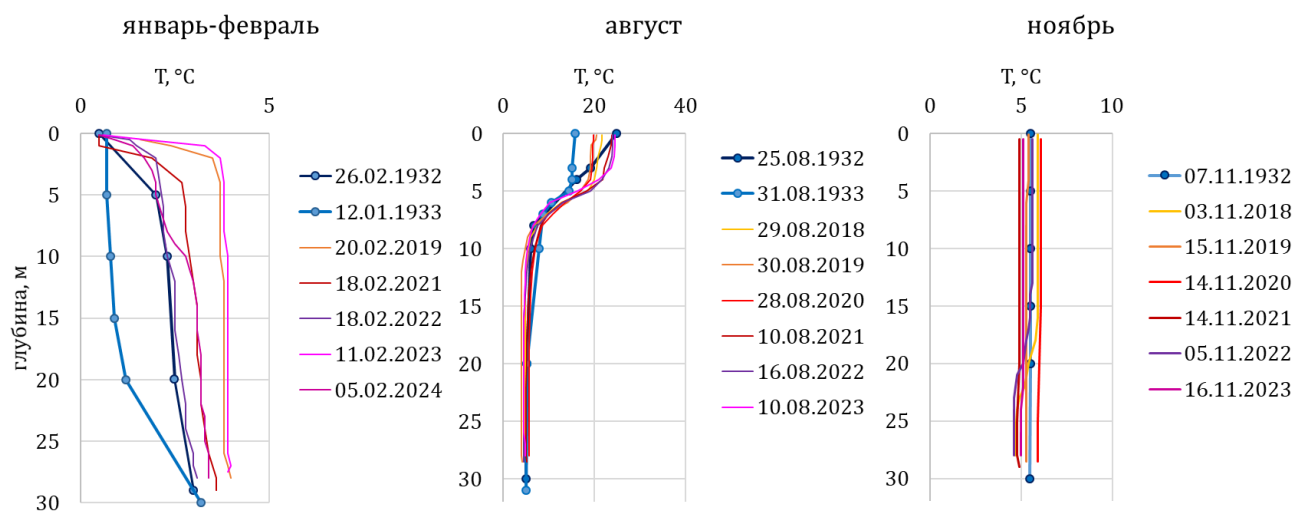


Рисунок 2.3.6 Сравнение температурного распределения в оз. Глубоком в январе-феврале, августе и ноябре 1932–1933 [Кузнецов, 1934] и 2018–2023 гг.

Изменение дат замерзания и вскрытия озера за весь период наблюдений представлено на Рисунок 2.3.7. За дату замерзания во всех использованных материалах принимается дата установления сплошного ледяного покрова, за дату вскрытия – дата полного освобождения озера ото льда. От появления заберегов до установления сплошного ледяного покрова по данным 1946–1951 гг. проходит около месяца, от появления закраин до полного исчезновения льда – одна–две недели [Богословский, 1951]. По нерегулярным наблюдениям начала XX века (1901–1925 гг.) дата замерзания изменялась от 24 октября до начала декабря, в 1946–1964 гг. полное замерзание озера происходило в основном во второй половине ноября, самая ранняя дата установления ледяного покрова – 8 ноября, самая поздняя – 5 декабря. Вскрытие озера в 1901, 1916 и 1925 гг. происходило в первой декаде мая, в 1909 г. – в конце апреля, а в 1912 г. озеро освободилось ото льда уже 31 марта. В 1946–1964 гг. даты полного освобождения озера

ото льда изменялись в пределах от 16 апреля до 8 мая. Продолжительность ледостава в 1946–1964 гг., таким образом, составляла 139–136 дней [Щербаков, 1967].

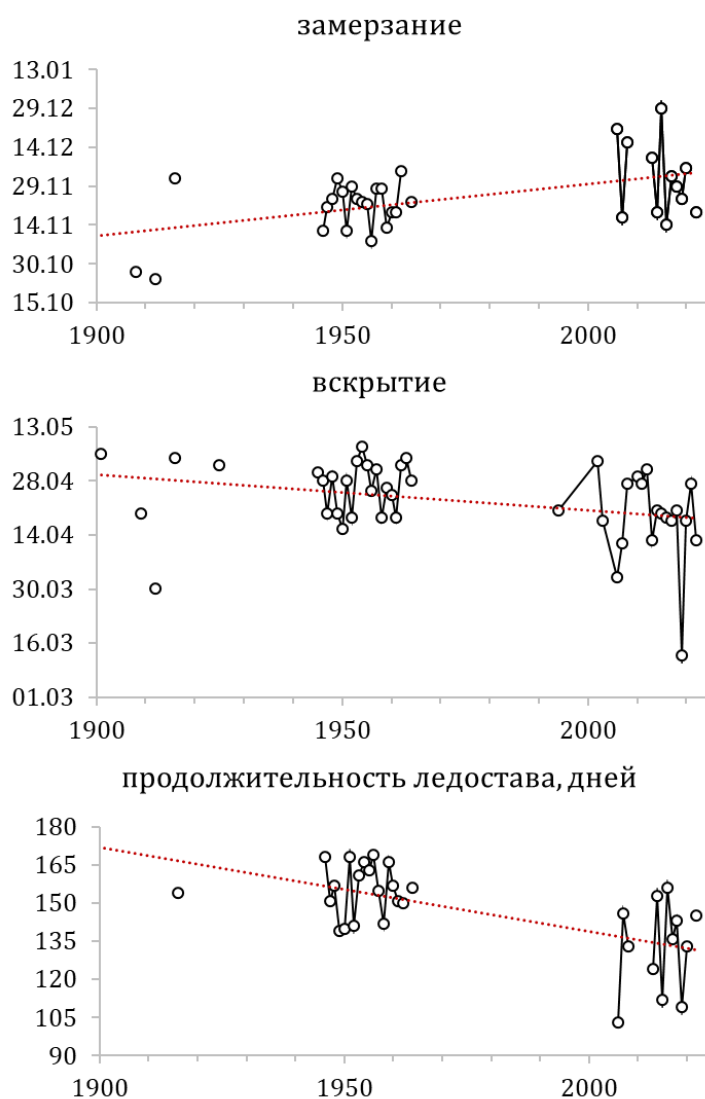


Рисунок 2.3.7. Изменение дат замерзания и вскрытия и продолжительности ледостава на оз. Глубоком в 1901–2023 гг.

Современные данные показывают более высокий разброс значений обеих дат, сдвиг замерзания на более поздние, а таяния – на более ранние сроки: в 1994–2022 гг. озеро замерзало в промежутке между 14 ноября и 29 декабря и вскрывалось в промежутке от 13 марта до 4 мая. Продолжительность ледостава в эти годы составила 103–156 дней. В среднем между 1945–1965 и 1994–2022 гг. озеро стало замерзать на 10 дней позже и вскрываться на 8 дней раньше, продолжительность ледостава за зимы с известными обеими датами сократилась на 23 дня; все эти изменения значимы на уровне $p < 0,05$ (двухвыборочный критерий равенства средних Стьюдента). Максимальная толщина льда

в 1946–1964 гг. составляла 46–92 см, в разные годы преобладал то водно-снеговой, то кристаллический лед. В современный период ни разу не было измерено общей толщины льда более 50 см.

За период с 1910 по 1946 г. для ряда лет Б.Б. Богословским были также рассчитаны максимальные годовые величины теплозапаса (в единицах энергии) и средневзвешенной по объему температуры воды в озере [Богословский, 1951]. По результатам измерений логгеров температуры воды удалось дополнить этот ряд данными за 2018–2023 гг., обработанными таким же образом (Таблица 2.3.6, Рисунок 2.3.8).

Таблица 2.3.6. Максимальные годовые величины теплозапаса и средневзвешенные температуры воды в оз. Глубокого за 1910–2023 гг.

Год	Дата максимального теплозапаса	Теплозапас, ТДж	Средневзвешенная температура, °С
1910	17.07	299	13,2
1911	28.06	307	13,5
1912	13.06	274	12,1
1913	31.08	314	13,8
1915	25.07	323	14,2
1916	18.07	292	12,8
1917	27.06	300	13,2
1924	03.07	271	11,9
1925	29.07	325	14,3
1928	27.07	283	12,4
1932	25.06	260	11,5
1935	17.08	304	13,4
1936	05.08	295	13,0
1946	28.07	293	12,9
2018	04.08	343	15,1
2019	23.06	308	13,6
2020	12.07	344	15,2
2021	17.07	365	16,1
2022	07.08	347	15,3
2023	20.08	352	15,6



Рисунок 2.3.8. Изменение известных значений максимальной за год средневзвешенной температуры воды оз. Глубокого за период с 1910 по 2023 гг.

Даты наступления момента максимального теплозапаса изменяются в широких пределах (от второй декады июня до конца августа) в оба периода наблюдений; более того, по архивным данным нельзя достоверно определить момент наступления максимального теплозапаса, так как ежедневных измерений температуры воды не проводилось. При этом даже эти данные дают достаточно однородную картину: в 1910–1946 гг. максимальный рассчитанный теплозапас составлял 260–325 ТДж, что соответствует средневзвешенной температуре 11,5–14,3 °C. За шесть лет непрерывной работы буйковой станции в летний период максимальный теплозапас составлял 308–365 ТДж, что соответствует средневзвешенной температуре воды 13,6–16,1 °C. Данные изменения среднего многолетнего максимального теплозапаса оказываются значимы на уровне $p < 0,001$.

2.3.3. Озеро Белое

Уровенный режим Косинских озер не описан подробно ни в одной из опубликованных работ. В течение XX и начала XXI в. проводились различные мероприятия, направленные на регулирование уровенного режима озер: так, в 1960-х гг. с южного берега оз. Белого был прорыт канал, при повышении уровня спускающий воду из озера через пруды-отстойники в р. Чурилиху во избежание затопления прибрежной зоны [Розанов и др., 2022]. В последующие годы при активном освоении прилегающих территорий сток из озера через этот канал был перенаправлен в городскую коллекторную сеть. На водный режим озер оказывают влияние и другие виды деятельности на их

водосборе, такие как переброска части поверхностного стока в ливневую канализацию, откачка подземных вод при строительных работах. В результате озера характеризуются в основном небольшим размахом колебаний уровня воды, но в отдельные периоды оказываются под угрозой обмеления из-за техногенных факторов [Розанов и др., 2022]. В 2011 г. было отмечено существенное снижение уровня оз. Святого, после чего были начаты работы по изучению водного баланса озер. С 2020 г. в рамках выполнения НИР по заказу Департамента природопользования г. Москвы на свайных постах проводились измерения уровня воды всех трех озер. В течение 2020 – начала 2023 г. уровенный режим оз. Белого характеризовался небольшим размахом колебаний (Рисунок 2.3.9). Весенний максимум уровня воды наступал в марте-апреле, после чего в течение летнего периода уровень постепенно снижался на 30–55 см, а зимой изменялся незначительно. В 2023 г. из-за откачки подземных вод на водосборе озера на протяжении около 6 месяцев после невысокого весеннего максимума уровня отмечалось его плавное снижение, в результате которого уровень воды к началу октября оказался примерно на 70 см ниже весенней отметки и на 30 см ниже характерных осенних значений прошлых лет. После прекращения строительных работ падение уровня остановилось. Таким образом, в нормальных условиях уровень воды оз. Белого в течение года изменяется в основном в пределах 50 см, но возможно его более существенное снижение при техногенных нарушениях.

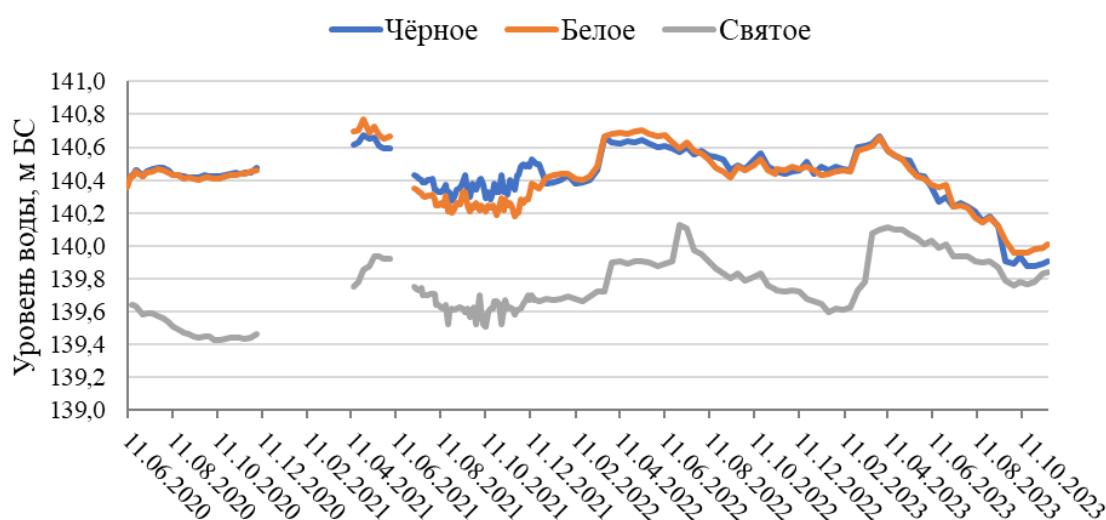


Рисунок 2.3.9 Уровень воды Косинских озер в 2020–2023 гг.

По динамическому режиму оз. Белое является димиктическим. Весенняя гомотермия в 1923–1929 гг. наступала в последней декаде апреля или первой декаде мая

непосредственно после освобождения озера ото льда (в течение 5–10 дней). Уже при температуре воды 7–8 °С устанавливалась прямая температурная стратификация [Россолимо, 1930].

Летний максимум температуры воды в оз. Белое в 1923–1929 гг. приходился на последнюю декаду июля при средневзвешенной температуре воды 19,5–20,0 °С. Максимальная измеренная температура воды в поверхностном слое в летний период составляла в различные годы 20,5–23,6 °С. Температура придонного слоя воды в оз. Белом в периоды максимального теплозапаса составляла 8,5–13,9 °С. В период осеннего охлаждения водоема за счет достаточно интенсивного ветрового воздействия мощность эпилимниона составляла в оз. Белом до 9–10 м, вертикальное распределение температуры воды в нем становилось достаточно однородным, металимнион же занимал небольшой по толщине (иногда всего 1 м) слой воды. Мощность гиполимниона составляла в осенний период всего 2–3 м [Россолимо, 1930].

Наступление периода осенней гомотермии в оз. Белом в 1923–1929 гг. происходило обычно во второй половине сентября, самое раннее установление гомотермии было отмечено 4 сентября при температуре воды 14,9 °С, самое позднее – в первых числах октября. Гомотермия сохранялась почти вплоть до замерзания, в результате чего средняя температура воды в озере на момент замерзания могла достигать менее 0,5 °С. Схожая ситуация отмечалась и по приведенным в статье данным 1910 г., когда гомотермия в озере установилась во второй половине сентября, замерзание произошло 3 ноября, и придонная температура воды в начале ледостава составила 1,8–1,9 °С. Средняя длительность периода гомотермии составляла 2,5 месяца [Россолимо, 1930].

Замерзание оз. Белого в 1920-х гг. происходило поэтапно, часто ледяной покров устанавливался сначала на несколько дней и снова разрушался. Озеро покрывалось устойчивым ледяным покровом во второй половине ноября или первых числах декабря, этот период характеризовался наименьшим теплозапасом водной толщи. После образования ледяного покрова отмечалось постепенное увеличение содержания тепла в водоеме, связанное с уменьшением его потерь и поступлением тепла из донных осадков. Таким образом, после начала ледостава наступал период зимнего нагревания водоема. Наблюдения в течение зимнего периода 1928–1929 гг. показали, что температура придонного слоя воды постепенно увеличивалась от 1,2 °С за день до установления ледостава (2 декабря) до 3,4–4,0 °С к последним числам марта [Россолимо, 1930].

Максимальная толщина льда достигала каждую зиму 60–70 см. В весенний период (во второй половине марта) после исчезновения снежного покрова и усиления проникновения солнечных лучей фиксировался интенсивный радиационный прогрев подледных слоев воды, дихотермия и начало неполной вертикальной циркуляции. Вскрытие оз. Белого в 1923–1929 гг. происходило в последних числах апреля или первых числах мая. Длительность ледостава составляла 143–171 день (в среднем – 153 дня). В 1911 г. по данным Л.Л. Россолимо полное разрушение ледяного покрова также произошло 27 апреля, и 4 мая уже наблюдалась выраженная прямая стратификация. Современные данные о режиме Косинских озер получены в течение 2021–2024 гг. При этом период формирования летней стратификации не охвачен данными ежесуточных наблюдений в годы измерений, а в 2022 г. буйковая станция на оз. Белом была утрачена, в результате чего за этот год доступны только данные ежемесячных рейдовых наблюдений.

Весеннее перемешивание в 2022–2024 гг. происходило в конце марта-начале апреля, после чего устанавливалась устойчивая прямая температурная стратификация. В апреле 2024 г., когда измерение температуры воды проводилось через два дня после полного освобождения озера ото льда, в нем уже установилась прямая температурная стратификация с температурой воды 7,9 °С у поверхности и 3,6 °С у дна с сохранением бескислородных условий ниже глубины 4 м (месяцем ранее в условиях ледостава кислород отсутствовал на глубинах более 2 м). Это свидетельствует о крайне непродолжительной и, вероятно, неполной весенней циркуляции, быстро сменившейся стратификацией в теплую безветренную погоду. Схожая картина отмечалась и в 2022–2023 гг., при этом 28 апреля 2022 г. во время первых измерений после освобождения озера ото льда в придонных слоях озера температура воды изменялась в пределах 2,7–3,5 °С, только в последующие месяцы увеличиваясь до 4 °С и выше. Таким образом, весенняя циркуляция в озере в современных условиях развивается очень ограниченно, препятствуя насыщению всей водной толщи растворенным кислородом и вертикальному обмену минеральных соединений.

Летний период в современных условиях характеризуется более сильным прогревом поверхностных слоев озера и пониженной относительно первой половины прошлого века температурой воды в гипolimнионе, вызванной ранним и непродолжительным весенним перемешиванием. В 2021–2023 гг. максимальная температура поверхности воды в

оз. Белом наблюдалась во второй половине июля–начале августа и достигала 24,6–26,5 °С (Рисунок 2.3.10). Температура придонного слоя при этом составляла 4,1–7,5 °С, слабо увеличиваясь за время стратификации (в пределах 1 °С). Мощность эпилимниона в период максимального теплозапаса составляет всего 2–4 м, но по мере летне-осеннего охлаждения его нижняя граница заглубляется до 5–7 м. Сезонный слой температурного скачка в летние месяцы располагается на глубинах от 2–4 до 6 м. Устойчивость водной толщи в летние месяцы изменяется в пределах 59–148 Дж/м², причем во время сильных ветров ее величина может снижаться на треть (Рисунок 2.3.11). Во время таких эпизодов перемешивания температура поверхностного слоя воды может снижаться на 3–5 °С относительно предшествующих значений. В 2023 г. (единственный год, когда данными логгеров охвачен весь летний период) средняя температура поверхностного слоя воды за июнь–август составила 22,3 °С, придонного – 4,8 °С, средняя устойчивость за июнь–август – 104 Дж/м².

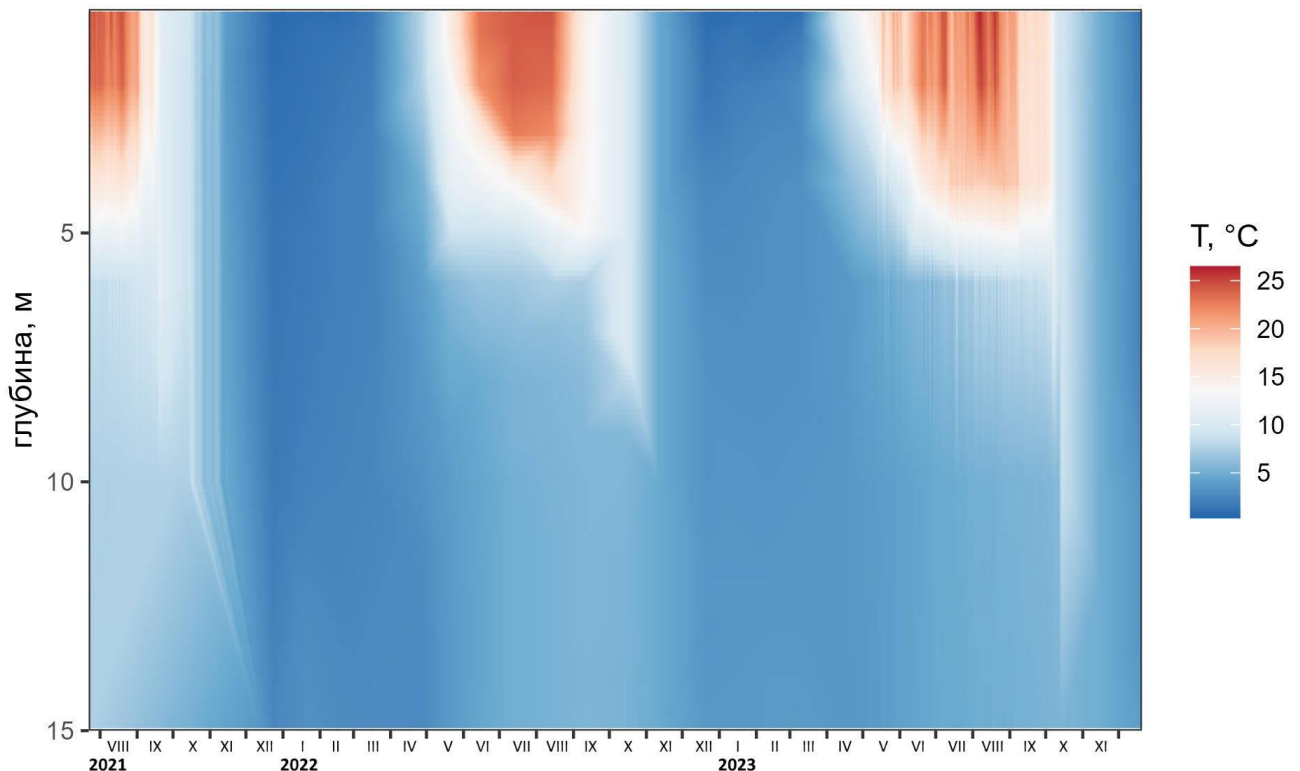


Рисунок 2.3.10 Изменение вертикального распределения температуры воды оз. Белого в 2021–2023 гг.

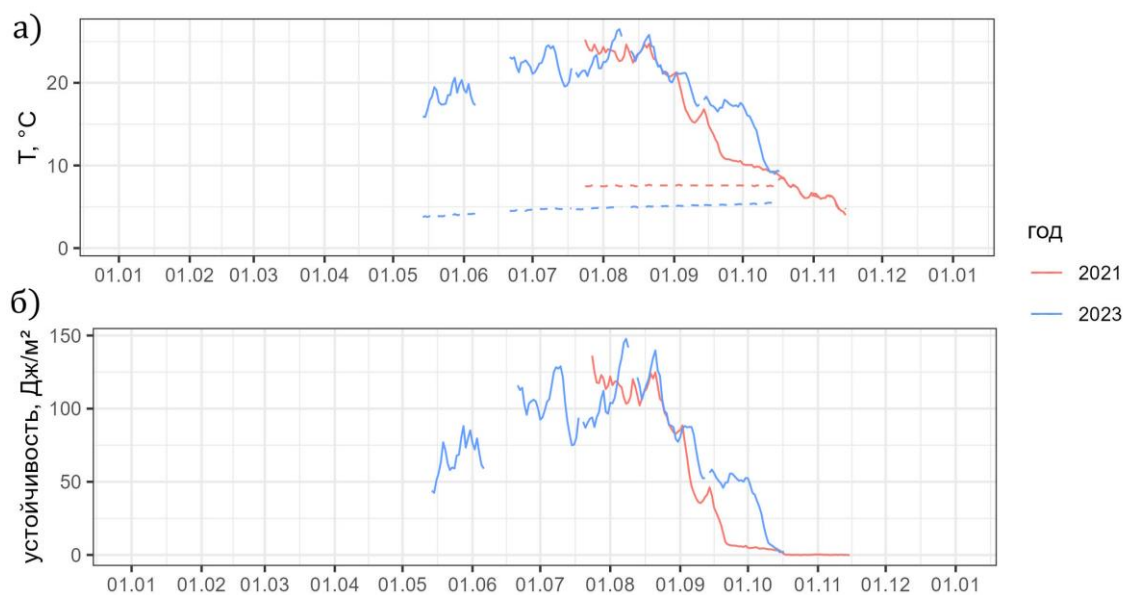


Рисунок 2.3.11. Внутригодовой ход термических характеристик оз. Белого в 2021 и 2023 гг.: а) температура поверхностного (сплошная линия) и придонного (пунктирная линия) слоев воды; б) устойчивость водной толщи

Осенняя гомотермия в современных условиях наступает позже и при более низкой температуре воды: в 2021 году она наступила 17 октября при $8,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, в 2022 году – в первой половине октября при температуре воды более $10\text{ }^{\circ}\text{C}$, в 2023 году – во второй половине октября при температуре воды около $8,5\text{--}9,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. К моменту замерзания озера (через полтора-два месяца после начала гомотермии) температура воды придонного слоя за счет вертикальной циркуляции снижается до $2,8\text{--}3,9\text{ }^{\circ}\text{C}$, то есть в целом придонные слои в начале зимнего периода оказываются более теплыми, чем было характерно для начала прошлого века, что может быть связано со снижением интенсивности ветрового перемешивания в летний период.

Динамический режим оз. Белого, таким образом, в современный период характеризуется заметно более ранним вскрытием озера, более ранней и менее продолжительной весенней циркуляцией, в результате которой температура воды придонных слоев в летний период оказывается ниже, более сильным прогревом верхних слоев воды летом, более поздней осенней циркуляцией и установлением ледостава (Рисунок 2.3.12). Среднее за лето положение слоя температурного скачка, по-видимому, не претерпело значительных изменений, однако вертикальный градиент температуры воды и, следовательно, устойчивость стратификации в современный период увеличились по сравнению с первой половиной XX в.

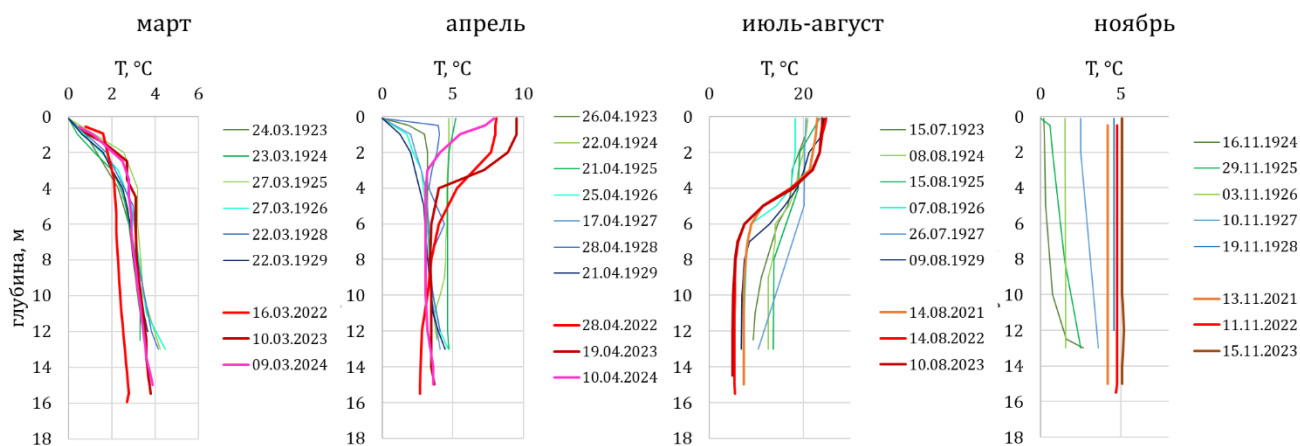


Рисунок 2.3.12. Сравнение температурного распределения в оз. Белом в марте, апреле, июле–августе и ноябре 1923–1929 [Россолимо, 1930] и 2021–2024 гг.

Даже небольшой объем доступных данных наглядно демонстрирует, что одни из наиболее заметных изменений коснулись ледового режима озера. Ледостав на оз. Белом в современный период продолжается с декабря по март, максимальная толщина льда составляет 40–65 см. В последние три года наблюдений озеро замерзло в среднем на 20 дней позже и вскрылось на 17 дней раньше, чем в 1923–1929 гг. (Рисунок 2.3.13).

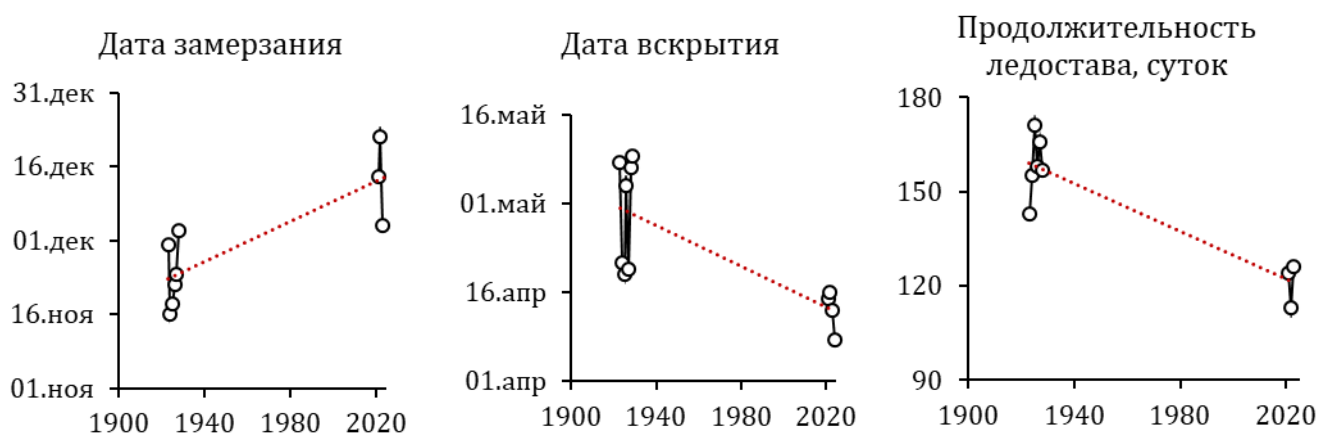


Рисунок 2.3.13. Изменение дат замерзания и вскрытия и продолжительности ледостава на оз. Белом в 1923–1929 [Россолимо, 1930] и 2021–2023 гг.

2.3.4. Озеро Святое

Озеро Святое вследствие своей мелководности характеризуется меньшей стабильностью уровня и термического режима, по динамическому режиму оно относится к полимиктическим водоемам: в течение лета оно может полностью

перемешиваться несколько раз, что отмечалось по многократным эпизодам гомотермии в летний период как по данным 1920-х гг. [Россолимо, 1930], так и в 2021–2023 гг.

Уровенный режим озера Святого в современный период вызывает наибольшее общественное беспокойство, так как при небольших общих глубинах падение уровня воды на 1 м и более, отмечавшееся несколько раз с начала века [Розанов и др., 2022], оказывает большее влияние на состояние озера. Уровенный режим оз. Святого в основном синфазен с оз. Белым (см. Рисунок 2.3.9), разница между максимальным уровнем весной и минимальным уровнем в конце осени также достигает чуть более 0,5 м. При этом на оз. Святом весенний подъем уровня воды может быть более заметен в связи с большим снегозапасом. Из-за влияния хозяйственной деятельности на водосборах озер (в первую очередь – из-за откачки грунтовых вод при строительстве) в некоторые периоды синхронность хода уровня воды между ними нарушается еще сильнее: так, относительно резкому снижению уровня оз. Белого и Черного в летне-осенний период 2023 г. не соответствовало такое же по величине снижение уровня оз. Святого.

Термический и ледовый режим озер Святого и Черного в первой половине XX века изучался мало. Л.Л. Россолимо (1930) отмечал, что и установление ледостава, и разрушение ледяного покрова на этих озерах регулярно наступают на 1–3 дня раньше, чем на оз. Белом. Время установления осенней и весенней гомотермии для этих озер в 1920-х гг. зафиксировано не было. В начале лета температура придонного слоя воды в оз. Святом (как и в оз. Черном) достигала 14–15 °С, т.е. становилась на 5–6 °С теплее, чем гипolimнион оз. Белого. Летний максимум температуры воды в оз. Святом в 1923–1929 гг. приходился на последнюю декаду июля при средневзвешенной температуре воды 19,5–20,0 °С, наибольшая зафиксированная температура воды в поверхностном слое составляла 22,8 °С. Разница между поверхностной и придонной температурой воды по опубликованным данным обычно не превышала 6 °С, только в одном случае составив почти 10 °С; максимальная зафиксированная температура воды за летний период в придонном горизонте составляла в разные годы 15,4–17,9 °С. Синоптический слой температурного скачка располагался обычно ниже глубин 1–2 м [Россолимо, 1930].

Зимний прогрев водной толщи в оз. Святом по данным 1923–1929 гг. выражен еще сильнее, чем в оз. Белом: уже вскоре после наступления ледостава начинается увеличение температуры придонной воды, и к январю–февралю она достигает 4 °С. Еще более быстрый прогрев отмечался для оз. Черного, где по данным Л.Л. Россолимо [1930]

в середине зимы температура придонного слоя воды достигала 5,4 °С, что объяснялось интенсивным поступлением тепла от донных отложений.

В современный период (2021–2024 гг.) оз. Святое сохраняет черты полимиктического режима (Рисунок 2.3.14). Разрушение ледяного покрова (как и его образование) происходит почти одновременно с оз. Белым, в конце марта–начале апреля начинается весенняя гомотермия [Tereshina et al, 2025]. Так же, как и в оз. Белом, уже через несколько дней после схода льда в оз. Святом формируется температурный градиент между поверхностью и дном, разница между максимальной и минимальной температурой воды составляет при этом 2,6–4,5 °С. В середине–конце апреля в 2022–2024 гг. придонная температура воды составляла 5,7–9,1 °С, поверхностная – 8,4–11,3 °С. Весенняя циркуляция (первая после схода льда) продолжается недолго, также ограничивая вертикальный обмен: в 2024 г. в оз. Святом после формирования вертикального температурного градиента на глубинах ниже 2 м сохранялись бескислородные условия, хотя в 2022–2023 гг. после схода льда кислородом была насыщена вся водная толща.

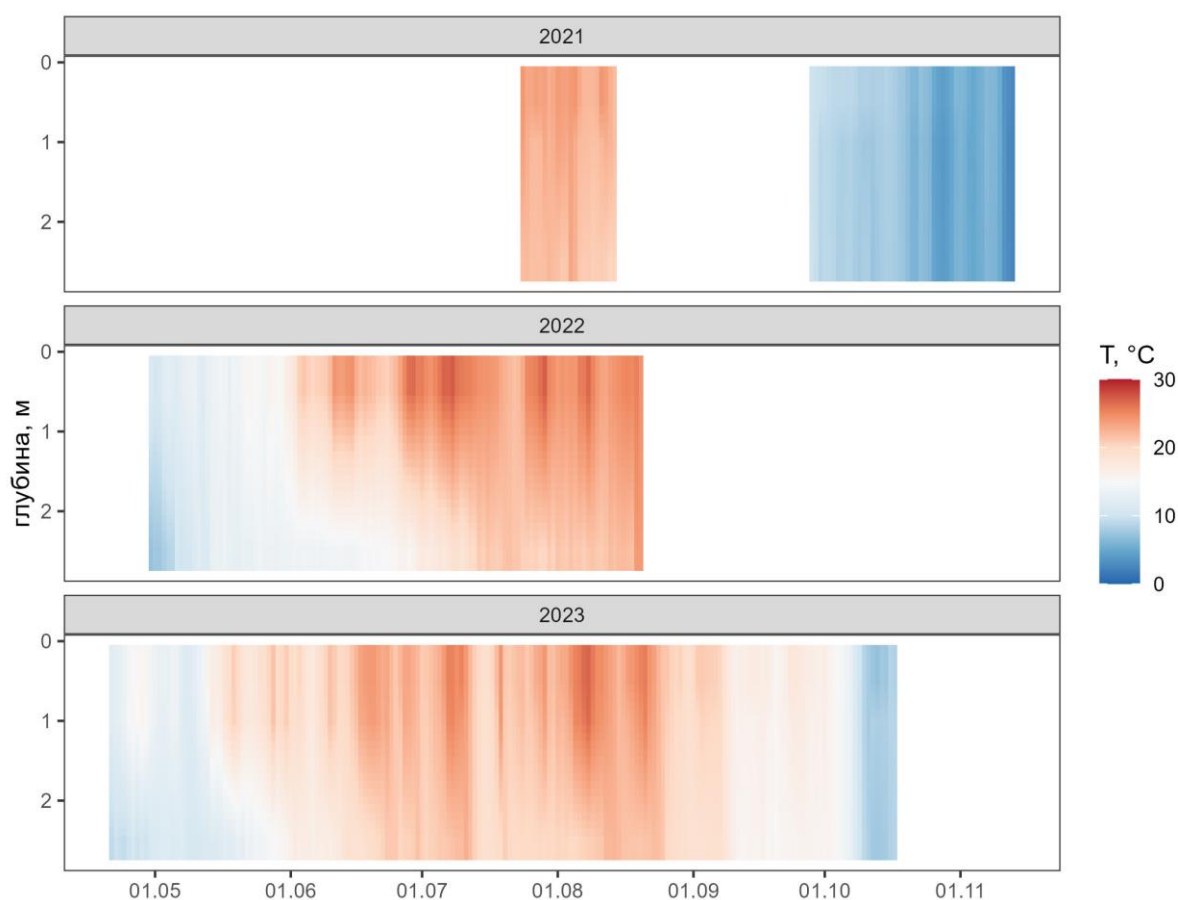


Рисунок 2.3.14. Изменение вертикального распределения температуры воды оз. Святого по данным логгеров в 2021–2023 гг.

В течение лета происходит прогрев всех слоев водной толщи, максимальная температура поверхности воды достигает 25,1–25,9 °С, придонная температура – 18,9–23,9 °С (Рисунок 2.3.15, Таблица 2.3.7). Разница между поверхностной и придонной температурой воды в течение лета достигает 4,9–11,4 °С. Устойчивость водной толщи в течение лета невелика, ее максимальное зафиксированное значение составило 12,1 Дж/м², что соответствовало разнице в температуре воды между поверхностью и дном около 5,5 °С. В 2022 г. перемешивание озера, при котором этот градиент выравнивался, происходило только трижды, но в 2023 г. из-за более холодной и ветреной погоды было отмечено 13 отдельных эпизодов установления и разрушения стратификации. Уже с первой половины сентября вертикальная неоднородность распределения температуры воды почти полностью сглаживается, и при температуре воды около 12,0–17,7 °С начинается продолжительная осенняя гомотермия, прерывающаяся только во время наиболее теплых синоптических периодов. С начала октября значительных вертикальных градиентов температуры воды уже не наблюдается. Установление обратной температурной стратификации и ледостава происходит при придонной температуре, близкой к 4 °С, которая сохраняется в течение всего периода ледостава.

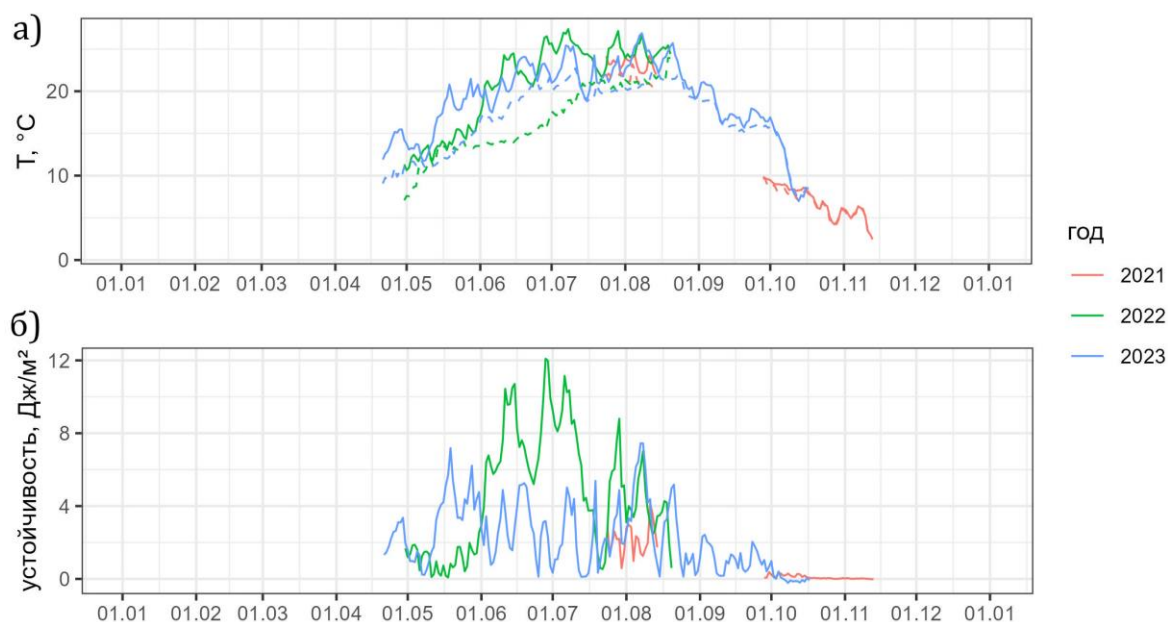


Рисунок 2.3.15. Внутригодовой ход термических характеристик оз. Святого в 2021 и 2023 гг.: а) температура поверхностного (сплошная линия) и придонного (пунктирная линия) слоев воды; б) устойчивость водной толщи

Таблица 2.3.7. Характеристики летнего термического режима оз. Святого за годы работы логгеров

Показатель	2022	2023
Средняя температура поверхности воды в июне–августе, °С	23,9	22,3
Макс. температура поверхности воды в июне–августе, °С	27,4	26,9
Средняя температура придонной воды в июне–августе, °С	18,3	20,0
Макс. температура придонной воды в июне–августе, °С	23,9	22,7
Средняя устойчивость (по Шмидту) в июне–августе, Дж/м ²	6,06	2,62
Макс. устойчивость (по Шмидту) в июне–августе, Дж/м ²	12,1	7,45

Таким образом, для оз. Святого в современный период также характерна более высокая температура воды на момент замерзания, уменьшение продолжительности ледостава, сокращение периода весенней циркуляции, больший прогрев всей водной толщи летом по сравнению с первой половиной XX в. Судя по разности температуры воды между поверхностью и дном, увеличилась также устойчивость стратификации, хотя все еще несколько раз в течение лета происходят эпизоды полного перемешивания озера.

2.3.5. Можайское водохранилище

2.3.5.1. Водный баланс и уровенный режим

По данным ежемесячных расчетов водного баланса за 1967–1983 гг., в среднем 96% от притока воды к Можайскому водохранилищу приходится на речной и боковой приток, столько же в расходной части приходится на сбросы гидроузла, приток воды с атмосферными осадками и потери на испарение составляют, соответственно, всего по 4% от приходной и расходной части баланса. Проточность и уровенный режим водохранилища, таким образом, почти полностью зависят от внутригодовой и межгодовой изменчивости речного стока и его регулирования гидроузлом.

Суммарный приток воды к водохранилищу за 1961–2023 гг. изменялся в пределах от 128 до 621 млн м³ за водохозяйственный год, почти в таком же диапазоне (от 123

до 609 млн м³) изменялись, соответственно, и величины суммарных сбросов (Рисунок 2.3.16). Средние величины притока и сброса воды составили, соответственно, 319 и 311 млн м³. Коэффициент годового водообмена изменялся за эти годы в пределах от 1,0 до 4,6 год⁻¹, в среднем составляя 2,0 год⁻¹. В течение года проточность водохранилища изменчива, коэффициенты месячного водообмена в зависимости от фазы водного режима составляют от 0,03 до 0,76 мес⁻¹.

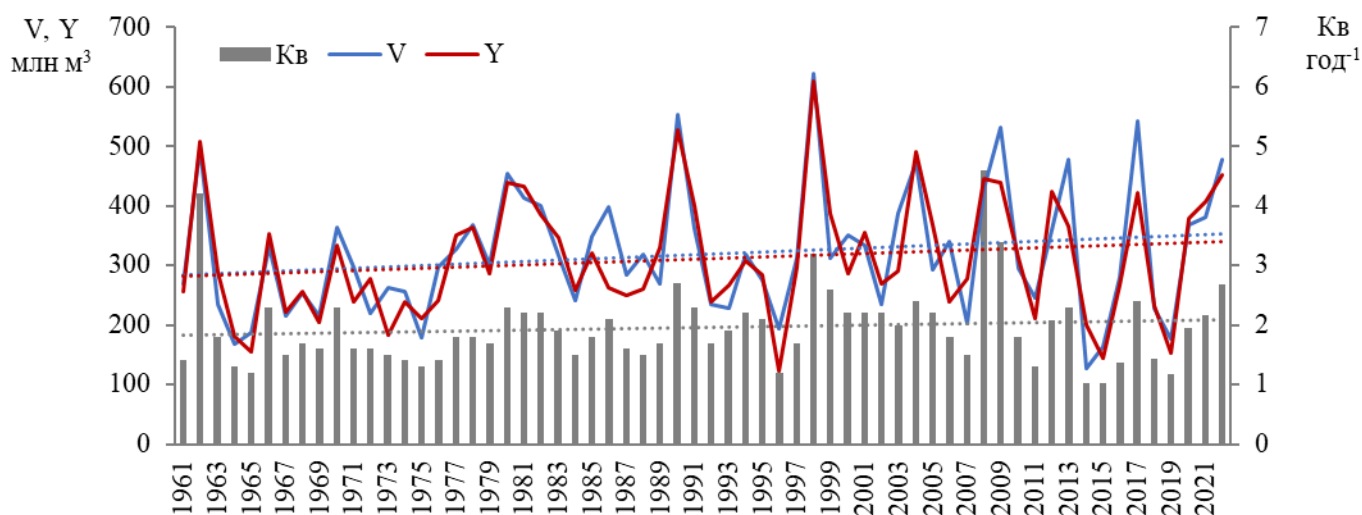


Рисунок 2.3.16. Изменение объема притока (V), сброса (Y) воды и коэффициента водообмена (Кв) Можайского водохранилища за водохозяйственный год в 1961–2022 гг. Пунктирные линии обозначают линейные тренды величин (до 2012 г. – данные по [Гидроэкологический режим..., 2015], после 2012 – собственные расчеты)

За многолетний период отмечается небольшое увеличение годового притока и сброса воды и повышение проточности водохранилища, причиной которых могли бы быть изменения в степени увлажненности территории, но их значимость не подтверждается статистическими критериями тренда (критерий Манна-Кендалла) на уровне $p < 0,05$. Гораздо сильнее за время существования водохранилища изменяется внутригодовое распределение притока воды (Рисунок 2.3.17). Притоки Можайского водохранилища характеризуются половодьем, проходящим в марте-апреле, в XXI веке максимальный среднесуточный приток воды в водохранилище не превышает 220 м³/с. В меженные периоды расход воды притоков снижается до менее 5 м³/с. Если в первое десятилетие после заполнения в среднем 70% стока с водосбора поступало в водохранилище в период половодья и только 17% – с паводками, то в последнее десятилетие вклад паводков почти сравнялся с вкладом половодья – они составляют

в среднем 34% и 40% годового притока воды, соответственно. Значимость этих трендов подтверждается по критерию Манна-Кендалла на уровне $p < 0,01$.

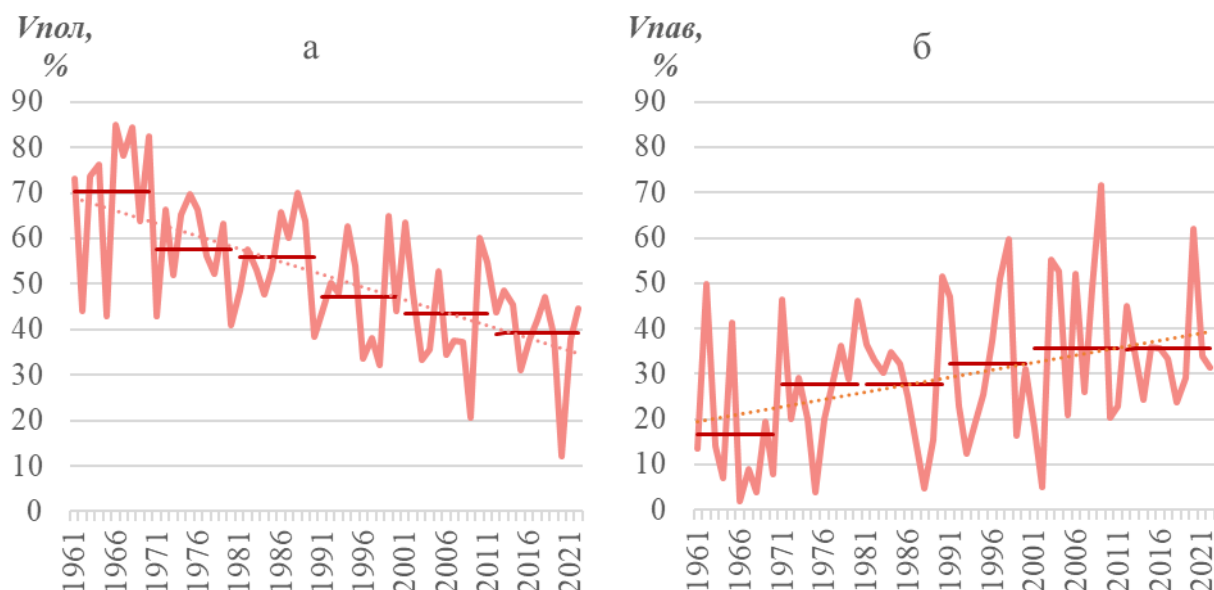


Рисунок 2.3.17 Изменение вклада притока за периоды половодья (а) и паводков (б) в суммарный объем притока воды к Можайскому водохранилищу в 1961–2022 гг. (за водохозяйственный год). Прямые линии показывают средние значения по десятилетиям. (до 2012 г. – данные по [Гидроэкологический режим..., 2015], после 2012 – собственные расчеты)

Наиболее сильные изменения во внутригодовом распределении стока были приурочены к концу 1960-х – началу 1990-х гг., в последние же десятилетия изменения не настолько отчетливы. За счет возрастающей роли паводков изменяется и режим регулирования: в годы с выраженным весенним половодьем и небольшими паводками гидроузел осуществляет почти постоянную водоотдачу с расходом воды около $7 \text{ м}^3/\text{с}$, увеличивая сбросы воды в несколько десятков раз только на несколько дней весной для частичного пропуска волны половодья. В последнее десятилетие участились экстремальные паводки, иногда по расходу воды и объему превышающие соответствующие показатели весеннего половодья. При пропуске крупных паводков также увеличивается расход сброса воды, что может оказывать влияние на динамический режим приплотинной зоны водохранилища. Гидрологический режим притока с высокой ролью паводочного стока менее предсказуем: режим регулирования гидроузла в существенной степени основывается на долгосрочном прогнозе притока воды в период половодья и разработке режима предвесенней сработки, а прогноз паводочного притока возможен только с небольшой заблаговременностью [Варенцова и др., 2020]. Таким

образом, изменения в гидрологическом режиме питающих водохранилище рек не только меняют структуру приходных составляющих водного баланса в течение года, но и осложняют регулирование стока, что может оказывать влияние и на термическую структуру и динамический режим водоема.

Уровненный режим Можайского водохранилища характеризуется, как правило, двумя фазами: кратковременной фазой наполнения, которая начинается с подъемом половодья и продолжается от 1–2 недель до 1 месяца, в течение которой уровень увеличивается на 3–7 м, и продолжительной фазой сброски. Темп сброски обычно увеличивается по мере приближения к следующему половодью, иногда период сброски может быть разделен на фазу квазиравновесия (очень медленной сброски) уровня воды летом и более интенсивной сброски в осенне-зимний период. Суммарный диапазон колебаний уровня воды за период работы гидроузла составил от 174,90 до 183,67 м абс, в течение года размах колебаний уровня обычно не превышает 4–6 м (Рисунок 2.3.18). С начала XXI в. нормальный подпорный уровень (183 м абс.) не был превышен ни разу, самая низкая отметка уровня воды за год обычно составляет 178–179 м абс., значения ниже отмечались в основном в годы ремонта сооружений гидроузла (2008–2009 гг.). Повышения уровня (обычно в пределах нескольких десятков сантиметров) в летне-осенний период отмечаются только при крупных паводках.

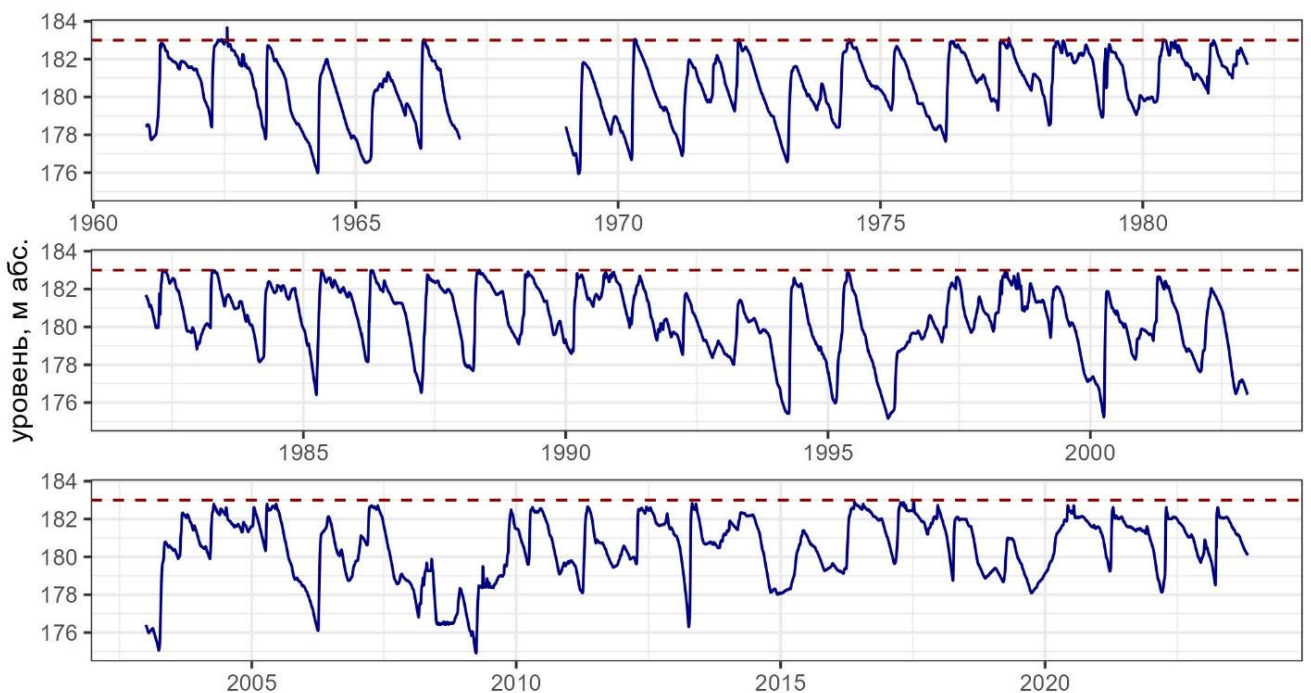


Рисунок 2.3.18. Ход уровня воды Можайского водохранилища в 1961–2022 гг.

2.3.5.2. Термический и динамический режим

Режим притока и сброса воды формирует многие черты динамического режима водохранилища. В начале фазы весеннего наполнения стремительный рост уровня воды и увеличение скоростей течения способствует разрушению ледяного покрова и динамическому перемешиванию как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, быстро приводящему к развитию весенней гомотермии. При этом гомотермия наступает не во всем водохранилище синхронно, а распространяется от верхних частей к плотине, так как мелководные верховья прогреваются быстрее, чем центральные районы водохранилища. Состояние гомотермии в различных районах водохранилища наступает в период от середины апреля до середины мая, разница в температуре воды между верховьями и низовьями водохранилища может достигать в это время 4–5 °С. По мере дальнейшего радиационного прогрева поверхностных слоев воды их плотность снижается, в то же время уровень воды в водохранилище продолжает расти. В зависимости от того, насколько быстро идет наполнение водохранилища и прогрев верхних слоев, весенняя циркуляция в наиболее глубоководной части водоема может охватывать всю водную толщу либо не затрагивать небольшую часть зимней придонной водной массы с температурой, близкой к температуре максимальной плотности [Гидроэкологический режим..., 2015]. Разница в температуре воды между верховьями и низовьями водохранилища обычно выравнивается достаточно быстро: так, в 2012 г. уже к середине мая температура поверхности воды в верховьях водохранилища была только на 1–2 °С выше, чем в приплотинном плесе (Рисунок 2.3.19).

По данным за весь период наблюдений (1967–2023 гг.) в начале лета граница верхнего перемешанного слоя располагается в верховьях водохранилища на глубине 2–4 м, а в нижних его частях может заглубляться до 6–14 м. Температурный градиент в слое скачка в зависимости от условий года может достигать 6 °С/м (при штилевой погоде и малой мощности металимниона) либо оставаться в пределах 1 °С/м (при сильном ветре и растянутом термоклине). Температура воды у дна в приплотинной части после формирования устойчивой стратификации сохраняется на уровне 7–10 °С, в верховьях водохранилища она в течение лета может становиться на 5–10 °С выше (Рисунок 2.3.20). При этом температура поверхностного слоя изменяется по длине водохранилища слабо (в пределах 2–4 °С) и может как расти, так и снижаться от верховьев к плотине. Такая картина изменчивости температуры воды и положения термических

слоев по длине водохранилища обусловлена в первую очередь его морфометрическими особенностями и сохраняется в течение всего лета. Максимальная измеренная температура поверхности воды (по всем станциям) в 1961–2000 гг. составляла 19–28 °С, в 2012–2023 гг. – 22,7–29,7 °С.

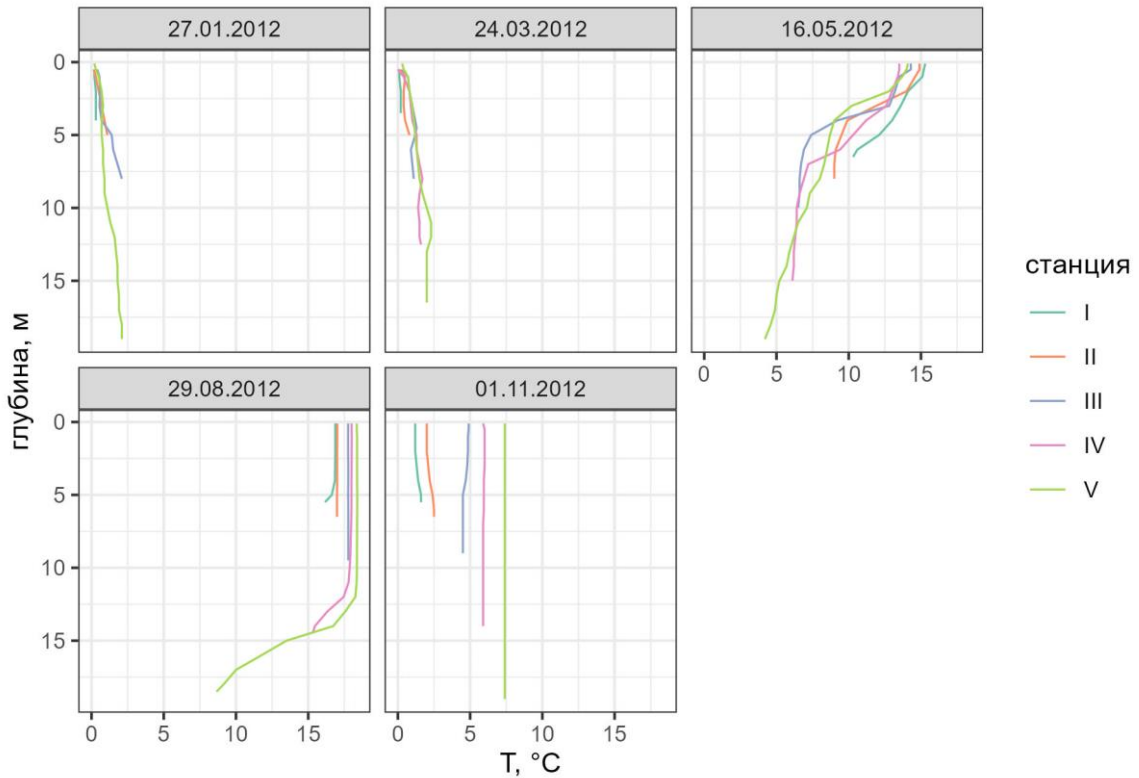


Рисунок 2.3.19. Температурные профили на опорных станциях Можайского водохранилища в разные фазы термического цикла в 2012 г.

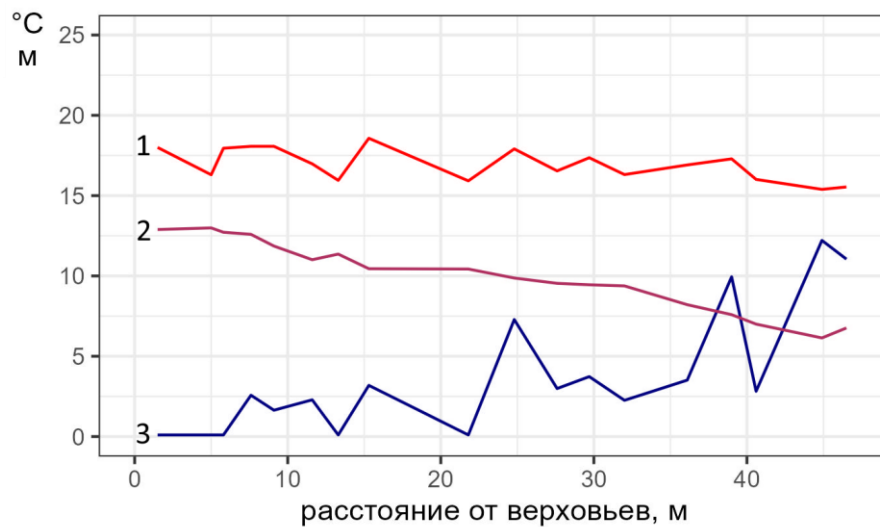


Рисунок 2.3.20 Изменение температуры воды на глубине 2 м (1), придонной температуры воды (2) и положения нижней границы перемешанного слоя (3) по длине Можайского водохранилища 30 мая 1989 г.

Из-за наличия плотностных и стоковых течений, обеспечивающих дополнительный приток тепла в придонные горизонты глубоководных частей водохранилища [Гидроэкологический режим..., 2015], к середине лета распределение температуры воды по глубине оказывается сильно сглаженным, без четко выделяемого слоя скачка (Рисунок 2.3.21). Более выраженным он снова становится уже в период осеннего охлаждения, когда развитие конвекции приводит к более сильному перемешиванию эпилимниона.

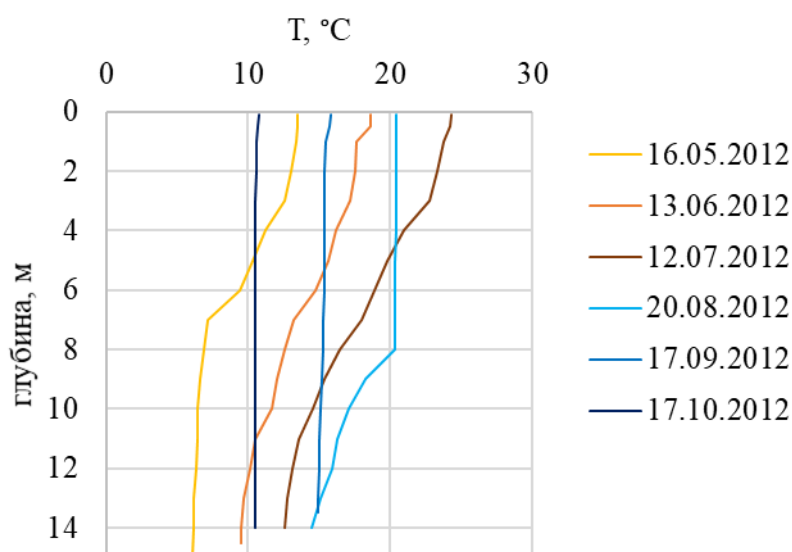


Рисунок 2.3.21 Изменение вертикального распределения температуры воды Можайского водохранилища на ст. IV (д. Красновидово) от начала установления прямой температурной стратификации до ее разрушения в 2012 г.

Переход к осенней гомотермии происходит в первой половине октября при температуре воды около 10–12 °C. В верховьях гомотермия развивается раньше за счет меньшего теплозапаса, малых глубин и поступления холодных вод притоков: так, в 2012 году в начале ноября разница в температуре воды между приплотинным плесом и верховьями водохранилища достигала 7 °C и более (Рисунок 2.3.19). С верховьев начинается и замерзание водохранилища, постепенно распространяющееся вниз к плотине. К концу осенней гомотермии температура воды в водохранилище снижается до 1–3 °C как по данным 1960-х–1980-х гг. [Гидроэкологический режим..., 2015], так и по данным последнего десятилетия исследований. Эта температура воды сохраняется в придонных горизонтах и в период ледостава. При этом в зимний период продольные различия в температуре воды также оказываются невелики.

По данным высокочастотных наблюдений в приплотинном плесе водохранилища в 2020–2023 гг., средняя температура поверхностного слоя воды изменялась в пределах 20,3–23,6 °С, максимальная – 25,3–29,6 °С (Рисунок 2.3.22, Таблица 2.3.8). Среди рассматриваемых водоемов в Можайском водохранилище наиболее явно отмечается заглубление термоклина в течение лета: нижняя граница верхнего перемешанного слоя изменялась от 2–4 м в начале июня до 5–10 м в августе. Наиболее вероятной причиной этого являются большие размеры водохранилища по сравнению с остальными водоемами, способствующие более интенсивному ветровому перемешиванию, а также другие динамические явления, связанные с продольным движением воды. Температура придонного слоя воды во все годы плавно увеличивалась в течение лета от 5,5–8,8 °С до 8,8–9,7 °С, что может быть вызвано поступлением тепла либо из верхних слоев (из-за близости термоклина), либо со стоковыми течениями. Устойчивость водной толщи в летние месяцы изменяется в достаточно широких пределах от 23 до 471 Дж/м².

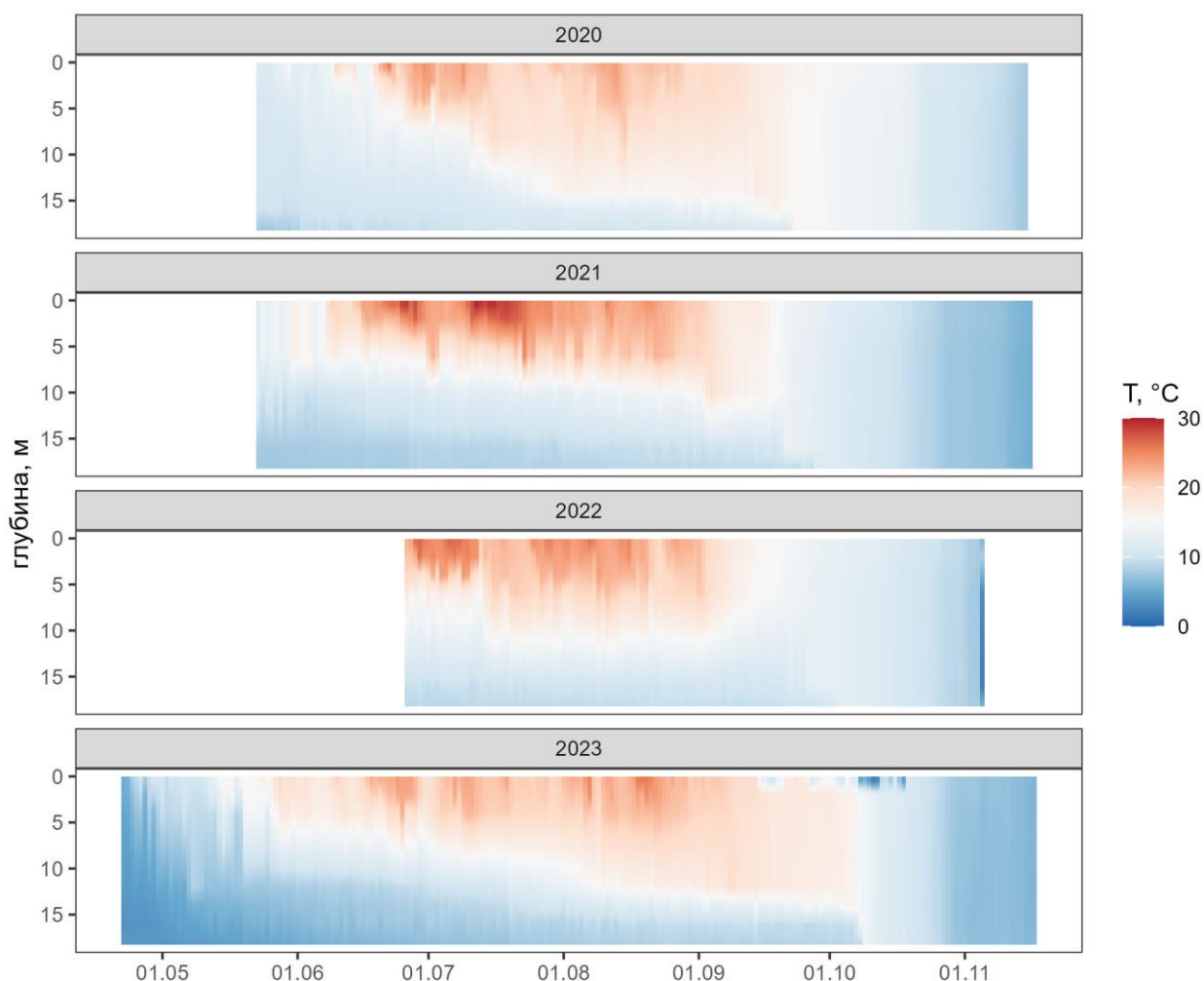


Рисунок 2.3.22. Термическая структура Можайского вдхр. по данным логгеров в 2020–2023 гг.

Таблица 2.3.8. Характеристики летнего термического режима Можайского вдхр. (станция V, приплотинный плес) за годы работы логгеров

Показатель	2020	2021	2022	2023
Средняя температура поверхности воды в июне–августе, °С	20,3	23,5	23,6	21,5
Макс. температура поверхности воды в июне–августе, °С	25,3	29,6	26,7	25,7
Средняя температура придонной воды в июне–августе, °С	10,1	8,5	9,3	7,4
Средняя устойчивость (по Шмидту) в июне–августе, Дж/м ²	157	296	255	224
Макс. устойчивость (по Шмидту) в июне–августе, Дж/м ²	324	471	374	310
Дата начала осенней гомотермии	24.09	1.10	04.10	08.10

Несмотря на сравнительно большой объем доступных данных о термическом режиме Можайского водохранилища, однородных рядов термических характеристик за весь многолетний период наблюдений для него почти нет, так как только в редкие годы наблюдения велись круглогодично, а длительное время (1990-е–2000-е годы) систематических наблюдений за пространственной термической структурой водохранилища почти не проводилось. М.Г. Гречушникова [2002] по данным постоянно действующего водомерного поста в д. Красновидово показала увеличение максимальной среднесуточной температуры поверхности воды в период 1961–2000 гг. в среднем примерно на 0,5 °С/10 лет. В настоящее время этот водомерный пост не действует. Непрерывно в течение всего периода с момента заполнения водохранилища проводились только ежегодные студенческие съемки по широкой сетке станций в конце июня–начале июля. По этим данным были рассчитаны значения ряда термических характеристик для приплотинного плеса водохранилища (Рисунок 2.3.23). Статистический анализ не показал наличия достоверных временных трендов для температуры поверхностного и придонного слоя воды и общего теплозапаса водной толщи, при этом отмечается увеличение устойчивости водной толщи, то есть тенденция к усилению стратификации. Однако данный ряд не отражает состояния водохранилища на момент максимального теплозапаса и может не учитывать всех закономерностей многолетних изменений в термическом режиме водоема в летний период.

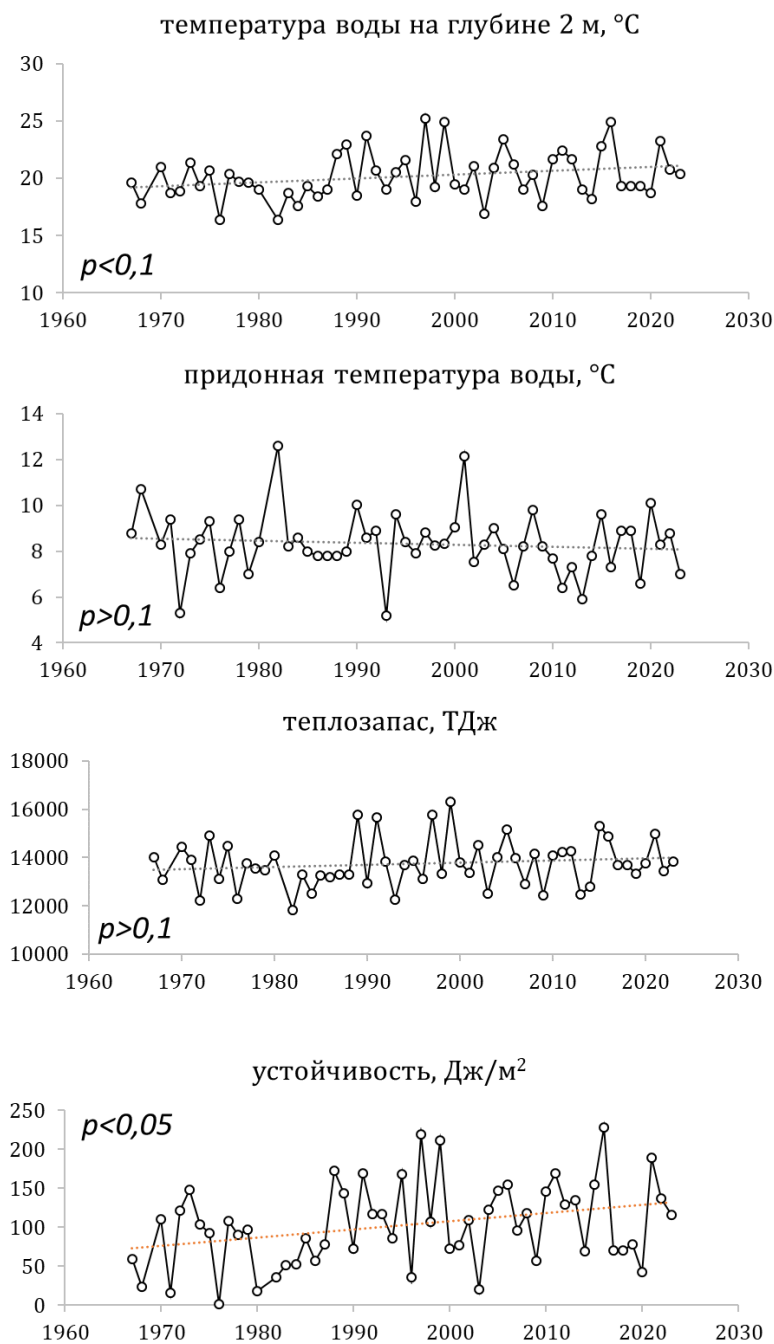


Рисунок 2.3.23 Изменение термических характеристик Можайского водохранилища (станция V – плотина) за период 1967–2023 гг.

2.3.5.3. Ледовый режим

Наблюдения за ледовой обстановкой ведутся на Можайском водохранилище почти непрерывно с момента его заполнения. В первые десятилетия период ледостава в верховьях водохранилища продолжался в среднем 166 дней, изменяясь в пределах от 135 до 169 дней. В приплотинной части водохранилища в среднем подледный период продолжался на 18 дней меньше при схожем размахе изменчивости. Наиболее ранняя дата

образования устойчивого ледостава была отмечена 1 ноября, наиболее поздняя – 9 декабря; самое раннее очищение ото льда произошло 8 апреля, самое позднее – 30 апреля. Наибольшая толщина льда отмечалась в середине марта, наибольшая интенсивность нарастания толщины льда – в январе.

Многолетние ряды характеристик ледового режима водохранилища отличаются высокой неоднородностью (Рисунок 2.3.24). Замерзание водоема в XXI веке происходит со второй половины ноября по конец декабря – в среднем на 13 дней позже, чем в первые два десятилетия с заполнения водохранилища. Вскрытие происходит в середине марта–начале мая, в среднем на 6 дней раньше, чем в 1961–1981 гг. Продолжительность ледостава таким образом сокращается за период наблюдений в среднем на 4,9 дня каждые 10 лет и имеет в последние годы бóльшую изменчивость, чем отмечалось ранее. Ярко выражены и изменения в максимальной толщине льда: до 1985 г. она достигала 44–87 см, в среднем составляя 61 см. В 2002–2022 гг. максимальная зафиксированная толщина льда составила только 64 см, средняя максимальная толщина за зиму – 50 см. Все выявленные тренды в характеристиках ледового режима значимы на уровне $p < 0.05$ или $p < 0.001$ (критерий Манна-Кендалла).

Таким образом, для Можайского водохранилища современные климатически обусловленные изменения проявляются в значительном сокращении периода ледостава, увеличенном прогреве поверхности воды и существенном изменении водного режима – увеличении роли паводков и снижении вклада стока в период половодья. Значимых изменений характеристик летней стратификации по доступным данным не выявлено.

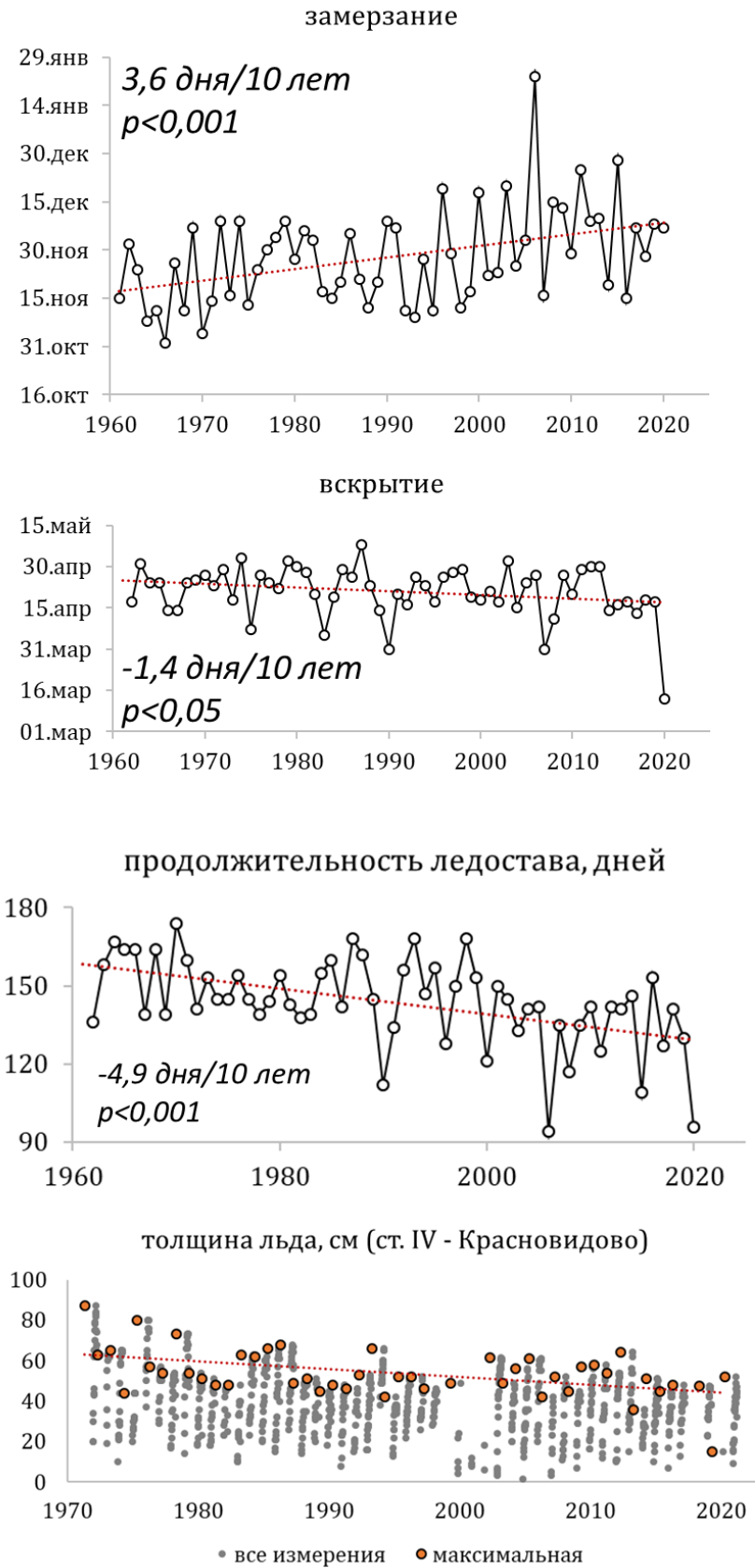


Рисунок 2.3.24 Изменение характеристик ледового режима Можайского водохранилища (станция IV – д. Красновидово) за период 1961–2023 гг.

Обобщение Главы 2

Московский регион представляет собой однородную по климатическому режиму территорию, озерный фонд которой представлен преимущественно небольшими озерами с площадью менее 1 км². Водохранилища региона принадлежат двум крупным гидротехническим системам: Москворецкой и канала имени Москвы. Наиболее изученными с точки зрения термического режима водоемами являются оз. Глубокое и система Косинских озер, а также Можайское водохранилище. Высоочастотные наблюдения за температурой воды, позволяющие подробно рассмотреть годовой термический цикл водоемов, оценить реальные диапазоны температуры воды и зафиксировать смены фаз термического и динамического режима, начаты только в последние годы и зачастую все еще не позволяют получать все необходимые количественные характеристики термического режима – продолжительность стратификации, средние и максимальные температуры воды за отдельные периоды.

Обобщение даже разнородных данных о современном режиме выбранных водоемов позволяет судить о значительном изменении характеристик их термического и ледового режима по сравнению с первой половиной XX века. Для всех водоемов отмечается более интенсивный прогрев поверхностных слоев воды в летний период, сдвиг периодов весенней циркуляции на более ранние, а осенней – на более поздние сроки, снижение продолжительности весенней циркуляции. Для оз. Глубокого и Святого отмечается увеличение средней температуры воды в зимний период за счет менее интенсивного охлаждения в период осенней циркуляции. В оз. Белом за счет ранней и менее продолжительной весенней циркуляции температура придонного слоя воды в летний период оказывается на несколько градусов ниже, чем отмечалось в первой половине XX века. При этом для водоемов не отмечается существенных различий в положении термических слоев – границы летнего сезонного слоя температурного скачка в димиктических водоемах выделяются на одинаковых глубинах и в XX, и в XXI веке. Для оз. Святого в современный период характерны большие вертикальные градиенты температуры воды, что свидетельствует об усилении стратификации, но озеро остается полимиктическим. В полученных характеристиках термического режима Можайского водохранилища статистически достоверные направленные изменения выявлены только в увеличении устойчивости водной толщи, но имеющихся данных недостаточно для получения однородных рядов характеристик.

На всех водоемах снижается продолжительность ледостава. По непрерывному ряду наблюдений за датами замерзания и вскрытия Можайского водохранилища выделяется статистически значимый тренд к сдвигу дат замерзания на более поздние (в среднем на 3,6 дня/10 лет), а дат вскрытия – на более ранние сроки (1,4 дня/10 лет). Продолжительность ледостава, таким образом, сокращается в среднем почти на 5 дней каждые 10 лет.

В притоке воды к Можайскому водохранилищу за последние десятилетия снижается роль стока половодья и увеличивается роль паводков, что влияет на режим сбросов.

Глава 3. Моделирование гидротермодинамического режима озер и водохранилищ

3.1. Диагностическое и прогнозное моделирование гидродинамики и термического режима водоемов

3.1.1. Обзор существующих моделей гидротермодинамики водоемов суши

Методы математического моделирования уже несколько десятилетий занимают важнейшее место в решении геоэкологических задач, включая изучение и управление водными ресурсами озер и водохранилищ. Постоянное расширение объема знаний о протекающих в водоемах процессах и появление новых способов их математического описания привело к появлению большого числа различных моделей, описывающих физические процессы в водных объектах. Среди них наблюдается большое разнообразие временных и пространственных масштабов, различный набор описываемых процессов, обилие подходов к их параметризации [Меншуткин и др., 2013].

В наиболее широком смысле все модели можно разделить на концептуальные (основанные на физических предпосылках) и эмпирические (основанные на зависимостях, выведенных из данных наблюдений). В реальности почти не существует моделей гидрологических систем, которые можно было бы назвать строго физически обоснованными, так как почти всегда есть параметры и процессы, которые трудно или невозможно полностью описать физико-математическими уравнениями. В результате почти все модели включают в себя какое-либо количество калибруемых параметров, значения которых определяются только на основе фактических данных наблюдений на конкретном объекте. Тем не менее, большинство современных моделей (в том числе гидроэкологических) можно назвать концептуальными, так как наиболее важные процессы в них описываются уравнениями, выведенными из основных законов сохранения и переноса вещества и энергии [Хендерсон-Селлерс, 1987]. В современных моделях озер реализуются физические законы сохранения массы, импульса и энергии, с помощью различных расчетных схем описывающие гидродинамические процессы в водоемах на основе уравнений гидротермодинамики. Модели гидротермодинамики озер всегда так или иначе используются при дальнейшем построении любых

гидроэкологических моделей, так как позволяют получить важнейшую информацию об абиотических факторах водной среды [Меншуткин и др., 2013].

Модели гидротермодинамики водоемов могут иметь различную мерность: от так называемых «нуль-мерных», или балансовых, моделей, описывающих суммарный энергетический баланс всего озера и позволяющих оценить его общий теплозапас, до наиболее сложных трехмерных моделей, рассчитывающих полную картину переноса тепла и вещества по всей водной массе водоема. По мере возрастания мерности модели увеличивается ее сложность, в разы возрастает ресурсоемкость. Поэтому выбор модели той или иной пространственной сложности всегда должен быть обоснован конкретной задачей и имеющимися данными [Эдельштейн, Даценко, 1998].

Наиболее приближенными к строго концептуальным являются трехмерные модели, реализующие численное решение системы уравнений Навье-Стокса. Такие модели разрабатывались изначально преимущественно для изучения процессов в океане, но впоследствии применялись и к крупным озерам. К океаническим моделям, адаптированным для крупных озер, относятся модели POM (Princeton Ocean Model) и NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean), широко использовавшиеся при изучении Великих американских озер, ELCOM (Estuary and Lake Computer Model), EFDC (The Environmental Fluid Dynamics Code), российская МГВМ (Модель гидротермодинамики внутреннего моря) [Меншуткин и др., 2013]. Эти модели могут дорабатываться или упрощаться с учетом целей конкретных исследований тех или иных водоемов. Из других программных комплексов можно выделить модель Delft3D, широко используемую для различных водоемов, водотоков, частей океана. В России трехмерные модели были адаптированы для многих крупнейших и хорошо изученных водоемов: озера Байкал [Аргучинцев, Аргучинцева, 2007; Цветова, 2019], Онежского и Ладожского озер [Руховец, Филатов, 2011; Astrakhantsev et al., 1998], Телецкого озера [Зиновьев и др., 2021]. Трехмерные модели позволяют полностью рассмотреть термическую структуру водоема, включая фронтальные зоны между различными водными массами, однако требуют больших вычислительных мощностей, крайне подробной информации об объекте и большого массива данных для их калибровки и верификации. В крупных озерах применение трехмерных моделей позволяет адекватно воспроизводить развитие термобара, крупномасштабных циркуляций, внутренних волн. Применяются трехмерные модели и для небольших озер в случае особых гидрологических условий или потребности

в особой точности расчетов [Зверев и др., 2019; Здоровеннов и др., 2019; Belikov et al., 2018; Lavelli et al., 2017].

В ряде случаев целесообразно применение двумерных гидродинамических моделей. Для расчета гидротермодинамического режима узких и вытянутых водоемов часто применяются двумерные продольно-вертикальные модели, для озер с большой площадью поверхности и небольшими глубинами – плановые, или двумерные в горизонтальной плоскости. Математическая формализация таких моделей является осредненной по ширине или глубине системой трехмерных уравнений динамики, и расчет переноса тепла и массы также основывается на численном решении системы дифференциальных уравнений Навье-Стокса, но осредненной по одному из направлений. Из наиболее востребованных в мире двухмерных моделей, выпущенных в виде лицензируемого программного обеспечения, можно выделить модель CE-QUAL-W2, широко применяемую для воспроизведения гидротермодинамики долинных водохранилищ и глубоких озер в продольном разрезе [Wells, Cole, 2000; Smith et al., 2014], или двумерный вариант модели Delft [Popescu et al., 2015]. Путем осреднения системы уравнений Навье-Стокса по ширине были получены двумерные продольно-вертикальные модели для оз. Байкал, Телецкого озера; эти модели также позволяют изучать процессы развития термобара, системы плотностных течений, внутренние волны [Квон и др., 2000; Цыденов, Старченко, 2011]. К квазидвумерным моделям относится боксовая модель ГМВ-МГУ, разработанная на кафедре гидрологии суши В.В. Пуклаковым: в ней динамика по продольной оси водоема рассчитывается путем оценки горизонтального обмена между несколькими одномерными по вертикали отсеками [Пуклаков, 1987]. Плановые модели, представляющие собой численное решение уравнений мелкой воды, используются для изучения ветровых циркуляций или динамики водоемов в периоды гомотермии; такие модели были разработаны, к примеру, для Чудского, Онежского и Ладожского озер [Волкова и др., 1981; Cheng et al., 1993; Rukhovets, Filatov, 2010].

Одномерные модели термической структуры озер получили большое распространение вследствие своей относительной простоты и большой эффективности в изучении термического режима водоемов. При описании формирования и развития температурной стратификации наибольшее внимание в озерных моделях уделяется вертикальной составляющей (оси глубин). Для многих озер отмечается пренебрежимо малая изменчивость термических характеристик в плановом разрезе по сравнению

с изменчивостью по вертикальной оси, особенно при наличии различной температурной стратификации [Хатчинсон, 1969]. Таким образом, одномерных моделей в основном достаточно для изучения термической структуры значительной части озер. При этом одномерные модели позволяют решить такие задачи, как определение коэффициентов вертикальной турбулентной диффузии биогенных веществ, растворенного кислорода и других газов, скорости осаждения веществ [Меншуткин и др., 2013].

Первые одномерные модели термической структуры озер были разработаны в 1960-х–1970-х гг. в США под руководством Г. Орлоба и Д. Харлемана [Orlob, 1983; Harleman, 1982]. Одна из них – модель Массачусетского Технологического института (MIT) – получила широкое распространение для решения задач оптимизации режима водохранилищ [Huber et al., 1972]. В последующие годы был разработан целый ряд схожих моделей, предлагающих численные решения различных по полноте систем дифференциальных уравнений по регулярной вертикальной сетке [Orlob, 1983; Vasa, Arnett, 1976]. Принципиально новый подход был представлен в модели DYRESM, разработанной под руководством Дж. Имбергера [Imberger et al., 1978]. В ней был впервые реализован метод Лагранжа: исчисление производилось не для одинаковых по толщине слоев, выделяемых по глубине водоема, а для слоев с одинаковой плотностью (температурой), которые способны изменять толщину, сливаться друг с другом и разбиваться в ответ на внешние воздействия, определяемые энергетическим балансом каждого элемента. Среди других наиболее широко известных и применяемых озерных моделей, рассчитывающих распределение температуры по глубине, можно отметить такие комплексы, как CE-THERM-R1, модели MINLAKE, LAKE, SimStrat, LAKEoneD и другие [Меншуткин и др., 2013]. За счет различной параметризации вертикального турбулентного обмена среди одномерных моделей наблюдается достаточно широкий разброс эффективности и необходимых вычислительных мощностей [Guo et al., 2021; Stepanenko et al., 2010]. Можно отдельно упомянуть так называемую 0,5-мерную модель FLake, в которой вертикальный температурный профиль представляется в упрощенном виде [Mironov, 2008].

Одномерные модели получили широкое распространение для воспроизведения термического режима водоемов различных размеров, морфометрии и проточности [Bruce et al., 2018], включая и долинные водохранилища со значительной продольной неоднородностью термических характеристик и повышенной проточностью при

рассмотрении их многолетней динамики [Fadel et al., 2017; Han et al., 2000; Weinberger, Vetter, 2012]. В одномерном виде для решения некоторых задач успешно представляются даже озера сложной морфометрии, такие как Телецкое озеро [Зиновьев, 1999], и некоторые крупнейшие озера – к примеру, оз. Байкал [Piccolroaz, Toffolon, 2013].

Отдельного упоминания заслуживают и балансовые модели, используемые для оценки интегральных термических характеристик озер без пространственной составляющей. В «нуль-мерном» исполнении водоем рассматривается как однородный единый объем воды, для которого посредством уравнений гидротермодинамики рассчитывается суммарный теплообмен с окружающей средой. Такой подход применяется в основном для малых водоемов с большим диапазоном изменения температуры воды (например, прудов-охладителей) и в некоторых задачах климатического моделирования, когда необходимо в общих чертах параметризовать климатообразующие свойства открытой водной поверхности [Kourzeneva et al., 2012; Ryan et al., 1974].

Не существует единых критериев, позволяющих четко определить, какая модель является оптимальной для конкретного водоема. Из приведенного анализа видно, что для многих водоемов в зависимости от поставленной задачи используются модели большей и меньшей мерности. Одномерных моделей в большинстве случаев оказывается достаточно для изучения водного баланса и термической структуры озер в сезонном и многолетнем разрезах, большому распространению способствует и их существенно более низкая потребность в объеме входных данных и вычислительных мощностей [Ishikawa et al., 2022; Stepanenko et al., 2010]. Именно одномерные модели гидротермодинамики озер в основном используются для параметризации озер в климатических моделях и для прогнозов динамики водоемов в условиях изменяющегося климата в региональных и глобальных исследованиях [Guo et al., 2021; Read et al., 2014; Woolway et al., 2019].

3.1.2. Лимнологическое моделирование в задачах изучения климатических изменений: протоколы ISIMIP

Существуют различные подходы к составлению прогнозных оценок изменений режима озер и водохранилищ при изменениях внешних условий, в частности – при

современных и будущих изменениях климата. Обычно оценки будущей динамики озер разрабатываются в соответствии с различными сценариями изменений климата, которые могут быть сформулированы в детерминированной или стохастической форме, учитывать как изменения, связанные с динамикой парниковых газов, так и цикличность процессов в атмосфере [Кондратьев и др., 2021; Филатов и др., 2014]. Наиболее авторитетным источником сценариев будущего состояния климатической системы в настоящее время являются доклады Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК, англ. IPCC). МГЭИК была основана Всемирной метеорологической организацией и ООН для сбора информации об изменениях климата, оценки связанных с ними рисков, разработки вероятных будущих сценариев развития земной системы и мер предотвращения и снижения негативного влияния климатических изменений. Последний, шестой оценочный доклад МГЭИК был выпущен в 2021–2022 гг., по его данным в XXI веке увеличение приземной температуры воздуха может достичь 1,5–2 °С [IPCC, 2021].

МГЭИК разрабатывает наиболее вероятные пути развития общества и климатической системы совместно с проектом CMIP (Coupled Model Intercomparison Project). Сценарии изменений климата в Шестом оценочном докладе представлены в виде Общих социоэкономических путей развития (Shared socioeconomic pathways, SSP). В Пятом оценочном докладе их аналогами являлись Репрезентативные траектории концентраций (Representative concentration pathways, RCP). Основные группы сценариев приведены в таблице 3.1.1.

Сценарии МГЭИК используются для составления оценок будущего развития различных геосистем. Наиболее последовательная схема составления таких оценок содержится в протоколе ISIMIP (Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project – Проект по разработке моделей межсекторального воздействия для целей взаимного сравнения), частью которого является озерный сектор – ISIMIP Lake Sector. Данный протокол устанавливает единую схему расчетов, основанную на использовании обобщенных исторических данных о климате и прогнозов его дальнейшего изменения, составленных по результатам работы нескольких моделей земной системы. В озерном секторе ISIMIP в настоящее время разрабатываются оценки будущего термического режима озер и водохранилищ с использованием восьми лимнологических моделей: air2water4par, air2water6par, ALBM, FLake, GLM, GOTM5.1, MyLake и Simstrat. Эти модели включают в себя различные параметризации процессов тепло- и массопереноса,

и их совместное использование позволяет оценить разброс в количественных оценках ожидаемых изменений, связанный с неточностью математического описания реальных процессов. В настоящее время актуальной версией является третья фаза – ISIMIP3, включающая стандартизированные инструкции по выполнению модельных расчетов с учетом климатических сценариев Шестого оценочного доклада МГЭИК [Golub et al., 2022].

Таблица 3.1.1. Сценарии климатического развития Шестого оценочного доклада МГЭИК и связанные с ними ожидаемые изменения глобальной температуры воздуха

Индекс сценария	Описание сценария	Среднее потепление к 2041–2060 гг.	Среднее потепление к 2081–2100 гг.
SSP1-1.9	Очень низкая эмиссия парниковых газов, снижение эмиссий CO ₂ до нуля в 2050 г.	1,6 °C	1,4 °C
SSP1-2.6	Низкая эмиссия парниковых газов, валовые эмиссии CO ₂ снижаются до нуля в 2075 г.	1,7 °C	1,8 °C
SSP2-4.5	Средняя эмиссия парниковых газов, эмиссии CO ₂ остаются на настоящем уровне до 2050 г. и затем начинают снижаться	2,0 °C	2,7 °C
SSP3-7.0	Высокая эмиссия парниковых газов, эмиссия CO ₂ увеличивается вдвое к 2100 г.	2,1 °C	3,6 °C
SSP5-8.5	Очень высокая эмиссия парниковых газов, эмиссия CO ₂ увеличивается втрое к 2100 г.	2,4 °C	4,4 °C

В настоящей работе была поставлена задача получения оценки будущего режима исследуемых озер в соответствии с основными принципами протокола ISIMIP и с использованием одной из моделей, входящих в его озерный сектор – модели GLM. Из моделей, используемых в работах озерного сектора ISIMIP, модель GLM характеризуется высоким качеством воспроизведения реальных термических характеристик (Рисунок 3.1.1) и более эффективно, чем некоторые из других моделей (к примеру GOTM), воспроизводит ледовый режим [Golub et al., 2022].

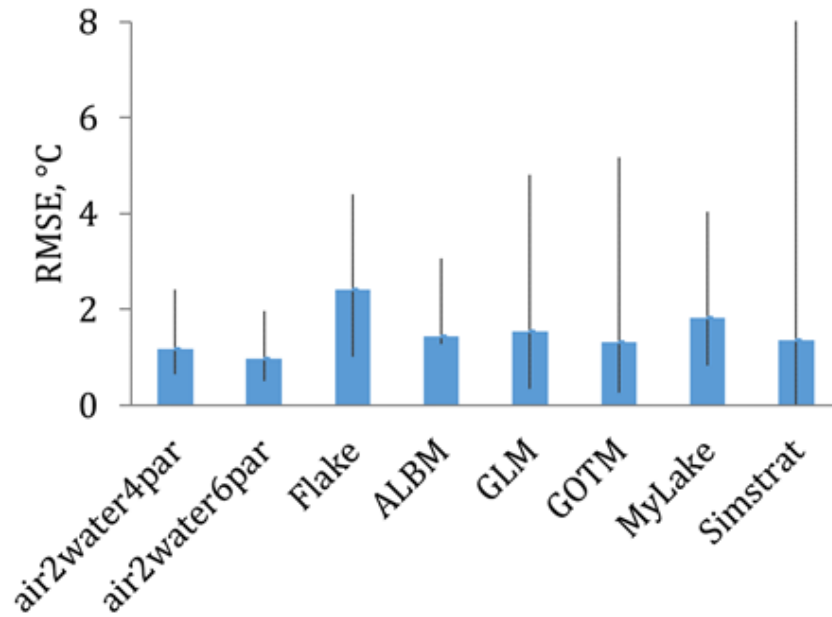


Рисунок 3.1.1. Среднеквадратическая ошибка расчета температуры воды RMSE (°C) (средняя для 62 озер и полный диапазон изменчивости) по результатам ISIMIP2 [Golub et al., 2022]

Приведенное сравнение различных моделей в совокупности с низкими требованиями к вычислительным мощностям и открытым исходным кодом, позволяющим в перспективе дополнять модель различными блоками (к примеру, блоком оптимизации режима сбросов из водохранилищ, как показано в работе [Weber et al., 2017]), делает модель GLM одним из наиболее удачных инструментов для анализа современного и будущего термического режима озер. Использование модели GLM позволит провести сопоставление полученных расчетов для водоемов России с уже существующими и опубликованными оценками будущих изменений для различных водоемов мира, выполненными по стандартному протоколу ISIMIP, а также в будущем перейти к оценкам ожидаемых изменений в трофическом состоянии водоемов с помощью объединенного с моделью GLM экологического блока.

3.2. Одномерная лимнологическая модель GLM

3.2.1. Структура модели, основные расчетные уравнения

Модель GLM (General Lake Model) является одной из новейших одномерных гидродинамических моделей водоемов. Инициатива ее разработки принадлежит

международному научному объединению GLEON (Global Lake Ecological Observatory Network), техническая реализация осуществляется в Университете Западной Австралии. Первая версия модели была представлена в 2012 году на симпозиуме по экологическому моделированию озер в Лейпциге, с тех пор происходит постоянное совершенствование расчетного комплекса. Включая в себя описание процессов конвективного и ветрового перемешивания, теплообмена с атмосферой, внешнего водообмена, модель позволяет успешно воссоздавать формирование и развитие вертикальной стратификации в озерах, водохранилищах и других водных объектах с замедленным водообменом. Применение модели GLM возможно как для изучения небольших озер, так и для крупнейших водоемов (таких как Великие американские озера), а также для водохранилищ со значительной проточностью и мелких полимиктических водоемов [Bruce et al., 2018]. Модель имеет открытый исходный код, бесплатна и разрешена для использования в научных, коммерческих и других целях. Базовый блок модели предназначен для изучения термогидродинамического режима водоемов, выдавая с суточным шагом вертикальные профили температуры, минерализации и плотности воды (Рисунок 3.2.1). Подключение библиотеки AED (Aquatic EcoDynamics library) позволяет также выполнять ряд расчетов, связанных с изучением качества воды. Подробно все расчетные уравнения описаны в руководстве к модели [Hipsey et al., 2014].

Описание динамики воды в озере в GLM производится на основе подхода Лагранжа: вся вертикальная структура рассматриваемого озера разбивается на определенное количество однородных по плотности слоев, являющихся контрольными объемами, для которых и производятся все вычисления. Число слоев регулируется задаваемыми параметрами: максимальной и минимальной допустимой толщиной слоя, а также глубиной всего водоема. Объемы слоев рассчитываются исходя из батиграфической кривой озера, плотность вычисляется в зависимости от температуры и солености воды по уравнению состояния, принятому UNESCO в 1981 г. [Millero, Poisson, 1981] В ходе работы модели эти контрольные объемы могут расширяться и сужаться из-за внешних притоков и стоков и водообмена поверхностного слоя озера (Рисунок 3.2.2). Вертикальное перемешивание описывается по энергетическому принципу: в каждый момент времени рассчитывается доступная кинетическая энергия и энергия, необходимая для перемешивания (потенциальная энергия поверхностного перемешанного слоя). При наличии энергии, достаточной для преодоления разницы

в плотности между смежными слоями, эти слои сливаются в один; таким образом модель и воспроизводит процесс вертикального перемешивания.

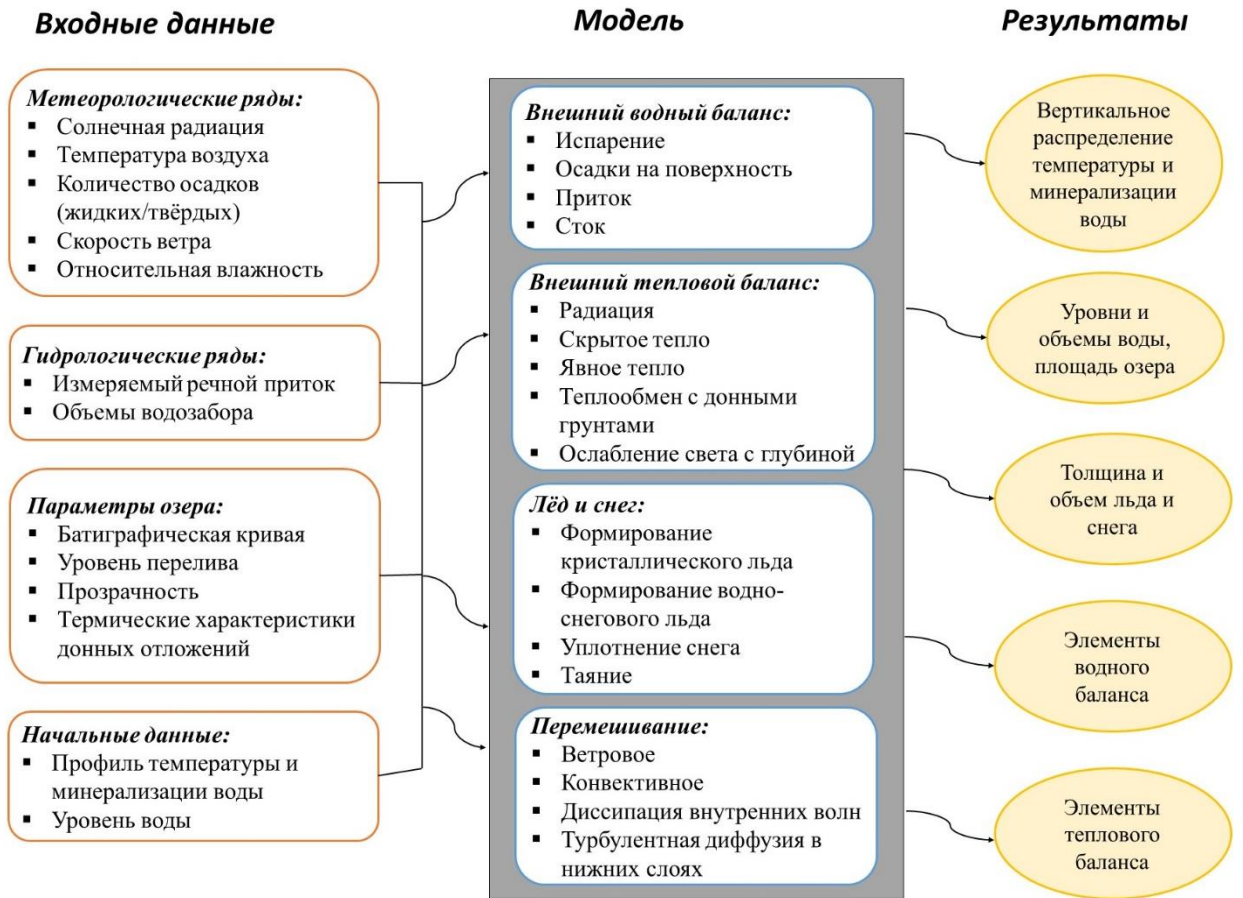


Рисунок 3.2.1 Схема расчетных блоков модели GLM

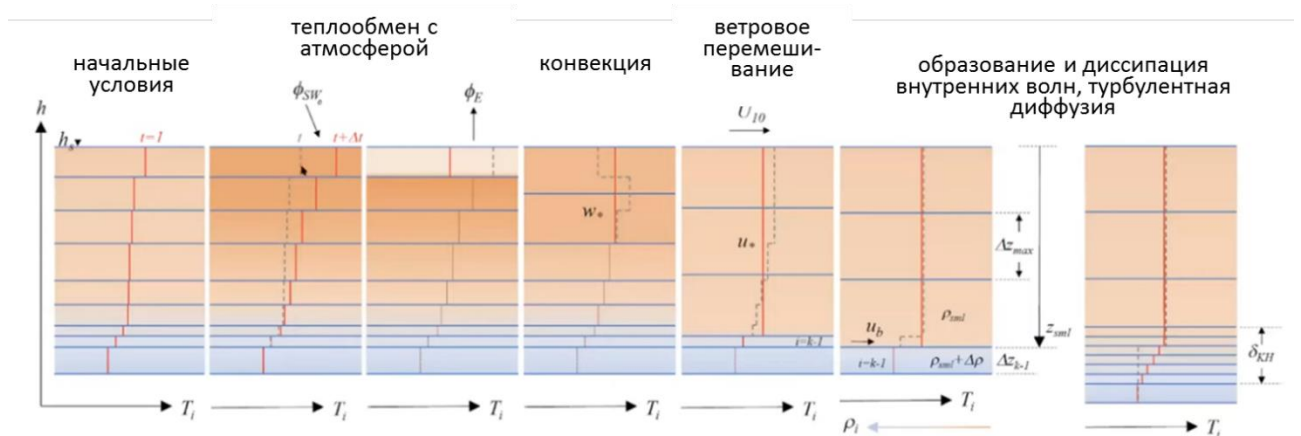


Рисунок 3.2.2. Последовательность расчета динамики вертикального распределения температуры в модели GLM [по Hipsey et al., 2014]

Водный баланс. Для верхнего слоя рассчитывается изменение объема в результате водообмена с атмосферой:

$$\frac{dh}{dt} = E + S + f_R R + Q_R / A_S, \quad (3.1)$$

где h – толщина поверхностного слоя озера (м), E – интенсивность испарения, R и S – жидкие и твердые осадки (м/сут), f_R – множитель для корректировки количества осадков, задаваемый пользователем (по умолчанию принимается значение 1), Q_R – приток, создаваемый с осушенной части озерной чаши A_S при значительном снижении уровня. Величина этого бокового притока задается по простейшей модели формирования стока, учитывающей коэффициент стока и пороговое количество осадков, начиная с которого начинается поверхностный сток. Величины осадков задаются во входных данных модели, испарение рассчитывается через поток скрытого тепла (см. уравнение 3.5).

Для водоема возможно задание любого количества притоков и стоков, как естественных, так и искусственных. Речной приток подходит к поверхностному слою водоема, после чего в зависимости от соотношения плотности воды притока и озерной воды либо распространяется по поверхности, либо погружается в толщу водоема и занимает соответствующий по плотности слой. При этом описывается его турбулентное смешение со слоями, через которые происходит погружение. Боковая приточность и сток гидрометрически неизученных притоков также могут быть заданы условно в виде единого притока. Возможно задание глубинного притока, например, при поступлении в водоем сточных вод. Вода, поступающая таким образом, сразу образует слой на той глубине, которая задана для этого притока, после чего смешивается по таким же принципам, как смежные озерные слои. Как для поверхностных, так и для глубинных притоков требуется задание ежедневных расходов воды и необходимых физико-химических параметров (температуры и минерализации воды).

Аналогичным образом возможно задать изъятие воды из озера с любой глубины с заданным расходом воды. Для сточных озер можно также задать сток воды, включив опцию перетока через край озерной чаши и установив высотную отметку, выше которой начинается переток. Последним видом стока из озера, доступным в модели, является фильтрация из придонного слоя, задаваемая как отток воды с постоянным расходом.

Энергетический баланс. Уравнение баланса тепла для поверхностного слоя в модели записывается следующим образом:

$$\left[\frac{C_p}{A_s z_{sml}} \right] \frac{dT_s}{dt} = \phi_{SWs} - \phi_E + \phi_H + \phi_{LWin} - \phi_{LWout}, \quad (3.2)$$

где C_p – удельная теплоемкость воздуха (1005 Дж/кг/°С), T_s – температура поверхностного слоя, ϕ – потоки тепла: SWs – приходящая коротковолновая радиация, E – поток скрытого тепла испарения, H – поток явного тепла, $LWin$ и $LWout$ – приходящая длинноволновая радиация и собственное длинноволновое излучение водоема.

Во входных данных модели можно напрямую задавать суточные или внутрисуточные значения потоков приходящей коротковолновой и длинноволновой солнечной радиации, измеренные актинометрически или рассчитанные каким-либо образом. При отсутствии фактических данных величина потока коротковолновой солнечной радиации и излучения атмосферы может быть оценена внутри алгоритма GLM по модели чистого неба [Bird, 1984] с поправкой на облачность.

Расчет приходящей длинноволновой радиации и собственного длинноволнового излучения водоема производится по закону Стефана-Больцмана:

$$\phi_{LW} = \varepsilon \sigma (T + 273.15)^4, \quad (3.3)$$

где σ – постоянная Стефана-Больцмана, T – температура соответствующей среды, ε – ее излучающая способность (для воды принимается равной 0,985, для воздуха рассчитывается в зависимости от его температуры, влажности и облачности). Величина альбеда водной поверхности в диапазоне длинноволновой радиации принимается равной 0,03.

Перенос явного и скрытого тепла рассчитывается по стандартным формулам:

$$\phi_H = -\rho_a c_p C_H U_x (T_s - T_a), \quad (3.4)$$

$$\phi_E = -\rho_a C_E \lambda U_x \frac{0.622}{p} (e_s [T_s] - e_a [T_a]), \quad (3.5)$$

где ρ_a – плотность воздуха, рассчитываемая по уравнению состояния в зависимости от температуры, c_p – удельная теплоемкость воздуха, C_H и C_E – аэродинамические коэффициенты переноса явного и скрытого тепла, U_x – скорость ветра, T_a – температура воздуха, T_s – температура водной поверхности, e_s и e_a – фактическая упругость водяного пара и упругость насыщения, p – атмосферное давление.

Проникновение фотосинтетически активной части коротковолновой радиации (ФАР) вглубь водной толщи рассчитывается по закону Бугера:

$$\phi_{SW}(z) = (1 - \alpha_{SW}) f_{PAR} \hat{\phi}_{SW} \exp(-K_W z), \quad (3.6)$$

где $\hat{\phi}_{SW}$ – приходящий к поверхности водоема поток коротковолновой радиации, f_{PAR} – доля ФАР в общем потоке (45%), α_{SW} – альбеда водной поверхности в коротковолновом диапазоне (рассчитываемое как функция от угла падения солнечных лучей), z – глубина, K_W – коэффициент экстинкции (m^{-1}), задаваемый пользователем. Вся оставшаяся доля прямой радиации поглощается только поверхностным слоем, так как для нее коэффициент поглощения значительно выше.

В модель включен блок динамики снежно-ледового покрова. В параметризации процессов переноса тепла в снежном и ледяном покрове отдельно выделены кристаллический лед, водно-снеговой лед и снег, плотность которого определяется метеорологическими параметрами и может изменяться в течение сезона. В расчеты включены турбулентный и радиационный обмен верхней поверхности снежно-ледовой толщи с атмосферой, перенос тепла по ее вертикали и молекулярный обмен между нижней границей льда и водой.

Вертикальное перемешивание. Основой воспроизведения процесса перемешивания в GLM является сопоставление доступной кинетической энергии и энергии, необходимой для перемешивания, в результате чего определяется интенсивность заглубления поверхностного перемешанного слоя.

Составляющими для расчета доступной кинетической энергии являются свободная конвекция, ветровое воздействие, внутреннее трение между слоями и неустойчивость Кельвина-Гельмгольца (возникновение турбулентных вихрей на границе двух слоев с различной плотностью при значительной разнице скоростей). В общем виде уравнение для расчета кинетической энергии (E_{TKE}) записывается так:

$$E_{TKE} = [0.5 C_K (w_*^3) \Delta t]^{①} + [0.5 C_K (C_w u_*^3) \Delta]^{②} + \left[0.5 C_S \left(u_b^2 + \frac{u_b^2}{6} \frac{d\xi}{dz_{sml}} + \frac{u_b \xi}{3} \frac{du_b}{dz_{sml}} \right) \Delta z_{k-1} \right]^{③}, \quad (3.7)$$

где C_K , C_w и C_S – константы эффективности различных форм перемешивания, w_* , u_* и u_b – динамические скорости конвекции, ветра и внутреннего трения, z_{sml} – глубина перемешанного слоя. Член ① описывает энергию конвекции, ② – ветрового перемешивания, ③ – внутреннего трения и неустойчивости Кельвина-Гельмгольца.

Потенциальной энергией E_{PE} в GLM считается та энергия, которая необходима для поднятия объема воды, лежащего ниже поверхностного однородного слоя, устранения разницы в динамической скорости и поглощения неустойчивости Кельвина-Гельмгольца:

$$E_{PE} = \left\{ \left[0.5 C_T (w_*^3 + C_W u_*^3)^{2/3} \right]^{\textcircled{4}} + \left[\frac{\Delta p}{\rho_0} g z_{sml} \right]^{\textcircled{5}} + \left[\frac{g \xi^2}{24 \rho_0} \frac{d(\Delta p)}{dz_{sml}} + \frac{g \xi \Delta p}{12 \rho_0} \frac{d\xi}{dz_{sml}} \right]^{\textcircled{6}} \right\} \Delta z_{k-1}, \quad (3.8)$$

где член $\textcircled{4}$ отвечает за ускорение, $\textcircled{5}$ – за подъем, $\textcircled{6}$ – поглощение неустойчивости Кельвина-Гельмгольца.

В глубинных слоях дополнительно рассчитывается скорость молекулярной диффузии, на основе которой также может происходить распространение тепла.

3.2.2. Работа с моделью, основные калибровочные параметры

Модель GLM не требует установки специального программного обеспечения и запускается через .bat-файл, модельные расчетные функции также исполнены в библиотеке *GLM3r* на языке программирования R (<https://github.com/GLEON/GLM3r>). Для облегчения работы с выходными данными модели также используется библиотека *glmtools* (<https://github.com/USGS-R/glmtools>), включающая в себя простейшие функции по сравнению модельных расчетов с фактически наблюдаемыми значениями характеристик водоемов, извлечению временных рядов характеристик и визуализации полученных данных. В настоящей работе запуск модели проводился через программное обеспечение RStudio для облегчения процедуры адаптации модели и многократного запуска модели с учетом различных климатических сценариев. Использовались версии библиотек *GLM3r* 3.1.18, *glmtools* 0.16.0, версия языка R 4.3.1 и версия программного обеспечения RStudio 2022.02.3.

Конфигурация модели для симуляции конкретного озера производится через текстовый файл *glm3.nml*, включающий в себя несколько разделов, соответствующих различным модельным блокам. В этом файле задаются параметры модели: максимальная и минимальная толщина и объем расчетных слоев, даты начала и окончания симуляции, режимы расчета потоков солнечной радиации при наличии или отсутствии соответствующих входных данных. В него также включается основная информация

о водоеме: координаты батиграфической кривой (высотные отметки и площади зеркала в м²), начальное распределение температуры и минерализации воды, коэффициент экстинкции ФАР (значение которого может быть измерено напрямую или рассчитано по величине прозрачности воды – см. [Lee et al., 2018]), информация о количестве притоков и водозаборов, скорость инфильтрации для учета потерь воды через дно котловины. В файле `glm3.nml` также задаются значения эмпирических констант интенсивности различных видов перемешивания и аэродинамических коэффициентов переноса явного и скрытого тепла и импульса (Таблица 3.2.2), которые в некоторых случаях также могут быть определены экспериментально [Репина, 2007], но в основном используются как калибровочные параметры. Их значения по умолчанию установлены авторами модели на основе обзора экспериментальных исследований тепло- и массопереноса в водоемах. По результатам обзора научной литературы [Hicks, 1972; Yeates, Imberger, 2004; Jellison, Melack, 1993; Spigel et al., 1986; Wu, 1973] предложены также диапазоны возможной изменчивости этих показателей в реальных водоемах, на основе которых в дальнейшем были выбраны диапазоны их изменения в ходе калибровки модели.

В модели предусмотрено внесение поправочных множителей к входным метеорологическим и гидрологическим данным, которые могут использоваться для устранения их нерепрезентативности (к примеру, множитель к скорости ветра применяется для частичного устранения различий в скорости ветра, измеряемой над поверхностью суши и над открытой водной поверхностью). Эти множители также часто используются в качестве калибровочных.

В качестве граничных условий модели используются ряды среднесуточных значений метеорологических характеристик в виде текстового файла `met.csv`. К перечню необходимых показателей относятся температура (°C) и относительная влажность (%) воздуха, скорость ветра (м/с) и атмосферные осадки (м/сут). Для расчета потоков тепла, связанных с коротковолновым и длинноволновым излучением, могут использоваться несколько вариантов. При наличии фактических данных о приходящей солнечной радиации и длинноволновом излучении атмосферы эти потоки задаются напрямую (в Вт/м²). При отсутствии этих данных задается облачность в долях единицы (0–1).

Таблица 3.2.2. Основные калибровочные параметры модели GLM

Название параметра в файлах модели	Физический смысл параметра	Значение параметра по умолчанию	Принятый диапазон изменения для калибровки
K_w	Коэффициент экстинкции фотосинтетически активной радиации (ФАР)	-	0,01–2
Коэффициенты перемешивания и теплопереноса			
<i>coef_mix_conv</i>	Константы интенсивности: - конвективного перемешивания	0,2	0,01–1
<i>coef_wind_stir</i>	- ветроволнового перемешивания	0,23	0,01–1
<i>coef_mix_shear</i>	- трения между слоями	0,3	0,01–1
<i>coef_mix_turb</i>	- нестационарной турбулентности	0,51	0,01–1
<i>coef_mix_kh</i>	- образования волн Кельвина-Гельмгольца	0,3	0,01–1
<i>coef_mix_hyp</i>	- перемешивания в гипolimнионе	0,5	0,01–1
<i>ce</i>	Коэффициент влагообмена	0,0013	0,0001–0,003
<i>ch</i>	Коэффициент теплообмена	0,0013	0,0001–0,003
<i>cd</i>	Коэффициент ветрового сопротивления	0,0013	0,0001–0,003
Поправочные множители к метеорологическим параметрам			
<i>wind_factor</i>	- к скорости ветра	1	0,1–2
<i>sw_factor</i>	- к коротковолновой радиации	1	0,1–2
<i>lw_factor</i>	- к длинноволновой радиации	1	0,1–2
<i>at_factor</i>	- к температуре воздуха	1	0,1–2
<i>rh_factor</i>	- к относительной влажности	1	0,1–2
<i>rain_factor</i>	- к суммам осадков	1	0,1–2
Гидрологические параметры			
<i>strm_hf_angle</i>	Угол наклона берегов притоков	65	40–90
<i>strmbd_slope</i>	Уклон дна притоков	1,5	0,1–5
<i>strmbd_drag</i>	Коэффициент сопротивления трения для притоков	0,016	0,001–0,020
<i>snow_albedo_factor</i>	Поправочный множитель к альбедо снега	1	0,30–1,15

При наличии притоков формируются также текстовые файлы *inflow.csv*, содержащие среднесуточные значения расхода ($\text{м}^3/\text{с}$), температуры ($^{\circ}\text{C}$) и минерализации ($\text{г}/\text{л}$) воды за весь период расчета. Таким же образом можно задавать

приток воды с подземными водами. Для контролируемых сбросов воды формируется файл `outflow.csv` с ежесуточными расходами воды. Для каждого притока и сброса в файле `glm3.nml` задается высотная отметка его устья или истока и уклон дна в этой точке. При наличии естественного водотока, вытекающего из водоема, в файле `glm3.nml` задается высотная отметка его истока.

Результаты расчета распределения температуры и минерализации воды в водоеме за каждые сутки расчетного периода выдаются в формате `netCDF`. Помимо этого, формируется также текстовый файл `lake.csv`, содержащий рассчитанные ежесуточные значения основных составляющих водного и теплового баланса водоема, площадь водной поверхности и объем воды в водоеме.

3.3. Адаптация модели к выбранным водоемам

3.3.1. Используемые данные

Для адаптации модели к Глубокому, Белому, Святому озерам и Можайскому водохранилищу использовались преимущественно данные об их режиме, собранные сотрудниками Красновидовской УНБ (включая лично автора) начиная с 2018 г., а также некоторые архивные данные Красновидовской УНБ и гидробиологической станции на оз. Глубоком.

Основными материалами для калибровки и верификации модели были данные температурных логгеров, устанавливаемых на буйковых станциях. Общее количество измерений температуры воды составило 11425 в оз. Глубоком (6 лет ручных и автоматических наблюдений), 4812 в Можайском вдхр. (4 года наблюдений), 1526 в оз. Белом (2,5 года наблюдений, из них 1,5 года с помощью логгеров) и 1039 в оз. Святом (2,5 года наблюдений).

Для Можайского водохранилища калибровка и верификация модели проводилась только по данным наиболее глубоководной станции в приплотинном плесе (станция V). Температура воды на этой станции тесно коррелирует со средневзвешенной температурой воды в водохранилище, которую также часто используют при воспроизведении долинных водохранилищ в одномерных моделях (Рисунок 3.3.1). При этом объем данных по распределению температуры воды на станции V на порядок

превышает объем данных подробных пространственных термических съемок, хотя и уступает ему по временному охвату.

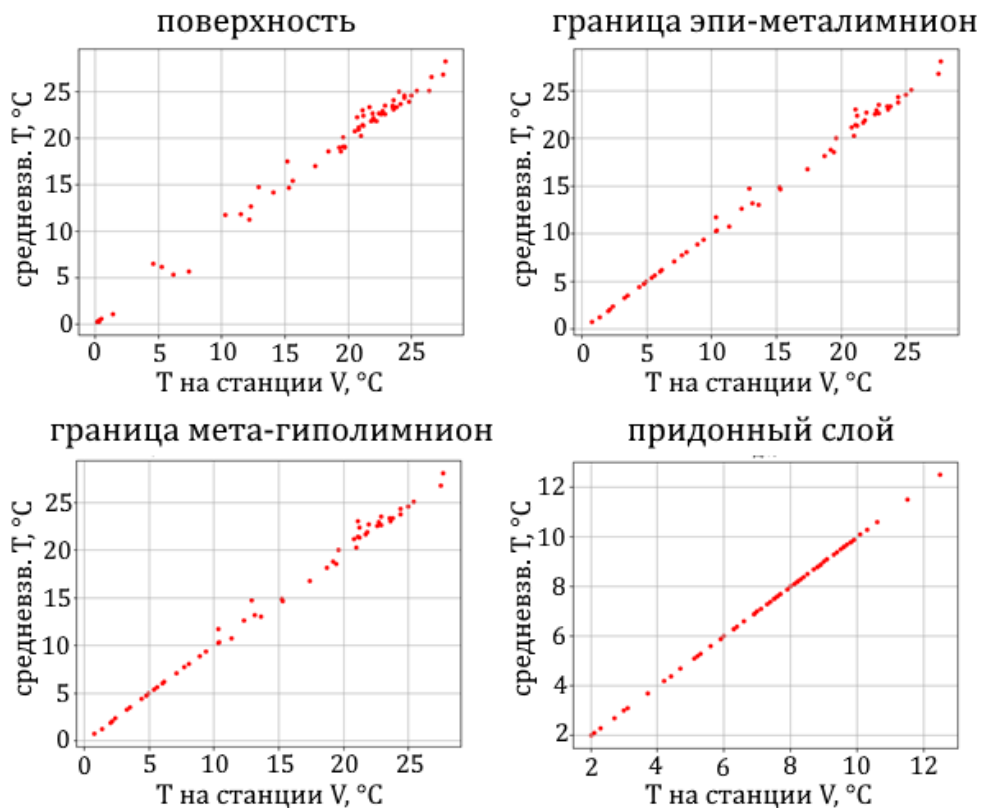


Рисунок 3.3.1. Соотношение между температурой воды на станции V и средневзвешенной по объему водохранилища температурой воды по разным термическим слоям

Поверхностный приток к Косинским озерам и оз. Глубокому, а также сток воды из них не учитывался при адаптации модели в связи с отсутствием данных наблюдений и их малым вкладом в общий водный баланс озер. Для Можайского водохранилища задавался суммарный приток воды к водохранилищу и сброс воды через донный водосброс (высотная отметка 170 м абс.).

Минерализация воды как составляющая расчета плотности воды для озер Глубокого, Белого и Святого задавалась только на момент начала расчета. Для Можайского водохранилища задавались также ежесуточные значения минерализации воды притока. Поскольку ежесуточных измерений минерализации воды на притоках водохранилища не проводится, для этих целей обычно используются зависимости минерализации от расхода воды [Комплексные исследования..., 1979; Якимова, Соколов, 2018]. Их вид меняется с годами из-за непостоянства условий формирования химического

стока на водосборе водохранилища, поэтому по имеющимся данным за 2019–2023 гг. была получена актуализированная зависимость удельной электропроводности от расхода воды и зависимость между электропроводностью и минерализацией воды (Рисунок 3.3.2).

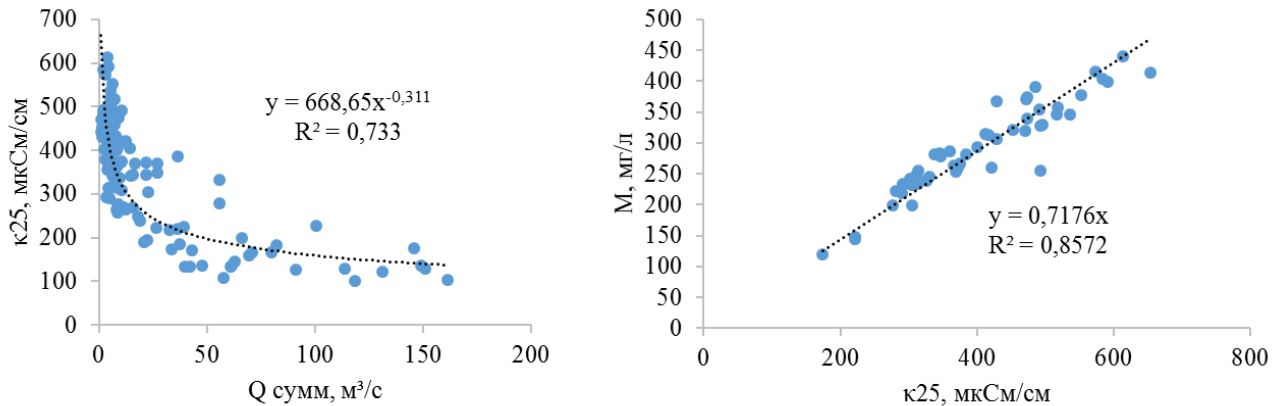


Рисунок 3.3.2. Связь между электропроводностью воды (κ_{25}) притоков Можайского водохранилища и их суммарным расходом воды ($Q_{\text{сумм}}$) и между электропроводностью и минерализацией (M) воды в них.

Для проверки качества воспроизведения моделью уровня режима использовались данные водомерных наблюдений Можайского гидроузла, наблюдения сотрудников гидробиологической станции на оз. Глубоком, автоматические и ручные наблюдения на водомерных постах на озерах Белом и Святом.

Ледомерные наблюдения (измерения толщины снега, кристаллического и водно-снегового льда) проводились на всех четырех водоемах в точках максимальных глубин во время ежемесячных наблюдений в течение зимнего периода. На Можайском водохранилище ледомерные наблюдения проводились на всех станциях во время зимних гидрологических съемок; в приплотинном плесе и у д. Красновидово в некоторые годы проводились учащенные наблюдения. Также почти для всех лет, охваченных измерениями температуры воды, на водоемах были зафиксированы даты замерзания и вскрытия.

3.3.2. Процедура калибровки

Калибровка модели проводилась автоматически в среде RStudio на языке программирования R, как и другие этапы работы с моделью. Для проведения калибровки на языке R была также написана функция, изменяющая значения выбранных модельных

параметров в управляющих файлах и рассчитывающая значение среднеквадратической ошибки (RMSE) расчета температуры воды:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum(T_{\text{факт } i} - T_{\text{мод } i})^2}{n}}, \quad (3.9)$$

где $T_{\text{факт}}$ – измеренная температура воды, $T_{\text{мод}}$ – воспроизведенная моделью температура воды, n – количество измерений температуры воды. Аналогичным образом рассчитывалась среднеквадратическая ошибка расчета уровня воды и толщины льда.

Сама калибровка проводилась методом случайного поиска, реализованным в виде функции *pseudoOptim* библиотеки *FME*, в качестве целевой функции использовалась RMSE температуры воды по всем горизонтам. В случае озер Глубокого, Белого и Святого ряд данных автоматических наблюдений за температурой воды разбивался поровну для калибровки и верификации (проверки на независимом материале). Для Можайского водохранилища калибровка проводилась на полном массиве данных автоматических изменений температуры воды (2020–2024 гг.), в то время как верификация модельного расчета проводилась по периоду с 1984 по 2019 г. на основе данных ручных наблюдений. Как при калибровке, так и при верификации запуск модели проводился начиная с года, предшествующего началу наблюдений, чтобы обеспечить период «разгона» модели [Зверев и др., 2019]. Начальная дата для каждого запуска модели задавалась во время весенней или осенней гомотермии.

Для корректировки воспроизведения уровня режима водоемов с помощью параметра *rain_factor* (см. Таблицу 3.2.2) вручную вносились небольшие поправочные коэффициенты к количеству выпадающих осадков, в некоторой мере компенсирующие отсутствие прямого задания боковой приточности.

Для улучшения воспроизведения ледового режима отдельно вручную изменялось значение параметра *snow_albedo_factor* – единственного изменяемого модельного параметра, напрямую оказывающего влияние на динамику ледяного покрова. Приоритет при калибровке отдавался правильному модельному воспроизведению дат замерзания и вскрытия водоемов, так как толщина снега и льда, измеренная в точке наибольшей глубины, не всегда может быть репрезентативна для отображения параметров всего ледяного покрова водоема в одномерной модели, в то время как даты установления и разрушения ледостава существенно влияют на всю гидротермодинамику водоемов.

Помимо среднеквадратической ошибки расчета оценивался также критерий Нэша-Сатклиффа, позволяющий сопоставить ошибку модельного расчета с общей изменчивостью температуры воды [Nash, Sutcliffe, 1970]:

$$NSE = 1 - \frac{\sum(T_{\text{мод } i} - T_{\text{факт } i})^2}{\sum(T_{\text{мод } i} - \overline{T_{\text{факт}}})^2}, \quad (3.10)$$

где $\overline{T_{\text{факт}}}$ – средняя измеренная температура воды. При значениях NSE более 0,8 результат моделирования считался очень хорошим, 0,6–0,8 – хорошим, 0,4–0,6 – удовлетворительным, менее 0,4 – неудовлетворительным [Watson, Putz, 2014].

3.3.3. Оценка чувствительности модели к используемым входным данным и калибровочным параметрам¹

Неточность измеренных гидрометеорологических показателей, используемых в качестве граничных условий и материала для калибровки и верификации модели, и неполнота описания реальных процессов в конкретной модели являются основными источниками неопределенности в моделях озерных систем [Эдельштейн, Даценко, 1998; Li et al., 2015]. Важной задачей при работе с лимнологическими моделями является минимизация этих ошибок путем выбора наилучших из доступных источников данных. Наилучшим источником метеорологических данных для моделирования гидротермодинамики озер считаются метеостанции, расположенные в непосредственной близости от исследуемого водоема либо на буйковой станции на его акватории [Hamilton et al., 2015]. По мере удаления от береговой линии изменяется микроклимат местности, в особенности ветровое поле и диапазон суточных колебаний температуры воздуха, в результате чего данные метеостанций, расположенных на удалении от исследуемого водоема, могут быть нерепрезентативны для условий на его акватории. Стандартные климатические сценарии по протоколам ISIMIP и вовсе составляются по регулярной координатной сетке, не привязанной к конкретным точкам наблюдений; таким же образом выглядят и массивы глобальных климатических реанализов, используемые в качестве граничных условий за исторический период. Интерполированные данные реанализов могут значительно отличаться от фактических значений метеопараметров в узлах их сеток, особенно это касается полей ветра и осадков [Belmonte Rivas, Stoffelen,

¹ Раздел написан на основе статьи [Терешина и др., 2024]

2019; Lavers et al., 2022]. При этом для значительной части территории России реанализы являются наиболее доступным или даже единственным источником информации о приходящей солнечной радиации, которая составляет важнейшую часть теплового баланса озер. В связи с этим была проведена работа по оценке влияния выбора источника метеорологических данных на результат воспроизведения термического режима озер моделью GLM.

Оценка чувствительности модели к используемым метеоданным проводилась на примере воспроизведения термического режима оз. Глубокого. На берегу озера установлена автоматическая метеостанция, в 2017–2019 гг. непрерывно измерявшая температуру и влажность воздуха, скорость ветра, количество жидких осадков и поток приходящей коротковолновой радиации. Из метеостанций сети Росгидромета ближайшими к озеру являются станции в Ново-Иерусалиме, Волоколамске и Можайске, расположенные в 30–50 км от него. Для данного исследования была выбрана метеостанция в г. Можайске, расположенная примерно в 40 км к юго-западу от озера. Наблюдения на метеостанции включают в себя инструментальные измерения температуры и влажности воздуха, скорости ветра, количества атмосферных осадков и балла облачности. Также были использованы глобальные атмосферные реанализы погоды, предоставляющие все необходимые для модели данные, включая потоки приходящей на поверхность земли коротковолновой и длинноволновой радиации, рассчитанные по регулярной сетке географических координат: NCEP/DOE Reanalysis II (пространственное разрешение $1,905^\circ \times 1,875^\circ$) и 20CRv3-ERA5 (скорректированная версия реанализа ERA5, используемая в протоколе ISIMIP, пространственное разрешение $0,5^\circ \times 0,5^\circ$) (Рисунок 3.3.3). Данные реанализов были пересчитаны к географическим координатам озера путем линейной интерполяции между ближайшими узлами сетки.

Сначала был проведен сравнительный анализ рядов данных, полученных из четырех выбранных источников метеорологических данных. Хотя основные черты синоптического хода показателей сохраняются между различными источниками, для некоторых параметров между выбранными массивами данных наблюдаются существенные различия (Рисунок 3.3.4). Наибольшая сходимость между рядами отмечается для температуры воздуха, ход которой повторяется во всех массивах данных почти идентично: расхождение между разными источниками в 47% случаев находится в пределах ± 1 °C, среднее расхождение между рядами составляет 0,2–0,6 °C, хотя

максимальное достигает 7–12 °С. Коэффициенты парной корреляции между всеми рядами данных составляют 0,98–1,00. Ход величины потока коротковолновой радиации также повторяется почти идентичным образом между двумя реанализами и автоматической метеостанцией: коэффициенты парной корреляции между ними составляют 0,89–0,95. При этом наблюдаются систематические расхождения в средних значениях: по данным автоматической метеостанции на земную поверхность за рассматриваемый период поступало в среднем 94 Вт/м², по данным реанализа ERA5 – 114 Вт/м², по данным NCEP/DOE – 145 Вт/м². Это может быть связано в случае метеостанции – с ее затенением растительностью, а в случае реанализов – с осреднением по достаточно грубой сетке координат, которое усугубляет исходные различия между входными данными самих реанализов. Меньшие различия отмечаются между оценками потоков длинноволнового излучения атмосферы по данным двух реанализов – средние их величины за период расчета составили 297 и 274 Вт/м² для реанализов ERA5 и NCEP/DOE соответственно, коэффициент парной корреляции между двумя рядами составил 0,91.

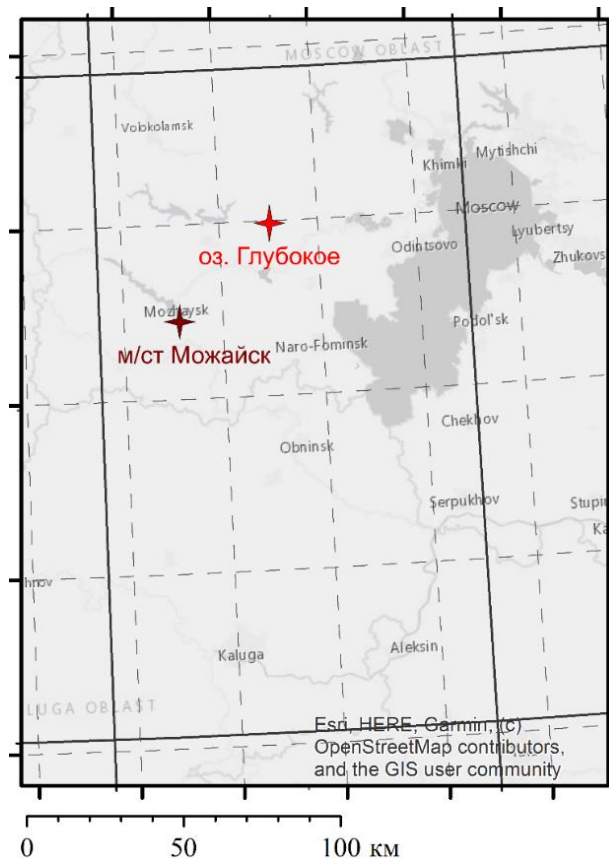


Рисунок 3.3.3 Схема расположения выбранных источников метеоданных относительно оз. Глубокое. Пунктирными линиями обозначена сетка реанализа 20CRv3-ERA5 (0,5°×0,5°), сплошными – сетка реанализа NCEP/DOE Reanalysis II (1,9°×1,9°).

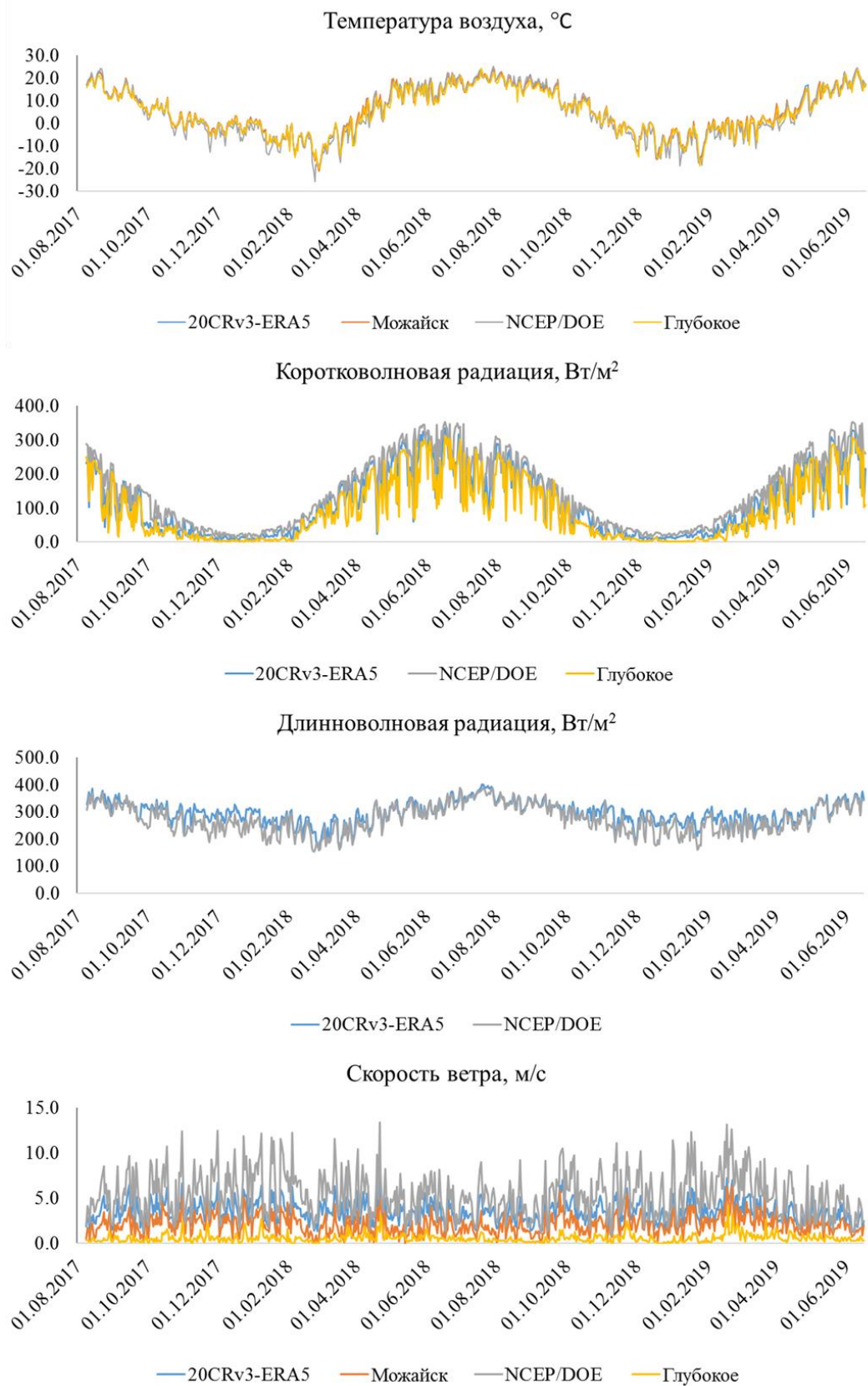


Рисунок 3.3.4 Ход метеопараметров по данным четырех используемых источников метеоданных

Для скорости ветра отмечались одни из наиболее сильных расхождений. Средняя за период наблюдений скорость ветра по различным источникам отличалась в несколько раз: по данным автоматической метеостанции она составляла 0,6 м/с, по данным метеостанции в г. Можайске – 2,1 м/с, по данным реанализа ERA5 – 3,5 м/с, реанализа NCEP/DOE – 5,4 м/с. При этом коэффициенты парной корреляции между значениями скорости ветра по данным двух реанализов и по наблюдениям метеостанции в г. Можайске составили 0,82–0,93, то есть общий ход скорости ветра по этим рядам повторялся. Для автоматической метеостанции коэффициенты парной корреляции с остальными тремя массивами данных составляли 0,47–0,59, что может быть связано как с экранированием автоматической метеостанции растительностью, так и с нерепрезентативностью остальных источников для условий над озером.

Измерения относительной влажности по датчику автоматической метеостанции характеризуются заметно меньшим разбросом значений, чем показания метеостанции и реанализов, а реанализ NCEP/DOE завышает значения влажности по сравнению с другими источниками в зимне-весенний период. При этом коэффициенты парной корреляции между автоматической метеостанцией, метеостанцией в г. Можайске и реанализом ERA5 составили 0,84–0,96, а между реанализом NCEP/DOE и остальными рядами – 0,60–0,66.

Описанные различия между источниками данных имеют большое значение для описания процессов тепло- и массообмена в лимнологических моделях. Радиационный режим определяет большую часть внешнего теплового баланса водоема, в связи с чем различия в ходе приходящей солнечной радиации могут играть огромную роль в итоговом качестве воспроизведения термического режима, в первую очередь – в воспроизведении термического режима поверхностного слоя и средней температуры воды в водоеме. Расхождения в абсолютных значениях и характере колебаний скорости ветра влияют на качество воспроизведения глубины термоклина и термического режима поверхностного и среднего слоев водной толщи в летний период, а также определяют продолжительность периодов весеннего и осеннего перемешивания и температуру придонного слоя в начале установления стратификации, в связи с чем выбор источника данных о ветровом режиме также крайне важен для моделирования термического режима озер.

После анализа расхождений между источниками метеоданных было подготовлено несколько массивов граничных условий. Каждый из 4 исходных рядов может использоваться самостоятельно, хотя в случае метеостанции в г. Можайске необходимо включение модельного блока, выполняющего приближенный расчет потоков приходящей коротковолновой солнечной радиации и длинноволнового излучения атмосферы с учетом данных об облачности, а в случае автоматической метеостанции – блока расчета потока длинноволнового излучения атмосферы с учетом данных о коротковолновой радиации. Также было составлено 5 дополнительных рядов: в 4 из них данные наблюдений на автоматической метеостанции и в г. Можайске дополнялись данными о коротковолновой и длинноволновой радиации из одного из реанализов, в пятом использовались наблюдения автоматической метеостанции, дополненные измерениями облачности в г. Можайске. Для каждого из полученных рядов метеоданных была произведена автоматическая калибровка модели методом случайного поиска. Калибровка проводилась по периоду, начинающемуся в момент нахождения озера в состоянии гомотермии и охваченному данными всех четырех источников: с 22 октября 2017 г. до 16 июня 2019 г. Данные автоматической метеостанции имеются только за этот двухлетний период, в связи с чем для этапов эксперимента с их использованием не проводилась проверка на независимом материале (верификация). Для остальных вариантов калибровки проводилась верификация на оставшемся периоде наблюдений (с 17 июня 2019 г. по конец 2021 г.). На период калибровки приходилось 2086 измерений температуры воды, на период верификации – 5897 измерений.

Как было показано в разделе 3.2.2, в модели GLM достаточно много параметров, которые могут считаться калибровочными, хотя все они имеют конкретный физический смысл. В опубликованных работах по моделированию озер в GLM для калибровки используются разные наборы параметров. В протоколе ISIMIP3 при калибровке данной модели рекомендуется изменять только три параметра: коэффициент экстинкции ФАР (K_w) и поправочные множители к скорости ветра и приходящей длинноволновой радиации (*wind_factor* и *lw_factor*). В других работах в процедуру калибровки включаются все параметры перемешивания и многие из поправочных множителей [Bueche et al., 2017; Huang et al., 2017]. Таким образом, при калибровке модели изменяются как внутримодельные расчетные коэффициенты, так и в некоторой мере входные ряды данных, при этом единого рекомендуемого списка калибровочных

параметров нет. Известно, что в гидрологических моделях использование слишком большого количества параметров может приводить к их «перекалибровке» («overcalibration»), в результате чего найденный в результате калибровки оптимум оказывается неустойчив, и на независимом материале модель показывает неудовлетворительные результаты [Andréassian et al., 2012]. Для того, чтобы учесть влияние количества калибровочных параметров (см. Таблицу 3.2.2) на итоговое качество воспроизведения термического режима, анализ чувствительности модели к метеоданным проводился по нескольким вариантам калибровки, в которых изменялись разные наборы параметров (Таблица 3.3.1). По результатам калибровки и верификации оценивались количественные характеристики качества моделирования: среднеквадратическая ошибка расчета температуры воды (RMSE) и критерий Нэша-Сатклиффа (NSE).

Таблица 3.3.1. Параметры модели GLM, используемые в разных вариантах калибровки

Изменяемые параметры	Вариант калибровки					
	1	2	3	4	5	6
Коэффициент экстинкции ФАР (K_w)	+	+	+	+	+	+
Константы эффективности разных видов перемешивания ($coef_mix_conv$, $coef_wind_stir$, $coef_mix_shear$, $coef_mix_turb$, $coef_mix_KH$, $coef_mix_hyp$)			+	+		+
Аэродинамические коэффициенты (cd , ch , ce)			+	+		+
Поправочный коэффициент к скорости ветра ($wind_factor$)		+		+	+	+
Поправочные коэффициенты к остальным метеопараметрам (sw_factor , lw_factor , at_factor , rh_factor , $rain_factor$)					+	+

Калибровка модели с использованием разных массивов метеорологических данных в качестве форсинга показала широкий разброс качества моделирования (Рисунок 3.3.5, Рисунок 3.3.6). Среди четырех исходных рядов метеоданных наихудший результат получен при расчетах с использованием данных автоматической метеостанции на оз. Глубоком. При вариантах калибровки, не корректирующих никакие метеопараметры, кроме скорости ветра (варианты 1–4), среднеквадратическая ошибка расчета температуры воды по этому источнику метеоданных достигает 3,8–7,7 °С, а значение критерия

Нэша-Сатклиффа не превышает 0,6. Хорошего результата калибровки (RMSE 1,7–2,0 °С, NSE более 0,9) удалось достичь только при введении поправок ко всем метеорологическим параметрам (в первую очередь – повышающих коэффициентов для скорости ветра и коротковолновой радиации и понижающего – для длинноволновой радиации). При этом воспроизведение поверхностной и придонной температуры воды остается неудовлетворительным (чаще всего с отрицательными величинами NSE) даже при наиболее тщательной калибровке.

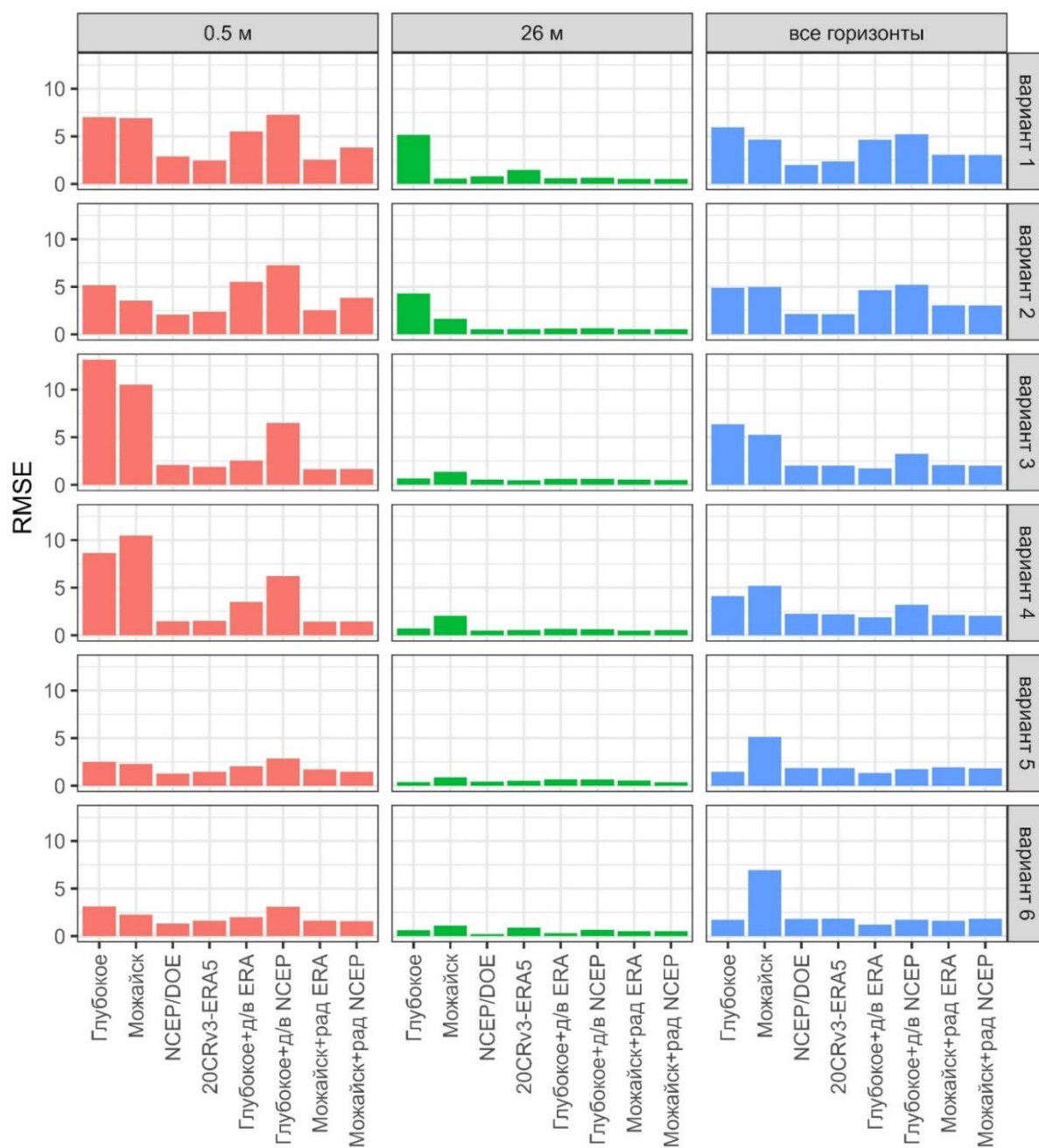


Рисунок 3.3.5 Величина RMSE по результатам верификации модели, адаптированной по разным вариантам калибровки с использованием различных источников метеоданных

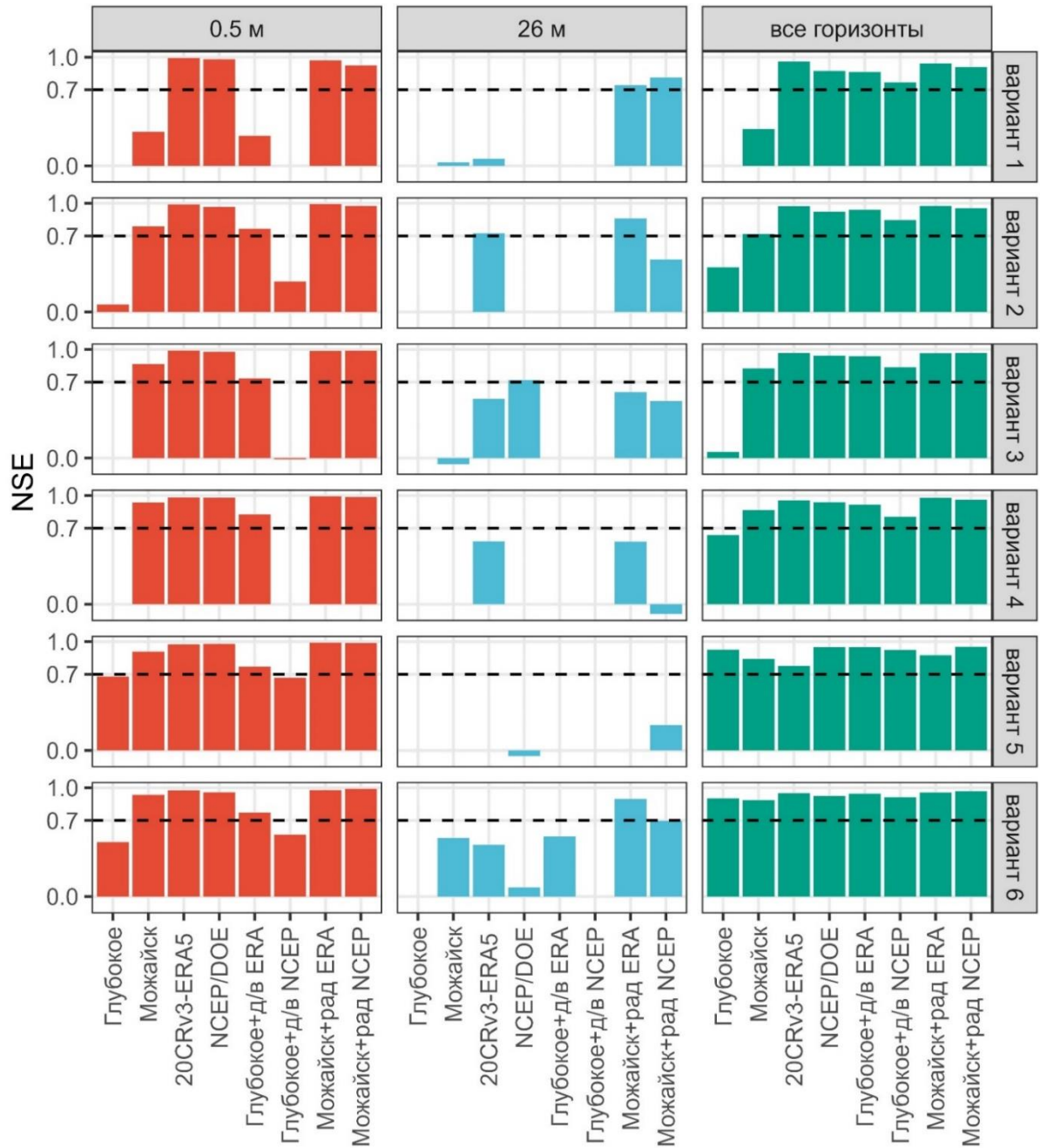


Рисунок 3.3.6 Величина NSE по результатам верификации модели, адаптированной по разным вариантам калибровки с использованием различных источников метеоданных

Данные метеостанции в г. Можайске позволяют более адекватно адаптировать модель к выбранному водоему, хотя в некоторых случаях ошибка расчета остается достаточно высокой: величина RMSE по результатам валидации при всех вариантах калибровки составляет 1,9–4,7 °С, величина NSE при оценке по всем горизонтам составляет 0,3 при калибровке только по K_w и более 0,7 – во всех остальных случаях. Откалиброванная на данных метеостанции модель способна удовлетворительно

воспроизвести ход поверхностной температуры, но существенно ошибается в определении глубины термоклина и градиента температуры в нем, за счет чего сильно снижается качество моделирования в целом. Здесь также отмечаются отрицательные значения NSE при оценке качества воспроизведения придонной температуры воды.

Использование данных обоих реанализов позволило достичь хорошего качества моделирования даже при минимальной калибровке, не затрагивающей метеорологические параметры (варианты 1 и 3): величина RMSE по всем горизонтам для этих массивов данных не превышает 2,7 °С, оценка NSE для всех горизонтов, кроме придонного, всегда превышает 0,8, для поверхностного слоя – близка к 1. Несколько лучшего результата позволяет достичь расчет по данным реанализа ERA5, что может быть связано с его более высоким пространственным разрешением, однако различия между этими источниками данных малы по сравнению с разницей с наземными наблюдениями. В то же время для придонного горизонта значений NSE более 0,7 удается достичь только в некоторых случаях (варианты калибровки 2 и 3), хотя ошибка расчета придонной температуры в основном не превышает 1 °С.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что важное значение для расчета термического режима водоема имеет задание радиационного баланса его поверхности. Использование массивов данных с прямым заданием потоков приходящей солнечной радиации позволяет достичь наиболее высокой сходимости модельных расчетов с данными наблюдений. При этом актинометрические данные автоматической метеостанции требуют корректировки – причиной этого могут являться технические ошибки при ее установке и эксплуатации, такие как неправильное расположение датчиков, отсутствие обслуживания в течение периода измерений и их затенение растительностью. Поэтому предпочтительным представляется использование сеточных данных реанализов или климатических моделей даже при их грубом пространственном разрешении. Дополнение данных наземных измерений скорости ветра, температуры и влажности воздуха сведениями о радиационном режиме из реанализов в некоторых случаях позволяет немного снизить ошибку модели по сравнению с расчетами на основе обоих исходных массивов данных. Так, совмещение измерений метеостанции в г. Можайске с радиационными данными реанализов позволяет снизить среднеквадратическую ошибку расчета температуры воды на 3,0–3,3 °С при минимальном наборе калибровочных параметров, а при калибровке по всем

рассматриваемым параметрам ошибка снижается на $0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ относительно расчета только по данным метеостанции и на $0,1\text{--}0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ относительно реанализов. Существенное снижение RMSE (на $0,3\text{--}5,3\text{ }^{\circ}\text{C}$) наблюдается и при дополнении измерений автоматической метеостанции рядами длинноволнового излучения атмосферы из реанализов. Сопоставимого улучшения можно достичь, используя ряды облачности по данным метеостанции Можайск, но только при изменении значений всех доступных калибровочных параметров. Данные метеостанции в Можайске, дополненные радиационными потоками из реанализов, позволяют также достичь наилучшего воспроизведения хода придонной температуры воды среди всех рассмотренных источников с величиной NSE, достигающей в некоторых случаях $0,9$.

По результатам анализа можно сделать вывод, что данные метеостанций, на которых проводятся актинометрические наблюдения, либо данные любых метеостанций, дополненные информацией о потоках солнечной радиации и длинноволнового излучения атмосферы, взятыми из других источников, в рассматриваемых природных условиях оказываются наилучшим вариантом форсинга даже при существенной их удаленности от объекта моделирования. В то же время, использование только данных глобальных реанализов погоды позволяет достичь незначительно худших, а иногда и лучших результатов даже при умеренной калибровке, несмотря на обнаруживаемые расхождения с измеренными на метеостанциях величинами скорости ветра, влажности воздуха и количества осадков.

Для следующего этапа – анализа чувствительности модели к калибровочным параметрам – использовалась модель, откалиброванная на основе одного из наиболее оптимальных массивов метеоданных (реанализа ERA5) с использованием варианта калибровки 1 (только по K_w). Среднеквадратическая ошибка расчета температуры воды по полному периоду наблюдений для этой конфигурации модели составила $1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. В ходе анализа чувствительности значения всех 16 калибровочных параметров по очереди изменялись в назначенных пределах (см. табл. 3.2.3) и фиксировалось изменение значения RMSE.

В результате проведенного численного эксперимента были выделены группы параметров, в разной степени определяющих качество расчета (Рисунок 3.3.7). Для многих из эмпирических параметров (константы эффективности всех видов перемешивания, кроме внутреннего трения, и коэффициент переноса тепла ch), а также

для поправочного множителя к количеству осадков (*rain_factor*) не отмечается устойчивого снижения или увеличения ошибки расчета при отклонении от значений по умолчанию, и на всем диапазоне варьирования показателей ошибка отклоняется почти случайным образом в пределах $\pm 25\%$ от исходного значения. Калибровка модели по этим показателям наименее целесообразна.

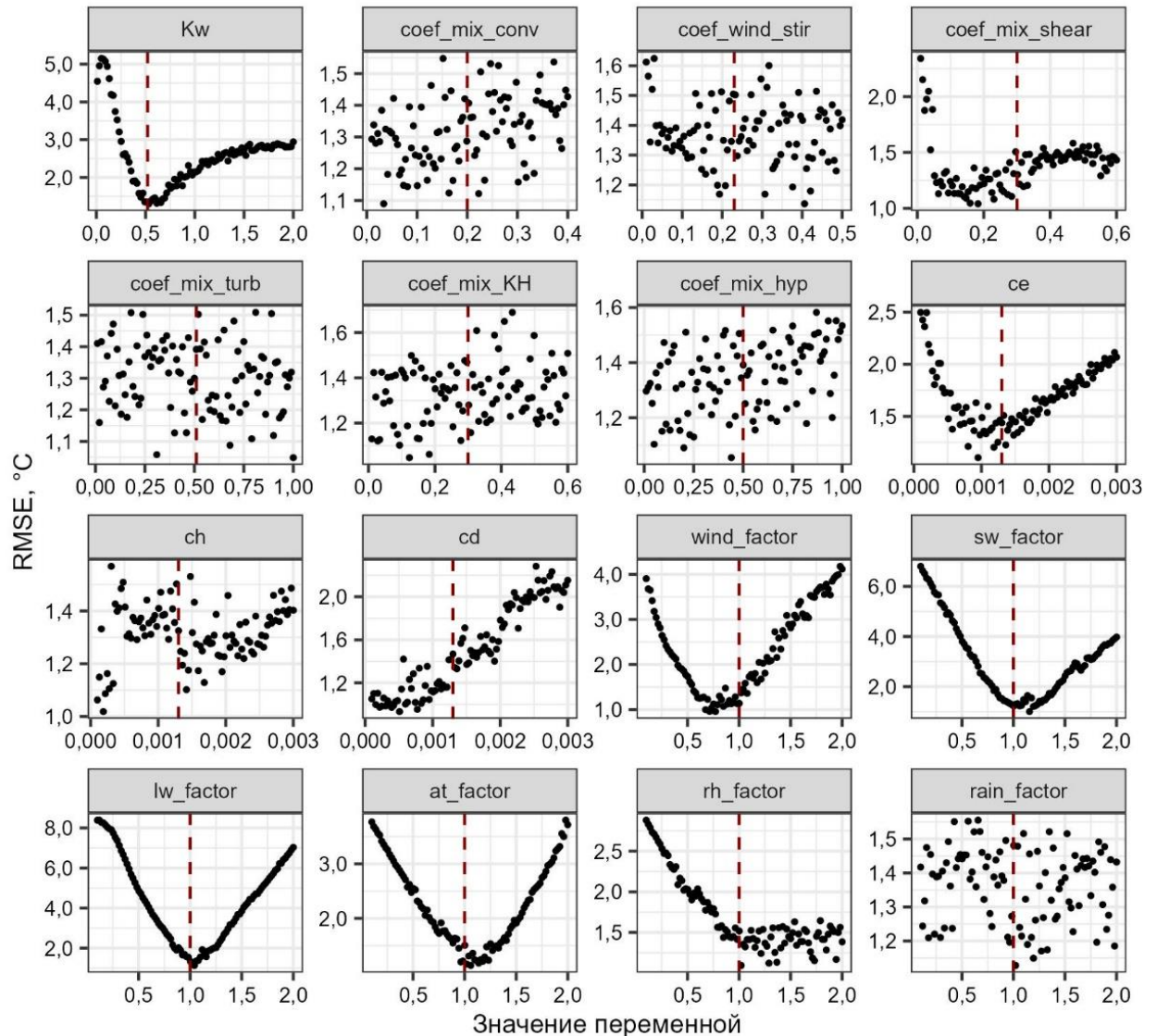


Рисунок 3.3.7. Динамика ошибки модельного расчета при изменении калибровочных параметров в пределах выбранных диапазонов. Пунктирной линией показаны значения параметров по умолчанию.

Для параметра *cd* – аэродинамического коэффициента переноса импульса – наблюдается тренд к монотонному увеличению ошибки по мере роста значения показателя. В результате «оптимальное» значение достигается близко к нижней границе диапазона его изменения в рамках анализа чувствительности. Минимальная достигнута

ошибка составила 0,93 °С, то есть примерно на 33% ниже исходной. Коэффициент cd участвует в расчете касательного напряжения, создаваемого при ветровом воздействии, определяя перенос импульса между поверхностью раздела воздух-вода и далее вглубь водной толщи. По результатам проведенного численного эксперимента снижение величины этого коэффициента позволяет более адекватно воспроизвести режим перемешивания в весенний и осенний периоды. За счет этого уменьшается амплитуда колебаний температуры воды в гипolimнионе, которая при исходном значении параметра оказывалась завышенной. Ход поверхностной температуры воды при этом изменяется слабо.

К аналогичному результату – снижению ошибки до 0,96–1,04 °С за счет более правильного воспроизведения периодов весеннего и осеннего перемешивания – приводит снижение коэффициента интенсивности перемешивания за счет образования трения сдвига ($coef_mix_shear$) или введение понижающего поправочного коэффициента к скорости ветра. Для обоих этих параметров в процессе калибровки выделены отчетливые оптимумы значений. При этом изменение величины коэффициента $coef_mix_shear$, как и в случае cd , почти не влияет на динамику поверхностной температуры воды, но введение понижающей поправки к скорости ветра приводит к существенному снижению теплопотерь в поверхностном слое и увеличению температуры воды в эпилимнионе. Множители к скорости ветра, помогающие учесть эффект экранирования растительностью на небольших озерах или высокую длину ветрового разгона на больших озерах, используются в лимнологических моделях достаточно часто [Markfort et al., 2010]. Существуют также различные способы учета изменчивости величины коэффициента переноса импульса, хотя его значения, полученные по натурным данным [Репина, 2007], не совпадают с полученным оптимумом. Таким образом, коэффициенты cd , $coef_mix_shear$ и множитель к скорости ветра $wind_factor$ могут выполнять различные функции при калибровке, в связи с чем их совместное включение в алгоритмы оптимизации может быть эффективным.

Для нескольких параметров наблюдается наличие выраженного оптимума, слабо отклоняющегося от значений по умолчанию, при удалении в обе стороны от которого наблюдалось резкое увеличение ошибки расчета. К ним относятся коэффициент экстинкции ФАР (K_w), коэффициент влагопереноса (ce) и поправочные множители к температуре воздуха, скорости ветра, коротковолновой и длинноволновой радиации.

Величина K_w исходно была достаточно достоверно оценена по среднему значению прозрачности воды, дополнительная калибровка позволила лишь незначительно (менее, чем на $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$) снизить ошибку расчета. Выделенное оптимальное значение коэффициента ce ($0,00095$, $\text{RMSE } 1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$) оказывается несколько ниже типичных отмечаемых в литературе диапазонов [Репина, 2007], хотя его значения также могут изменяться в зависимости от скорости ветра и других величин. Изменение величин температуры и влажности воздуха и интенсивности потоков коротко- и длинноволновой радиации в пределах $\pm 20\%$ от исходных значений позволило снизить ошибку расчета на $0,15\text{--}0,30\text{ }^{\circ}\text{C}$. Соответствующие множители могут быть полезны в качестве калибровочных параметров при подозрении на нерепрезентативность метеорологических данных. Так, потоки коротковолновой радиации в использованных в данной работе массивах данных автоматической метеостанции и реанализа 20CRv3-ERA5 различались в среднем на 20% , что может быть скорректировано при помощи именно таких поправочных множителей.

Таким образом, среди калибровочных параметров модели наибольшее влияние на итоговую ошибку расчета оказывают параметры, связанные с ветровым перемешиванием – поправочный коэффициент к скорости ветра и константы, связанные с внутримодельным описанием энергии ветрового воздействия, оптимальные значения которых могут заметно отклоняться от значений по умолчанию. Остальные эмпирические константы, входящие в формулы расчета различных видов перемешивания, почти не влияют на качество моделирования термического режима озера. Включение в процесс калибровки коэффициента экстинкции ФАР позволяет скорректировать неточности, связанные с оценкой его величины по прозрачности воды или измерениям подводной освещенности. Изменение величин поправочных множителей к метеорологическим параметрам (кроме скорости ветра) в небольших пределах может скорректировать нерепрезентативность выбранного источника метеорологических данных.

Поскольку в результате анализа чувствительности было показано, что добиться высокого качества воспроизведения термического режима водоема можно даже при использовании исключительно данных реанализа, в дальнейшем при калибровке и верификации модели в качестве метеорологического форсинга за современный период использовался реанализ ERA5. Еще одним преимуществом реанализа относительно других источников данных является то, что массивы метеорологических данных за исторический период по протоколу ISIMIP3 также составляются на основе реанализа

ERA5, а сценарии будущего состояния климата выдаются по схожей координатной сетке, в результате чего соблюдается единообразие структуры данных, используемых при адаптации модели к выбранным водоемам и при выполнении сценарных расчетов. В дальнейшей работе с моделью данные о температуре и относительной влажности воздуха, скорости ветра, количестве атмосферных осадков и приходящей коротковолновой и длинноволновой солнечной радиации пересчитывались к координатам буйковых станций на каждом из водоемов путем линейной интерполяции между ближайшими узлами сеток.

3.4. Качество модельного расчета гидрологического режима водоемов

3.4.1. Температура воды, годовой термический цикл и гидродинамические параметры

В первую очередь при калибровке и верификации модели рассматривалась адекватность воспроизведения термического режима исследуемых водоемов. В таблице 3.4.1 представлены итоговые значения калибровочных параметров, выбранные как оптимальные в процессе автоматической калибровки. Результаты калибровки и верификации модели для выбранных водоемов представлены в таблице 3.4.2.

Таблица 3.4.1. Оптимальные значения параметров модели GLM для исследуемых водоемов, определенные в ходе калибровки и верификации

Параметр	Исходное значение	Диапазон изменения	Оптимизированные значения параметров			
			Глубокое	Можайское	Белое	Святое
K_w	1	0,2–5	0,54	1,50	0,76	1,66
lw_factor	1	0,5–2	1,03	1,09	0,96	1,02
$wind_factor$	1	0,5–2	0,95	0,54	0,75	0,98
$snow_albedo_factor$	1	0,2–1	0,30	0,30	0,35	0,45
at_factor	1	0,5–2	-	-	1,02	0,98
$coef_mix_conv$	0,2	0,05–1,5	-	1,50	-	-
$coef_wind_stir$	0,23	0,05–1,5	-	1,39	0,43	0,10
$coef_mix_shear$	0,3	0,05–1,5	-	0,05	-	-
$coef_mix_turb$	0,51	0,05–1,5	-	0,05	-	-
$coef_mix_KH$	0,3	0,05–1,5	-	0,37	-	-
$coef_mix_hyp$	0,5	0,05–1,5	-	0,07	-	-

Таблица 3.4.2. Периоды калибровки и верификации модели GLM для исследуемых водных объектов, величина среднеквадратической ошибки расчета (RMSE) и критерия Нэша-Сатклиффа (NSE) за эти периоды и за полный период расчета.

	Глубокое	Можайское	Белое	Святое
Период калибровки (количество точек данных)	2018–2020 (n=6431)	2020–2023 (n=4812)	2022–2023 (n=1026)	2022–2023 (n=809)
Период верификации (количество точек данных)	2021–2023 (n=4926)	1984–2019 (n=992)	2021 (n=500)	2021 (n=230)
RMSE:				
– при калибровке	0,72 °C	1,92 °C	0,90 °C	1,15 °C
– при верификации	1,49 °C	1,87 °C	1,45 °C	1,19 °C
– весь период	0,80 °C	2,07 °C	1,10 °C	1,55 °C
NSE:				
– при калибровке	0,99	0,89	0,98	0,92
– при верификации	0,98	0,91	0,94	0,97
– весь период	0,99	0,91	0,97	0,94

Для Можайского водохранилища использование минимального набора калибровочных параметров также не позволило снизить ошибку расчета температуры воды по результатам калибровки до 2 °C. Было принято решение постепенно увеличивать набор калибровочных параметров, включив в него все коэффициенты интенсивности различных видов перемешивания. В результате удалось достичь значения RMSE 1,92 °C по результатам калибровки и 1,87 °C по результатам верификации. Данное значение сопоставимо с результатами воспроизведения термического режима глубоководных отсеков Можайского водохранилища в квазидвумерной боксовой модели ГМВ-МГУ – 1,02–2,94 °C в различные периоды по данным 1996 и 2006–2007 гг. [Милютин, Гречушникова, 2009] и ниже, чем удалось достичь при калибровке одномерной модели LAKE для Можайского водохранилища – 2,29 °C [Lomov et al., 2023]

Таким образом, для всех четырех выбранных водоемов удалось добиться высокого качества воспроизведения термического режима, что подтверждается значениями критерия Нэша-Сатклиффа на уровне 0,89–0,99. Помимо прямого сопоставления модельных и фактически наблюдаемых температур воды также оценивалась правильность воспроизведения установления и разрушения стратификации во внутригодовом разрезе (Рисунки 3.4.1–3.4.4). По полученным графикам видно, что

модель адекватно повторяет наличие прямой или обратной температурной стратификации либо гомотермии, воспроизводит наблюдаемое заглубление и поднятие слоев скачка. Наибольшие ошибки расчета, достигающие в отдельных случаях 3–4 °С, приурочены к металимниону, где вертикальная изменчивость температуры воды максимальна. Также наибольшие ошибки расчета отмечаются в периоды смены между состоянием гомотермии и стратификации, после чего при дальнейшем усилении стратификации или продолжении перемешивания расхождения между модельным и фактическим распределением температуры вновь уменьшаются.

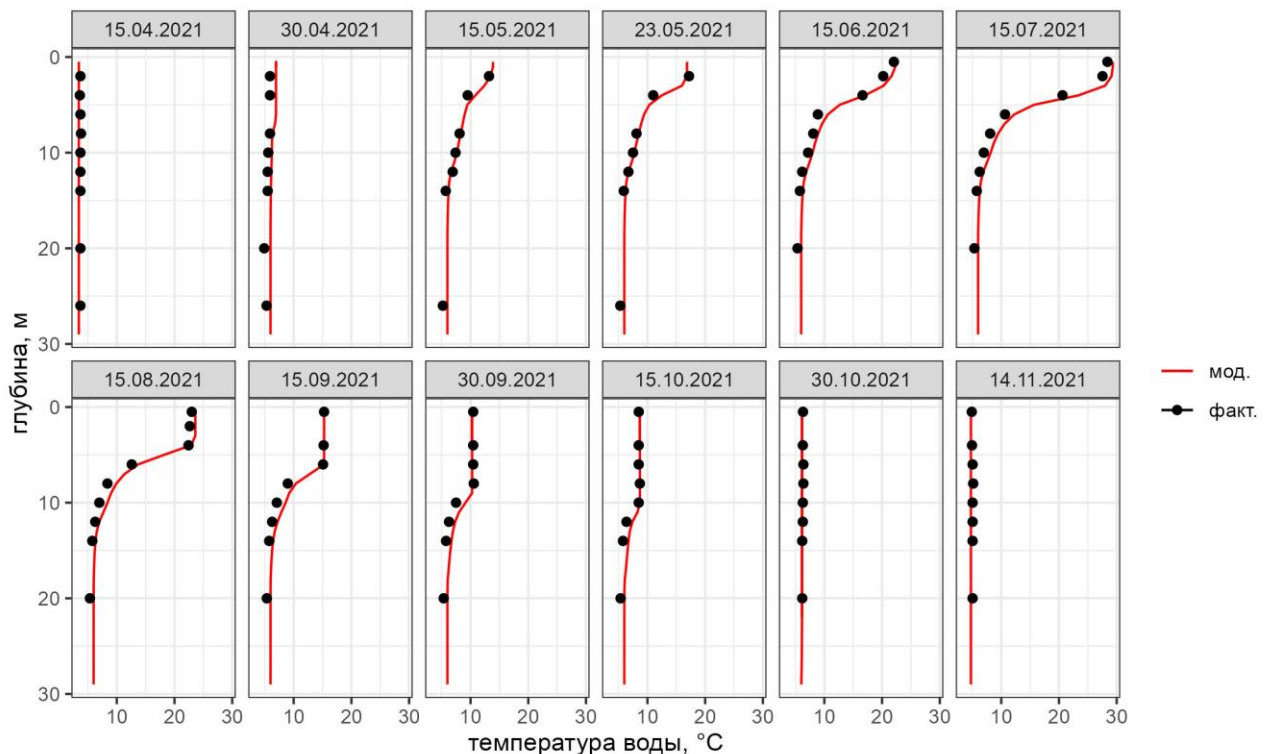


Рисунок 3.4.1. Изменение вертикального распределения температуры воды в оз. Глубоком в 2021 году по данным моделирования (мод.) и натуральных измерений (факт.)

При оценке качества воспроизведения термического режима помимо ошибки расчета температуры воды также рассматривалась сходимость расчетных параметров температурной стратификации, которые впоследствии использовались при анализе современного и будущего режима исследуемых водоемов. Основные из них рассчитывались с помощью функций библиотеки *rLakeAnalyzer* [Read et al., 2011]. К ним относятся общий теплозапас водоема, гидродинамическая устойчивость водной толщи и положение границ основных термических слоев (эпилимниона, металимниона, гиполимниона).

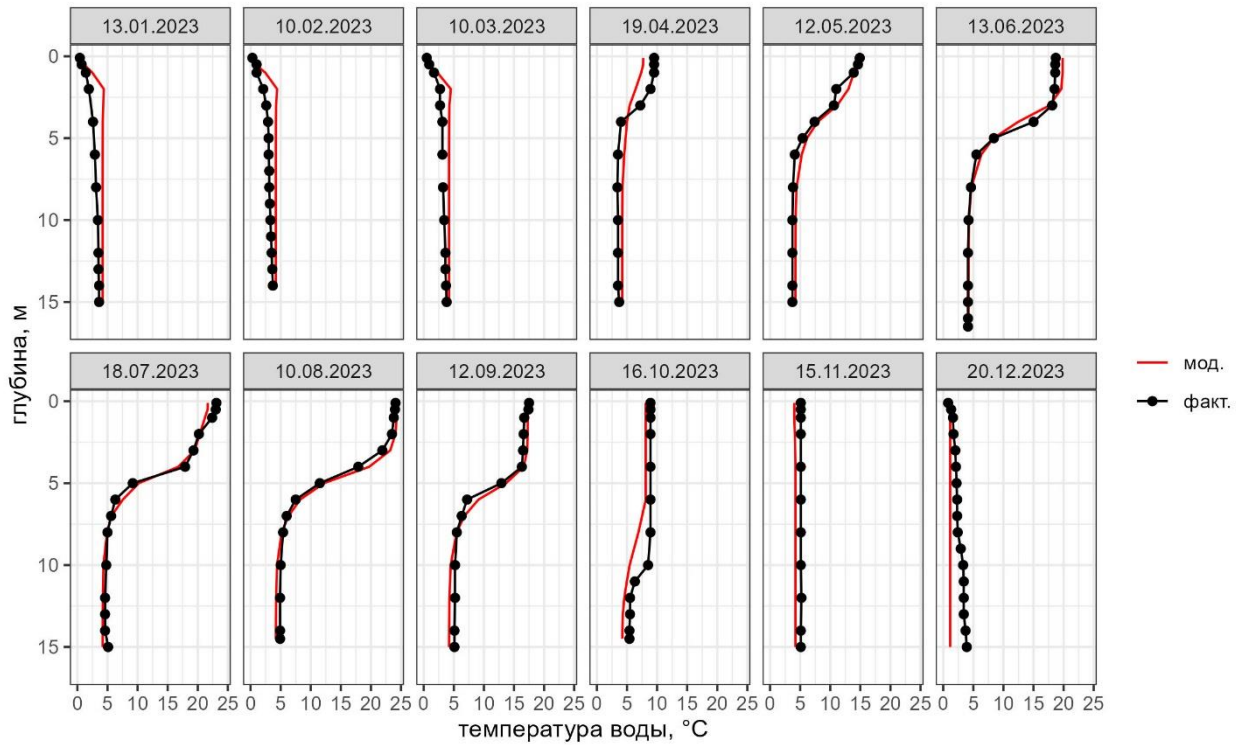


Рисунок 3.4.2. Изменение вертикального распределения температуры воды в оз. Белом в 2023 году по данным моделирования (мод.) и натуральных измерений (факт.)

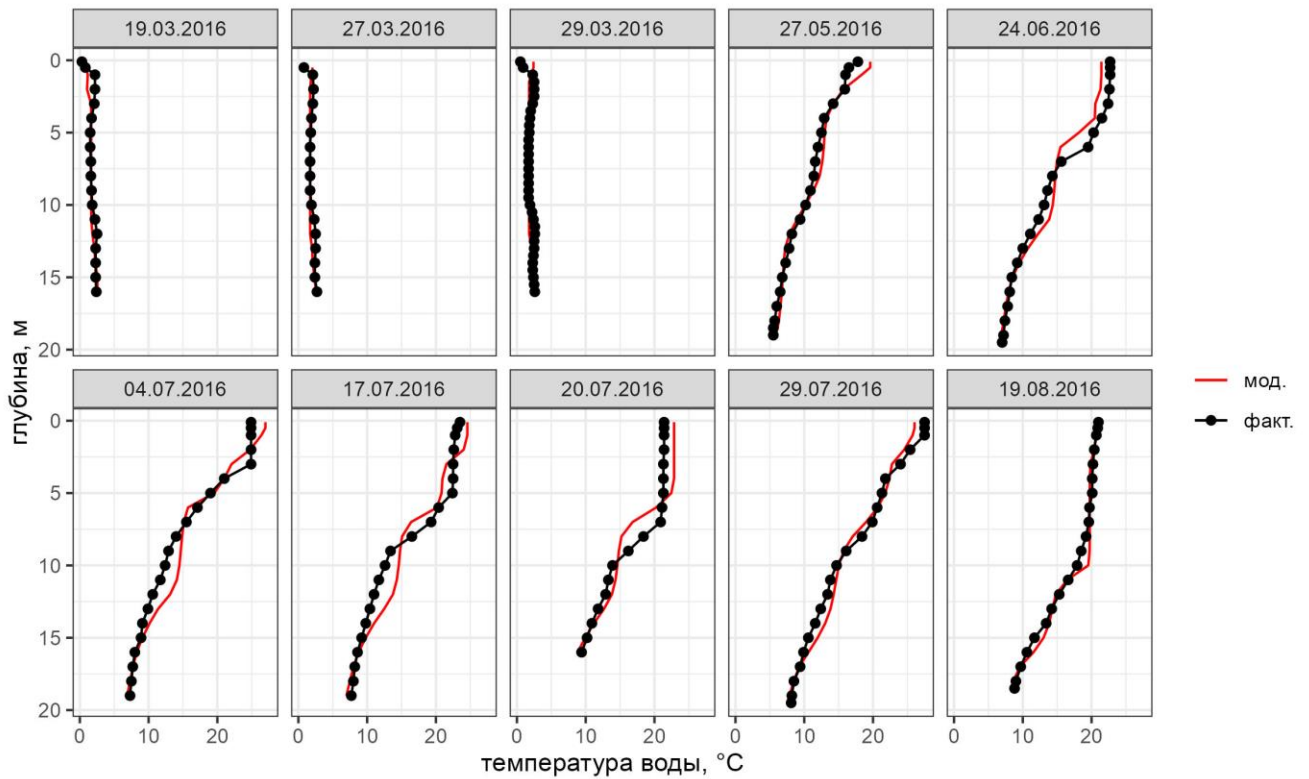


Рисунок 3.4.3. Изменение вертикального распределения температуры воды в Можайском водохранилище в 2016 году по данным моделирования (мод.) и натуральных измерений (факт.)

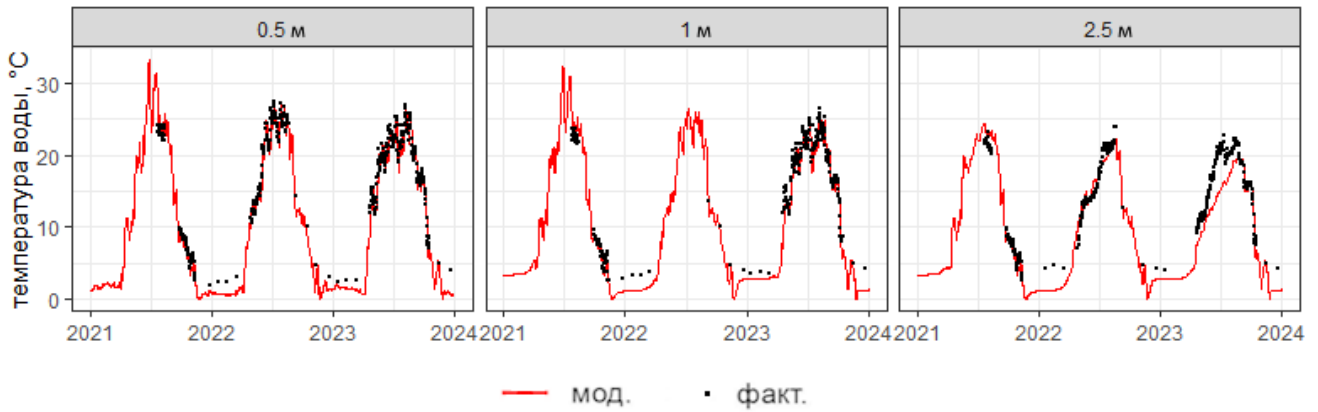


Рисунок 3.4.4. Ход температуры воды на разных глубинах оз. Святого в 2021–2023 гг. по данным моделирования (мод.) и натуральных измерений (факт.)

Одной из ключевых интегральных термических характеристик водоемов является величина суммарного теплозапаса, то есть количество энергии (в Джоулях), содержащееся во всем объеме воды:

$$T = \sum C_p \rho_i \bar{T}_i W_i, \quad (3.11)$$

где C_p – удельная теплоемкость воды (4181 Дж/кг/°C), ρ – плотность воды, T_i – средняя температура воды в слое i , W_i – объем этого слоя.

Широко используемой характеристикой температурной стратификации является устойчивость водной толщи по Шмидту. Она служит количественной мерой вертикальной неоднородности в плотности (температуре) воды и устойчивости этого распределения к динамическому перемешиванию. Рассчитывается устойчивость исходя из данных о вертикальном распределении плотности воды:

$$St = \frac{g}{A} \int_0^{z_{\max}} (z - z_{\text{цм}}) \rho_z A_z dz, \quad (3.12)$$

где g – ускорение свободного падения (9,8 м/с²), A – площадь водного зеркала при максимальной глубине, A_z и ρ_z – площадь водного зеркала и плотность воды на глубине z , $z_{\text{цм}}$ – глубина центра масс водоема. Плотность воды рассчитывается по данным о температуре и минерализации воды по формулам, приведенным в работе [Millero, Poisson, 1981].

Границы слоя сезонного температурного скачка в *rLakeAnalyzer* выделяются по граничным значениям вертикального градиента плотности. По результатам выделения границ слоя сезонного температурного скачка возможен также расчет средневзвешенной (по объему) температуры эпилимниона, металимниона и гиполимниона.

По результатам сопоставления модельных и фактических значений температуры воды на тех или иных горизонтах и отдельных гидродинамических характеристик (Рисунки 3.4.5–3.4.8) видно, что модель показывает высокую точность в воспроизведении важных формальных характеристик устойчивости и гидротермодинамического режима. Коэффициенты парной корреляции между фактическими и смоделированными значениями температуры поверхности воды и теплозапаса (внутренней энергии) составили для всех водоемов 0,98–0,99, для придонной температуры воды их значения изменялись в пределах от 0,79 до 0,98. Коэффициенты корреляции между фактическими и модельными значениями гидродинамической устойчивости повсеместно превышали 0,90.

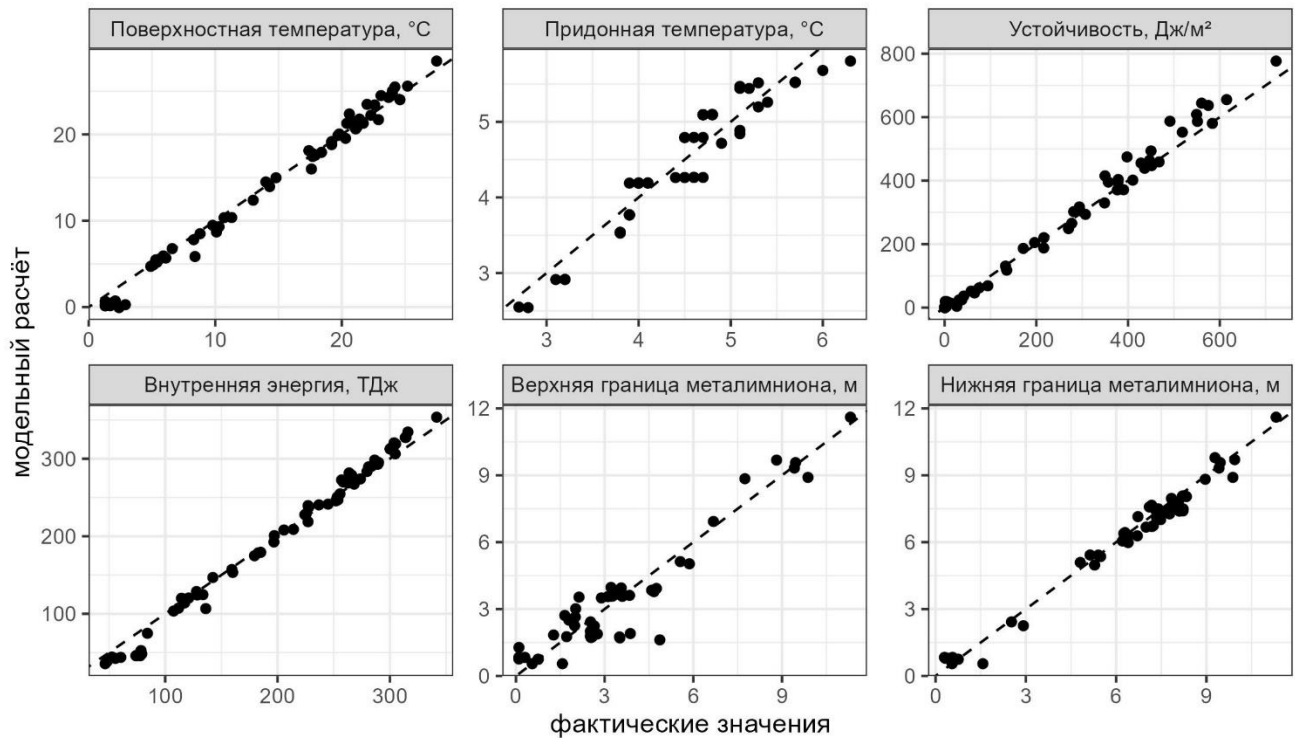


Рисунок 3.4.5. Соответствие фактических и модельных значений температуры воды, интегральных гидрофизических характеристик и положения термических слоев в оз. Глубоком (только по данным ежемесячных ручных измерений)

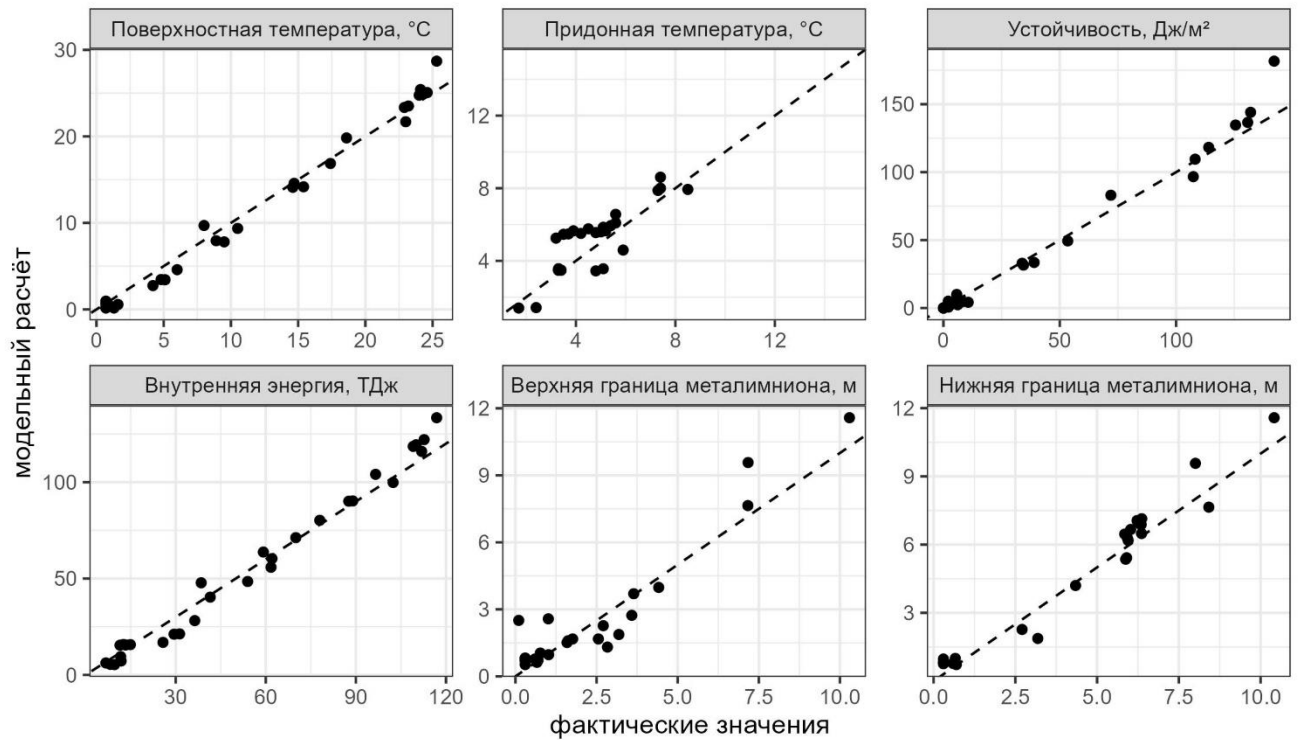


Рисунок 3.4.6. Соответствие фактических и модельных значений температуры воды, интегральных гидрофизических характеристик и положения термических слоев в оз. Белом (только по данным ежемесячных ручных измерений)

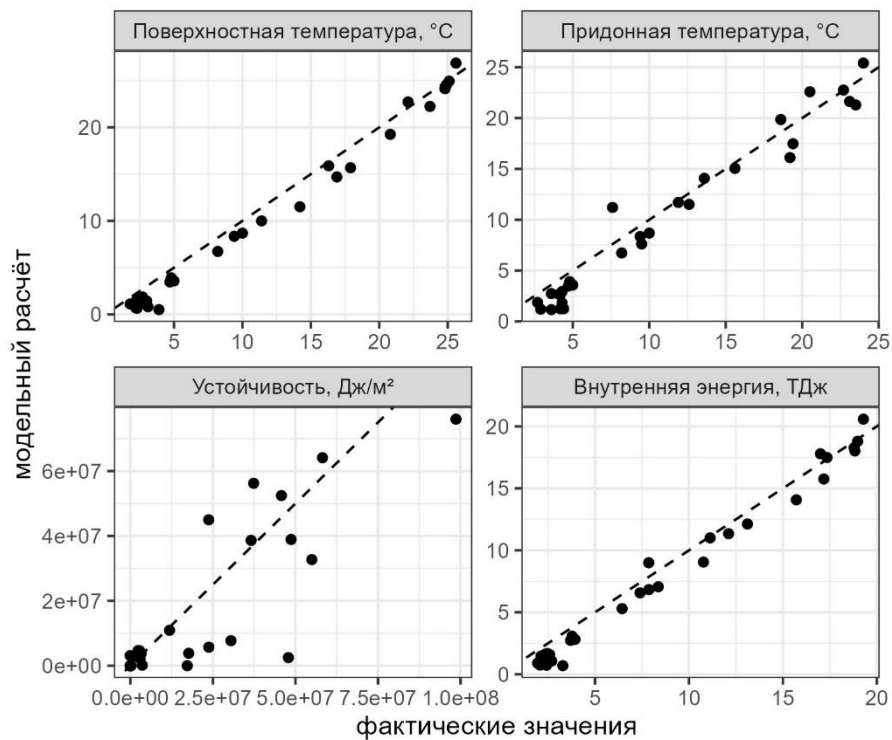


Рисунок 3.4.7. Соответствие фактических и модельных значений температуры воды и интегральных гидрофизических характеристик в оз. Святом (только по данным ежемесячных ручных измерений)

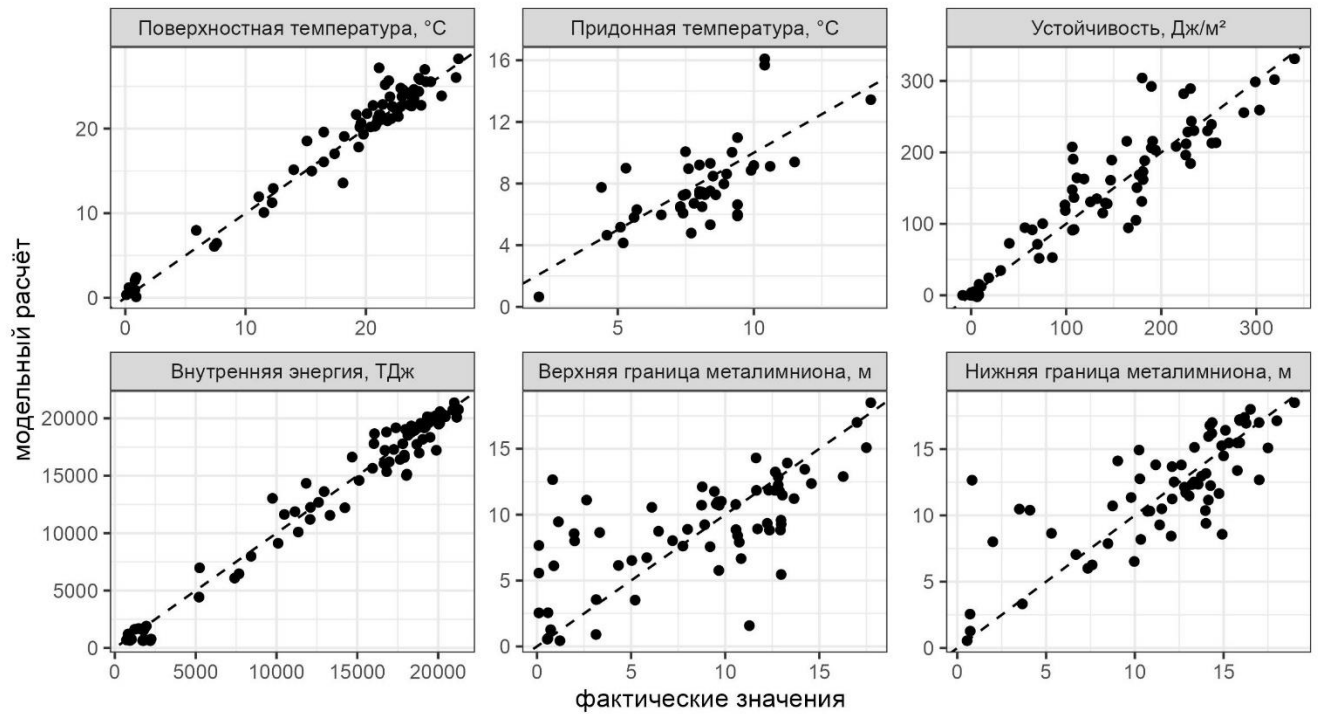


Рисунок 3.4.8. Соответствие фактических и модельных значений температуры воды и интегральных гидрофизических характеристик в Можайском вдхр. (только по данным ежемесячных ручных измерений)

Наихудшие результаты были получены для воспроизведения положения термических слоев в Можайском водохранилище. Здесь обнаружены существенные расхождения между реальным и смоделированным расположением термоклина, что может быть связано со сложностью его выделения при отсутствии четко выраженных хорошо перемешанных эпи- и гипolimниона (см. **Ошибка! Источник ссылки не найден.**): в Можайском водохранилище вертикальное распределение температуры в летний период чаще всего характеризуется существенными вертикальными градиентами почти по всей глубине из-за его сравнительно высокой проточности и сложной морфометрии. Поэтому коэффициенты парной корреляции для положения верхней и нижней границы металимниона в Можайском водохранилище опускаются ниже 0,50. Для озер Глубокого и Белого, где четко выделяются эпилимнион и гипolimнион, таких проблем не отмечено, коэффициенты парной корреляции для них превышают 0,87.

3.4.2. Уровенный режим

Правильное воспроизведение уровенного режима является одним из индикаторов корректного воспроизведения внешнего водного баланса. Уровенный режим имеет

наибольшее значение для Можайского водохранилища, где внутригодовые колебания уровня воды составляют несколько метров и оказывают существенное влияние на условия прогрева водной толщи в разные сезоны года. Поскольку уровеньный режим водохранилища определяется в первую очередь режимом поверхностного притока и сбросов через сооружения гидроузла, формирующих около 95% от приходных и расходных составляющих водного баланса, а оценка этих характеристик сопряжена с некоторыми погрешностями, до основной калибровки была проведена ручная калибровка модели по уровеньному режиму, состоявшая в изменении суточных расходов притока и сброса в пределах $\pm 5\%$ от их исходных значений (измеренных или рассчитанных по данным Можайского гидроузла). В результате к расходам воды притока был внесен поправочный множитель 0,96, а к сбросам воды через гидроузел – 0,97. Домножение всех рядов расходов воды на эти константы позволило снизить среднеквадратическую ошибку расчета уровня воды с 75 до 17 см и добиться правильного повторения его внутригодового хода (Рисунок 3.4.9).

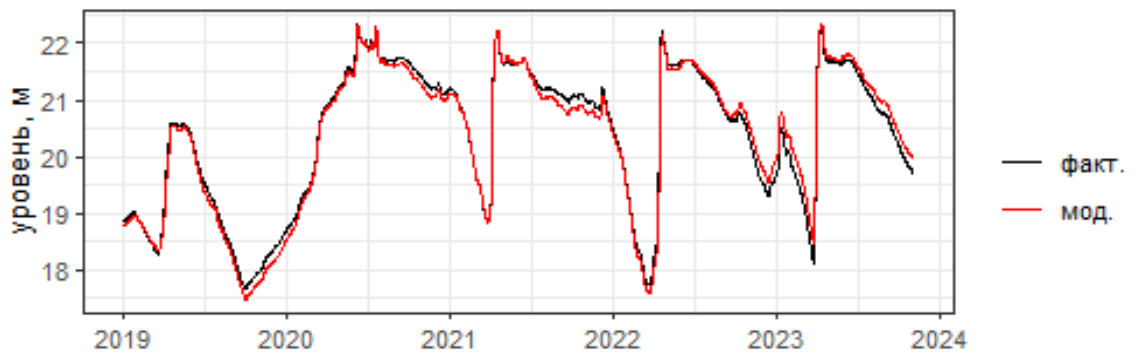


Рисунок 3.4.9. Сопоставление фактического хода уровня воды в Можайском водохранилище (факт.) с результатом его воспроизведения в модели GLM (мод.)

Для оз. Глубокого без дополнительной калибровки среднеквадратическая ошибка между измеренными по рейке и смоделированными значениями уровня воды составила 9 см (Рисунок 3.4.10). Ошибка расчета уровня воды для оз. Белого и Святого составила 18 и 17 см, соответственно. Более высокая ошибка для этих озер обусловлена невозможностью воспроизведения в модели колебаний уровня, вызванных техногенным воздействием (искусственным понижением уровня грунтовых вод на водосборах озер). При этом размах колебаний уровня в модели сохраняется близким к реально

наблюденному, и не отмечается направленной тенденции к обмелению или переполнению.

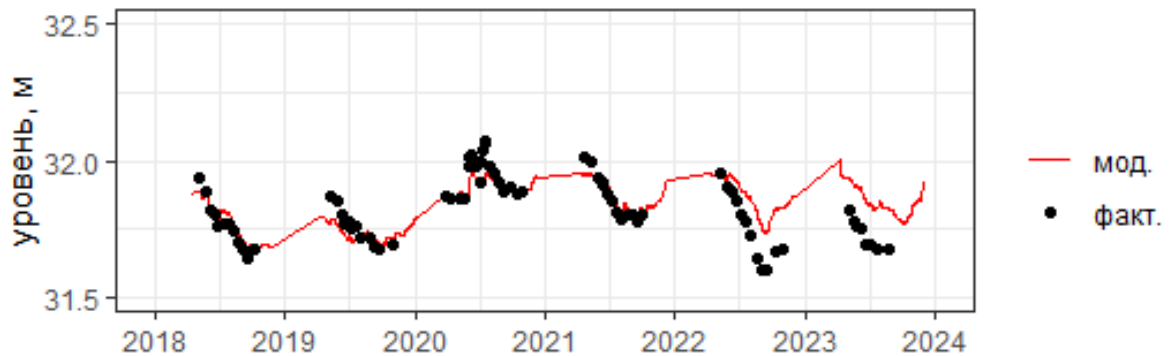


Рисунок 3.4.10. Сопоставление фактического хода уровня воды в оз. Глубоком (факт.) с результатом его воспроизведения в модели GLM (мод.)

3.4.3. Ледовый режим

Благодаря корректировке значения альbedo снежного покрова, оказывающего сильное влияние на даты освобождения водоемов ото льда, а также оптимизации других модельных параметров, определяющих условия замерзания и вскрытия, в модели удалось с высокой точностью воспроизвести ледовый режим выбранных водоемов. Среднеквадратическая ошибка расчета толщины льда за весь расчетный период составила 13 см для оз. Глубокого и Белого, 9 см для оз. Святого и 6 см для Можайского водохранилища (Рисунок 3.4.11). Наиболее высокое качество воспроизведения толщины льда для Можайского водохранилища, вероятно, связано с его большими размерами, в результате чего толщина льда на опорной вертикали может быть достаточно репрезентативна для водохранилища в целом, а на небольших озерах толщина льда, измеренная в центре озера, может быть занижена относительно его средней толщины. Высокая сходимость обнаруживается и для дат установления и разрушения ледяного покрова (Рисунок 3.4.12): обычно расхождение между фактическими и модельными их значениями не превышает нескольких дней, а наибольшие отклонения отмечаются в годы, когда ледяной покров устанавливался и разрушался несколько раз, такие как 2019–2020 гг. Итоговая продолжительность ледостава по результатам модельного расчета также оказывается близкой к наблюдаемой (Рисунок 3.4.13).

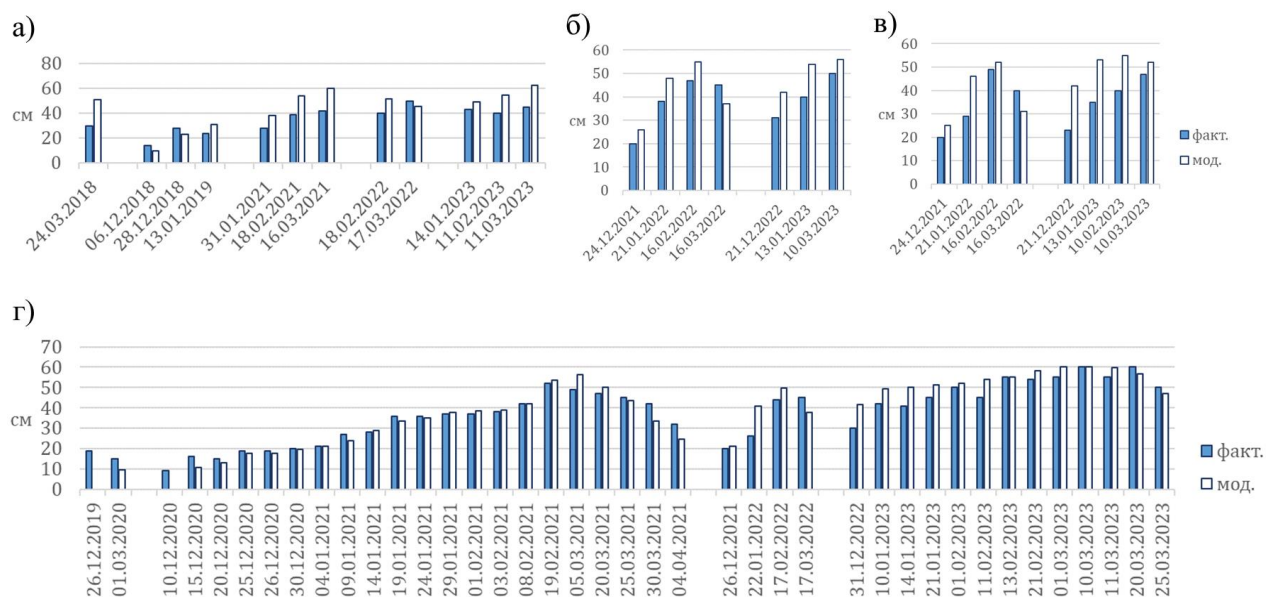


Рисунок 3.4.11. Сопоставление толщины льда по результатам натурных наблюдений (факт.) и расчетов в модели GLM (мод.): а) оз. Глубокое; б) оз. Белое; в) оз. Святое; г) Можайское водхр.

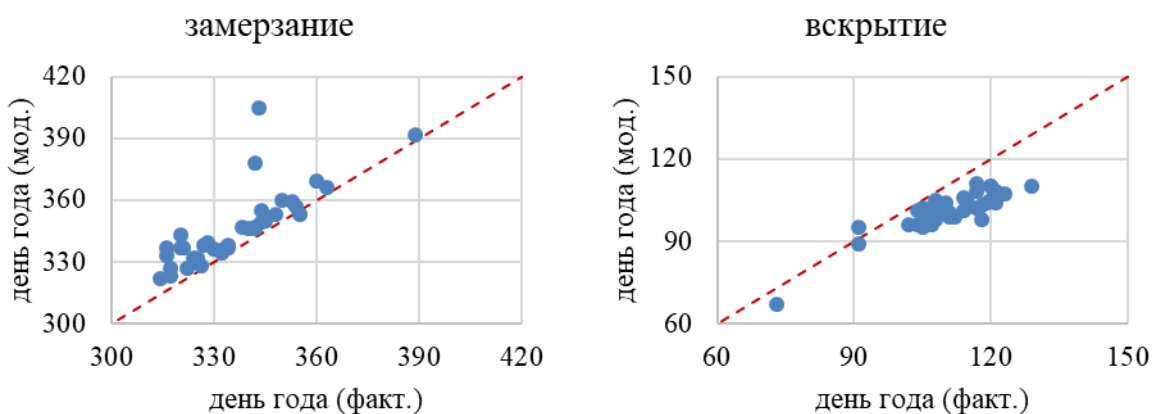


Рисунок 3.4.12. Сопоставление дат замерзания и вскрытия Можайского водохранилища по результатам натурных наблюдений (факт.) и расчетов в модели GLM (мод.)

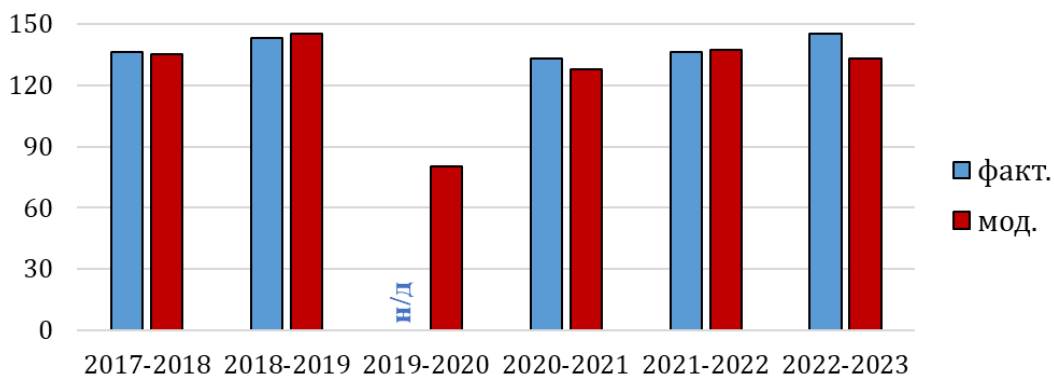


Рисунок 3.4.13. Продолжительность ледостава на оз. Глубокое в разные годы по результатам натурных наблюдений (факт.) и расчетов в модели GLM (мод.)

Полученные результаты воспроизведения ледового режима сопоставимы с данными, опубликованными в других работах с применением одномерных лимнологических моделей, в которых также удавалось достичь ошибки расчета толщины льда в несколько сантиметров и расхождения между наблюдаемыми и смоделированными датами установления и разрушения ледяного покрова в несколько суток [Martynov et al., 2010; Oveisy, Voegman, 2014].

Обобщение Главы 3

Модель GLM, выбранная для выполнения данного исследования, является одной из наиболее широко применяемых в мире одномерных озерных моделей. В частности, она входит в ансамбль моделей озерного сектора проекта ISIMIP, посвященного получению единообразных оценок возможных будущих изменений в компонентах земной системы. По результатам анализа чувствительности модели к входным метеоданным показано, что прямое задание потоков коротковолновой и длинноволновой радиации (например, по данным реанализов) заметно улучшает воспроизведение термического режима озер относительно вариантов, где потоки солнечной радиации оцениваются косвенно по значениям общей облачности. Использование наблюдений на наземной метеостанции, совмещенных с потоками солнечной радиации из реанализа, позволяет достичь наилучшего результата моделирования и хорошего воспроизведения хода не только поверхностной, но и придонной температуры воды. При этом использование только данных реанализов также позволяет достичь высокого качества моделирования даже при минимальной калибровке, грубом пространственном разрешении и высоких расхождениях с наземными измерениями других метеорологических параметров.

На основе проведенного анализа чувствительности модели к калибровочным параметрам определена их значимость для улучшения качества воспроизведения температуры воды в процессе калибровки. По результатам оценки чувствительности был выделен набор параметров, наиболее сильно влияющих на результат моделирования, и разработан алгоритм адаптации модели к конкретным водоемам, включающий автоматическую оптимизацию этих параметров. При использовании для калибровки и верификации модели автоматических и ручных измерений температуры воды выбранных водоемов удалось достичь адекватного воспроизведения их термического, уровня и ледового режима. Итоговая среднеквадратическая ошибка расчета

температуры воды по результатам верификации (проверки на независимом материале) составила менее 2 °С для Можайского водохранилища и менее 1,5 °С для оз. Глубокого, Белого и Святого. Несмотря на отсутствие возможности отображения продольной неоднородности термических характеристик Можайского водохранилища, модель на высоком уровне воспроизводит реальный вид его температурного профиля, как и в случае малых озер. Также отмечается высокое совпадение фактического и модельного хода уровня воды в водохранилище, что говорит о правильном воспроизведении его водного баланса, который также играет важную роль в формировании термического режима водоема. Хорошо воспроизводятся характеристики ледового режима и количественные показатели термической стратификации.

Глава 4. Изменения водного и термического режима водоемов Московского региона в XXI веке

4.1. Сценарии изменений климатических и гидрологических факторов формирования водного и термического режима озер

4.1.1. Сценарии изменений климата для территории Московского региона

Для получения модельных оценок состояния водоемов Московского региона в условиях возможных будущих изменений климата использовались расчеты ансамбля из пяти климатических моделей, входящих в состав общего ансамбля моделей, учитываемых при составлении Шестого оценочного доклада МГЭИК. К ним относятся GFDL-ESM4 (США), IPSL-CM6A-LR (Франция), MPI-ESM1-2-HR (Германия), MRI-ESM2-0 (Япония) и UKESM1-0-LL (Великобритания). Считается, что данный ансамбль наиболее репрезентативен для отображения общего спектра возможных ожидаемых изменений, так как входящие в него модели характеризуются независимыми друг от друга способами параметризации блоков атмосферы и океана и хорошо воспроизводят реальные физические процессы в земной системе, показывая небольшие расхождения с наблюдаемыми величинами метеорологических параметров за исторический период [Lange, 2021]. Они также характеризуются различной чувствительностью к изменению в концентрациях парниковых газов: модели GFDL-ESM4, MPI-ESM1-2-HR и MRI-ESM2-0 характеризуются более низкой климатической чувствительностью, модели IPSL-CM6A-LR и UKESM1-0-LL – более высокой.

Три сценария будущих изменений климата использовались при выполнении вычислений: SSP1-2.6 («мягкий» сценарий), SSP3-7.0 («средний» сценарий) и SSP5-8.5 («жесткий» сценарий). Сценарий SSP1-2.6 соответствует наиболее сильному сокращению концентраций парниковых газов в атмосфере к концу XXI века, в результате чего глобальное потепление климата возможно сдержать в пределах 1,5–2 °С относительно доиндустриальной нормы. Сценарий SSP5-8.5 соответствует наиболее высоким концентрациям парниковых газов в атмосфере, продолжающим нарастать в течение всего столетия. Сценарий SSP3-7.0 часто принимается в качестве сценария, наиболее близко

соответствующего текущим трендам в обществе и отражающего наиболее вероятное развитие климатической системы до 2100 года [GLISA, 2021]

Массивы метеорологических данных – результатов расчета выбранных климатических моделей, соответствующих описанным выше сценариям, были получены из базы данных проекта ISIMIP [Lange et al., 2022]. Сеточные данные были линейно проинтерполированы для координат каждого из исследуемых водоемов.

Согласно оценкам будущих изменений климата, даже при наиболее мягком сценарии (SSP1-RCP2.6) среднегодовая температура воздуха над исследуемой территорией Московского региона к концу XXI века (2071–2100 гг.) может подняться в среднем на 2,5 °С относительно значений 1981–2010 гг. (Рисунок 4.1.1). Наибольшие отклонения характерны для расчета по модели UKESM1-0-LL: согласно ему, увеличение температуры воздуха к концу столетия составит около 4,7 °С. Расчеты климатических моделей MPI-ESM1-2-HR и MRI-ESM2-0 показывают наименьший темп потепления при данном сценарии – в пределах 1,9 °С. При этом увеличение температуры воздуха по «мягкому» сценарию заканчивается к середине столетия, после чего температура воздуха стабилизируется либо начинает слабо снижаться. Годовые суммы потоков приходящей коротковолновой радиации при этом увеличиваются на 4–11% от исходных значений, длинноволновой радиации – на 0,7–6%. При сценарии SSP3-RCP7.0 среднее увеличение температуры воздуха составляет уже 5,2 °С относительно 1981–2010 гг. (от 3,3 до 8,3 °С по различным моделям), при сценарии SSP5-RCP8.5 – 6,3 °С (от 4,0 до 10,1 °С по различным моделям). Рост приходящих потоков суммарной коротковолновой радиации при этом составляет до +6% от нормы 1981–2010 гг. при сценарии SSP3-7.0 и до +9% при сценарии SSP5-8.5, для длинноволновой радиации эти значения составляют до +12% и до +15% соответственно.

К другим значимым изменениям при климатических сценариях SSP3-7.0 и SSP5-8.5 относится снижение относительной влажности воздуха в среднем на 5% и 7% соответственно. Интересны изменения, ожидаемые в ветровом режиме: при сценарии SSP1-2.6 отмечается небольшое снижение среднегодовой скорости ветра (на 3,1% относительно значений 1981–2010 гг.), при сценарии SSP3-7.0 снижение максимально и составляет уже 11%, а при сценарии SSP5-8.5 изменения незначительны и не достигают 1% от исходного значения. Расчеты изменений полей ветра при изменении концентраций парниковых газов в атмосфере относятся к одним из наиболее сложных, и существующие

сценарии ансамбля моделей CMIP6 показывают различные тренды изменения скоростей ветра над территорией Европы и другими частями мира [Carvalho et al., 2021]. Годовые суммы атмосферных осадков во всех сценариях претерпевают только незначительные изменения, увеличиваясь в среднем на 6–7%. Ожидаемые изменения будут играть роль в формировании теплового баланса водоемов, при этом изменения в многолетнем водном балансе могут остаться незначительными.

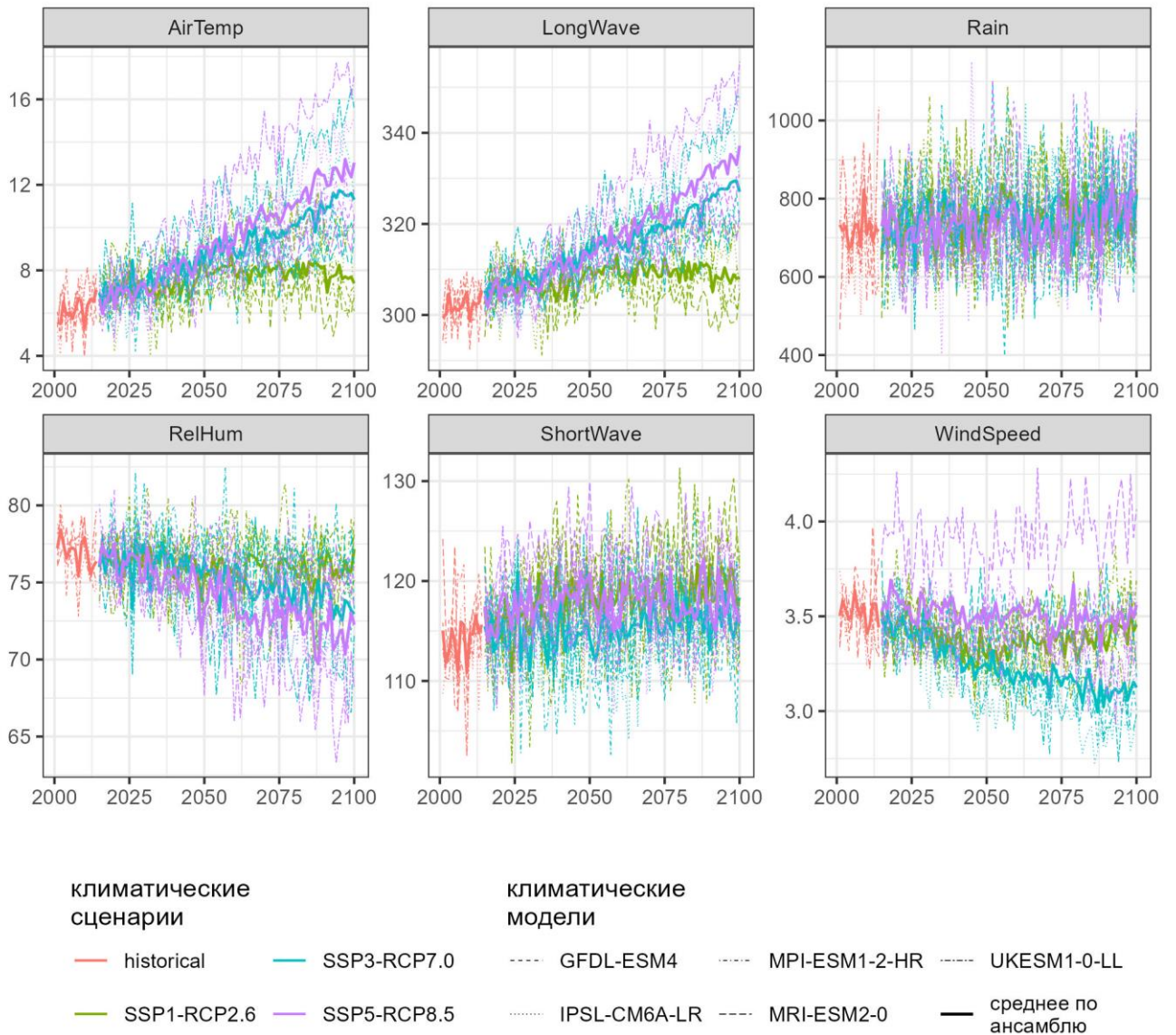


Рисунок 4.1.1. Изменение среднегодовых значений метеорологических параметров над выбранными водоемами в течение XXI века по климатическим сценариям:

AirTemp – температура воздуха, °C; LongWave – поток длинноволновой радиации, Вт/м²; Rain – годовая сумма осадков, мм; RelHum – относительная влажность воздуха, %; ShortWave – поток коротковолновой радиации, Вт/м²; WindSpeed – скорость ветра, м/с.

Описанные ожидаемые изменения имеют различную интенсивность в разные сезоны года (Рисунок 4.1.2). Так, наибольшие абсолютные изменения в температуре воздуха и потоке приходящей длинноволновой радиации во всех сценариях приурочены к зимним месяцам (декабрь-январь). Поток приходящей длинноволновой радиации также значительно увеличивается в июне-августе. Для коротковолновой радиации значимый рост приходящих потоков отмечается только в мае-октябре. Для атмосферных осадков характерно небольшое увеличение в ноябре-мае и снижение в июле-сентябре, при этом внутригодовой ход выпадения осадков при «среднем» и «жестком» сценариях оказывается значительно сглажен относительно современного. Также отмечается существенное снижение относительной влажности в период с апреля по сентябрь. Таким образом, внутригодовая структура внешнего теплового и водного баланса озер также окажется изменена.

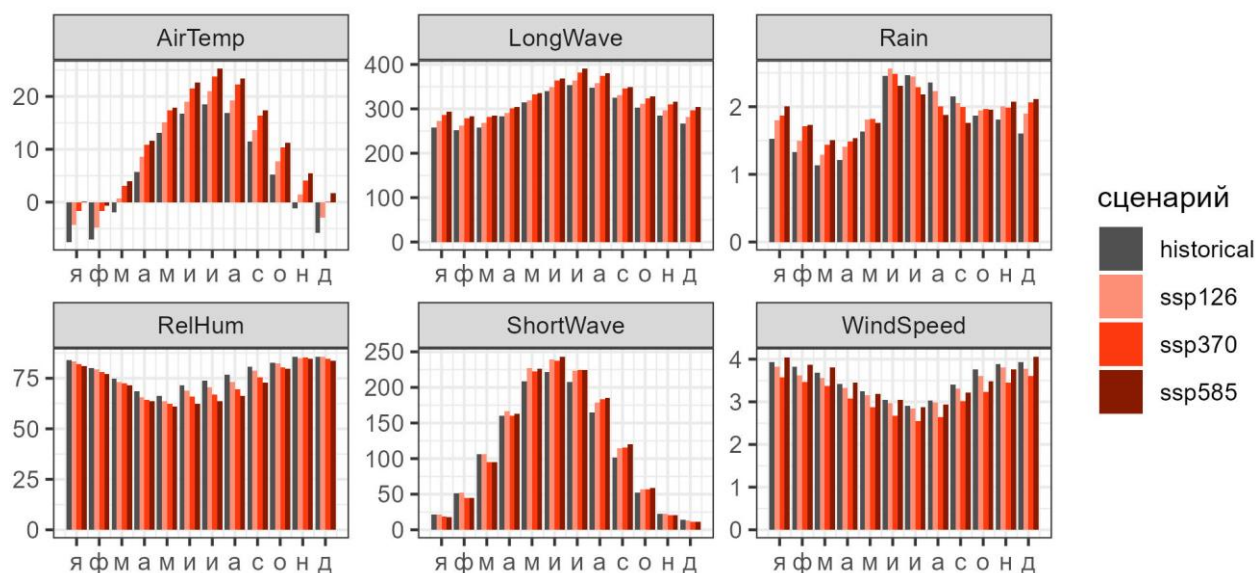


Рисунок 4.1.2. Средний внутригодовой ход метеорологических характеристик для рассматриваемой территории на период 2071–2100 гг. по различным сценариям (historical – средний ход величин за период 1981–2010 гг.).

4.1.2. Сценарии притока воды к Можайскому водохранилищу

В стандартном протоколе расчетов ISIMIP (фазы 2 и 3) для всех водоемов, включая долинные водохранилища, задается условие нулевого водного баланса на весь период расчета: внешний водообмен с атмосферой и смежными гидрологическими объектами либо не учитывается вовсе, либо искусственно компенсируется для поддержания постоянного уровня воды [Golub et al., 2022]. Целью этого является упрощение расчетов

и устранение необходимости подключения гидрологических моделей. При этом ряд исследований указывает на то, что подобные упрощения часто снижают надежность расчетов как для проточных водоемов с высоким размахом колебания уровня, где эти колебания влияют на особенности внутреннего водообмена, так и для небольших водоемов, где большую роль играет водообмен через поверхность «вода-воздух» [Hanson et al., 2021; Hunt et al., 2013]. Таким образом, при рассмотрении конкретных водоемов правильное задание водного баланса необходимо для получения надежных оценок их будущего режима.

Получение результатов сценарного гидрологического моделирования для учета ожидаемых изменений режима притока наиболее важно для Можайского водохранилища, так как поверхностный приток в нем отвечает в среднем за 95% приходной части водного баланса (в отличие от остальных исследуемых водоемов, где большую роль играет вертикальный водообмен с атмосферой). В качестве сценариев притока воды к Можайскому водохранилищу в течение XXI века были использованы результаты моделирования при помощи гидрологической модели HBV, полученные Н.Д. Ахмеровой, Г.В. Айзелем, Н.К. Семеновой и др. [Ахмерова и др., 2023]. Модель HBV разработана в Шведском метеорологическом и гидрологическом институте и представляет собой простейшую концептуальную модель водосбора с полураспределенными параметрами. В ней учитываются процессы накопления и таяния снега, производится расчет содержания влаги в почве и подземных горизонтах и затем рассчитывается гидрограф стока [Seibert, Bergström, 2022]. В качестве входных данных модели используются средневзвешенные по водосбору атмосферные осадки, температура воздуха и потенциальное испарение, задаваемые с суточным шагом.

Для получения сценариев притока воды к Можайскому водохранилищу модель HBV была автоматически откалибрована Ахмеровой и др. по данным о суточных расходах воды р. Москвы (г/п Барсуки) за 2000–2019 гг. Валидация модели по данным за 1979–2000 гг. показала хорошее и удовлетворительное воспроизведение гидрологического режима (критерий NSE 0,61–0,77). После калибровки и верификации гидрологической модели Ахмеровой и др. были рассчитаны ежесуточные значения речного притока к водохранилищу до конца XXI века по тем же климатическим сценариям, которые использованы в настоящей работе для моделирования режима озер в модели GLM. Суммарный приток воды к водохранилищу рассчитывался путем расчета

модуля стока р. Москвы и его распространением на всю территорию водосбора водохранилища [Ахмерова и др., 2023]. Полученные сценарии притока воды к водохранилищу показывают небольшое увеличение притока по всем климатическим сценариям в течение века со скоростью 2,9–4,6 млн м³/10 лет (Рисунок 4.1.3). Эти изменения значимы при $p < 0,05$. Наибольшее увеличение годового притока отмечается при «жестком» сценарии.

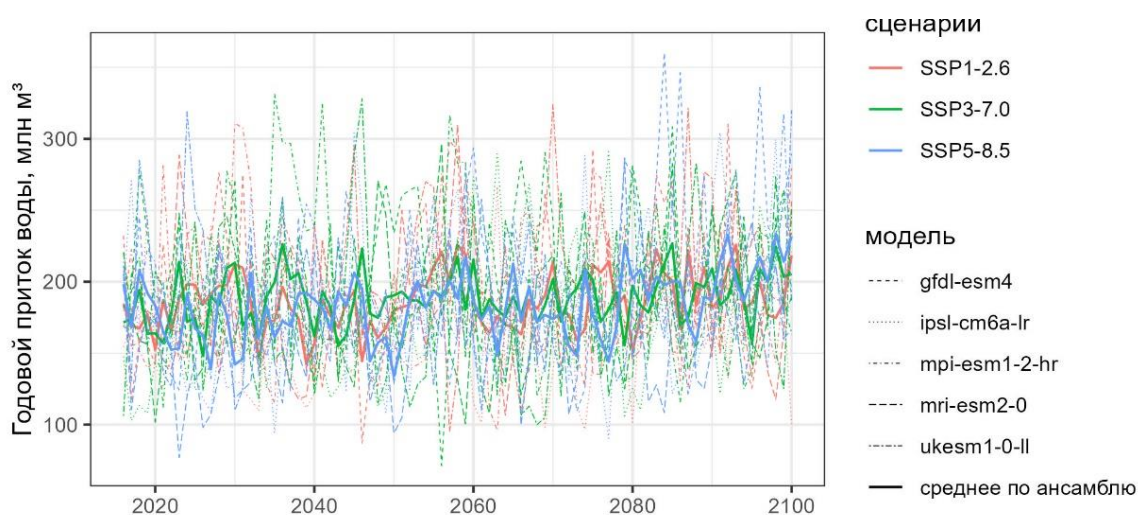


Рисунок 4.1.3. Изменение годового притока воды к Можайскому водохранилищу в течение XXI века по различным сценариям

Для анализа будущих изменений в гидрологическом режиме было также произведено автоматическое выделение фаз водного режима и видов питания реки по методу Б.И. Куделина с помощью алгоритма grwat [Rets et al., 2022]. По результатам сценарных расчетов изменения притока воды к Можайскому водохранилищу, при «среднем» и «жестком» сценариях в течение XXI века в данном регионе будет происходить дальнейшее внутригодовое перераспределение стока (Рисунок 4.1.4). Объем притока в период половодья при сценариях SSP3-7.0 и SSP5-8.5 снижается в среднем соответственно на 5,5 млн м³/10 лет и 8,1 млн м³/10 лет (на уровне значимости $p < 0,01$). Меженный сток при этих сценариях увеличивается в среднем на 11,3 и 20,7 млн м³/10 лет соответственно. Объем притока во время дождевых паводков в течение столетия изменяется незначительно, однако существенно увеличивается изменчивость его значений. Таким образом, при сценарии SSP1-2.6 средний гидрограф притока воды к Можайскому водохранилищу почти не меняет вида в течение всего XXI века, а при сценариях SSP3-7.0 и SSP5-8.5 половодье становится менее выраженным и сдвигается на более ранние сроки, а расходы воды во время зимней межени многократно возрастают

(Рисунок 4.1.5). В летний период базисный сток почти не меняется, в результате чего по всем сценариям сохраняется почти неизменный средний речной приток в летнее время.

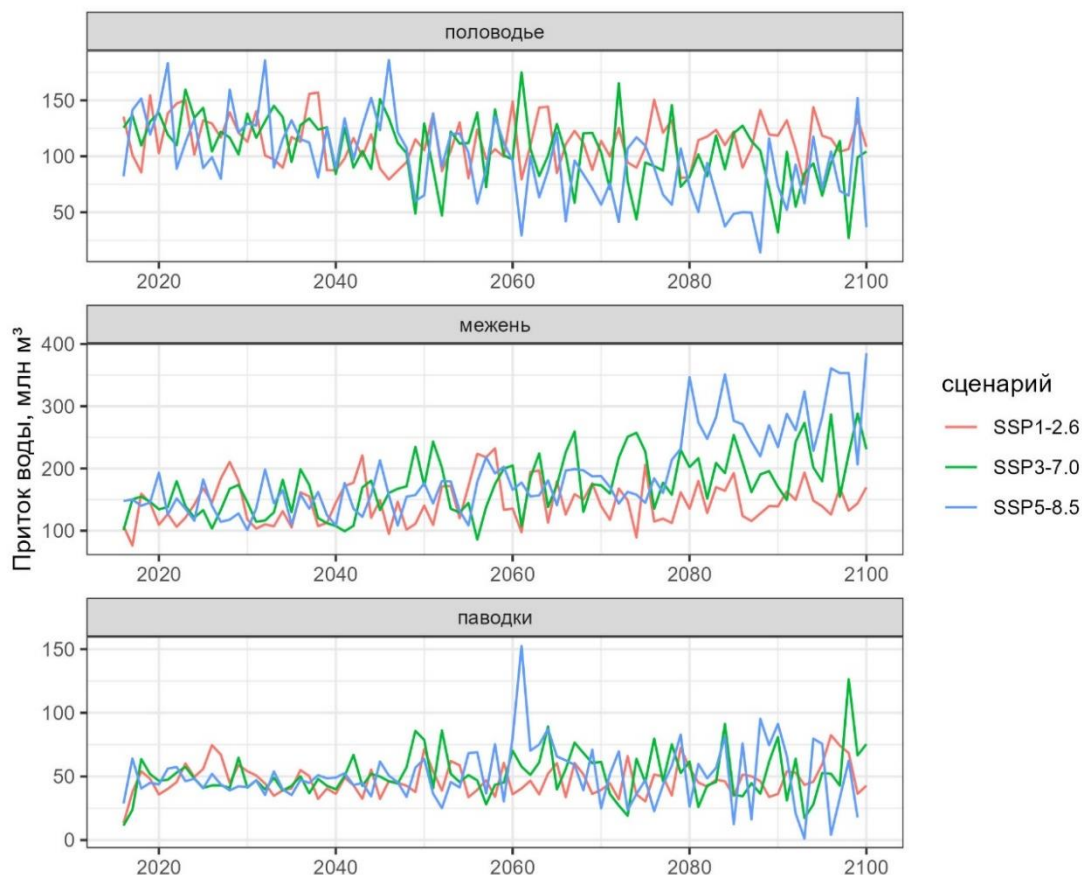


Рисунок 4.1.4. Изменение объема притока воды к Можайскому водохранилищу в различные фазы водного режима в течение XXI века (среднее по ансамблю климатических моделей)

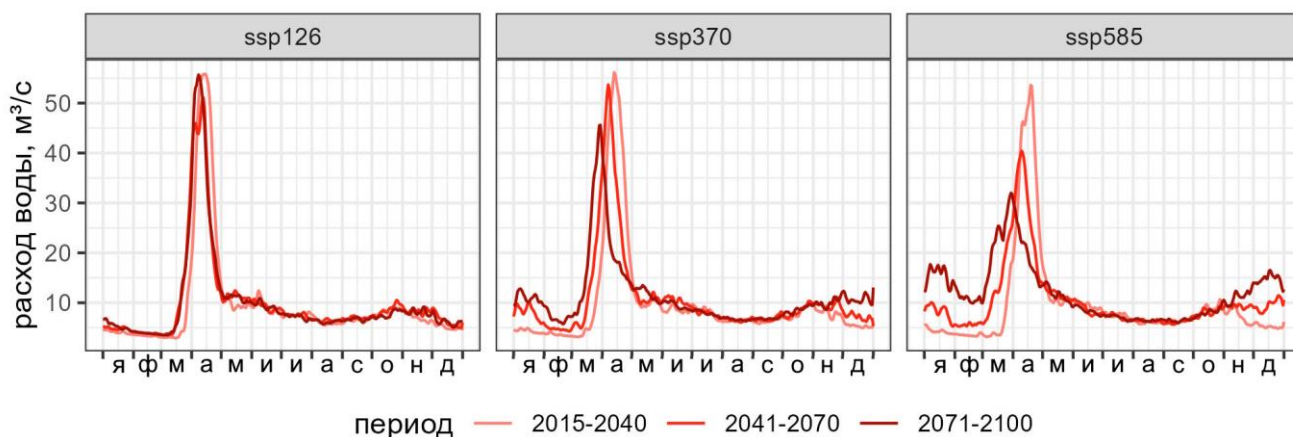


Рисунок 4.1.5. Изменение гидрографа притока воды к Можайскому водохранилищу в течение XXI века (среднее по ансамблю климатических моделей)

4.1.3. Расчет сбросов воды из Можайского водохранилища в нижний бьеф

Режим сбросов воды через Можайский гидроузел в первую очередь определяется уровнем воды в водохранилище и регулируется диспетчерским графиком (Рисунок 4.1.6). Расход воды, определяемый в качестве санитарного попуска, для Можайского водохранилища составляет $1,5 \text{ м}^3/\text{с}$ – это минимальная величина, такой расход обеспечивается даже в зоне неиспользуемого объема, то есть когда уровень воды в водохранилище снижается ниже отметки донного водосброса (170 м абс.). Оптимальному режиму функционирования гидроузла соответствует зона гарантированного режима (зона III), в которой величина попуска составляет от $1,5$ до $26 \text{ м}^3/\text{с}$ в зависимости от дефицита расхода воды у Рублевского гидроузла в г. Москве. В этом режиме обеспечивается сработка водохранилища к дате начала половодья до отметки $170\text{--}179 \text{ м абс.}$ и его наполнение к окончанию половодья до отметки $176\text{--}183 \text{ м абс.}$ Если к началу половодья не обеспечивается достаточная сработка водохранилища, то расходы воды могут быть повышены до $26\text{--}75 \text{ м}^3/\text{с}$ (зоны IVa и IVб). Если в течение периода сработки уровень воды опускается ниже проектных отметок, то расход воды снижается до $1,5\text{--}3,5 \text{ м}^3/\text{с}$ (зона II). При превышении отметки НПУ (183 м абс.) сбросы воды из водохранилища увеличивают путем открытия поверхностного водослива, в этой зоне (зона V) расходы воды могут увеличиваться до более $677 \text{ м}^3/\text{с}$.

При назначении режима сбросов на расчетные интервалы помимо уровня воды в самом водохранилище учитывается также прогноз притока воды к водохранилищу, уровень воды в других водохранилищах Москворецкой гидротехнической системы, а также уровень воды в верхнем бьефе Рублевского гидроузла. В данной работе учет этих факторов не проводился. С использованием диспетчерского графика работы Можайского водохранилища на языке R был написан автоматический алгоритм расчета ежесуточных сбросов воды по результатам упрощенного расчета водного баланса водохранилища. В качестве входных данных для алгоритма использовались ряды ежесуточных расходов воды притока к водохранилищу, а также ряды метеорологических показателей, необходимых для расчета испарения и объема осадков, выпадающих на зеркало водоема (Рисунок 4.1.7). Расчет суточных слоев испарения проводился по формулам, аналогичным тем, которые используются в самой модели GLM, чтобы наиболее полно повторить схему расчета испарения в модели [Hipsey et al., 2014].

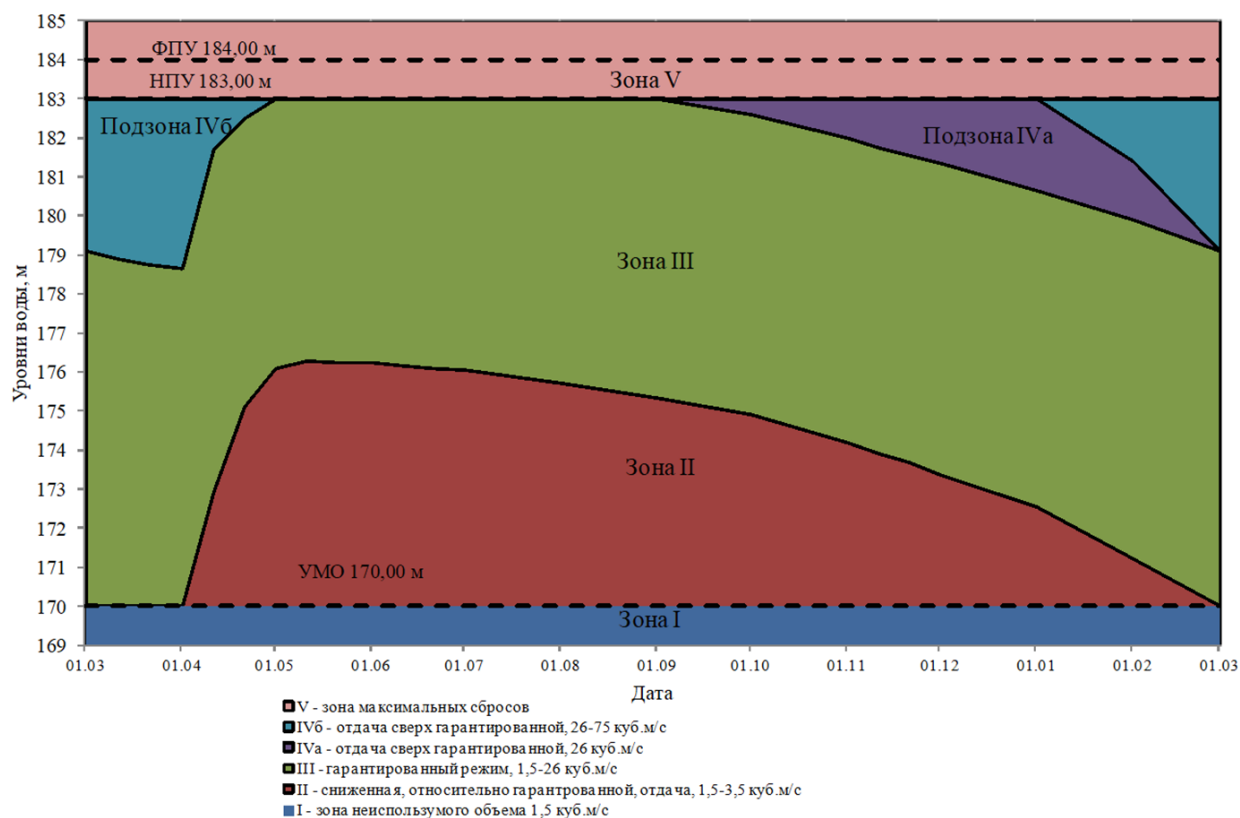


Рисунок 4.1.6. Диспетчерский график работы Можайского водохранилища при начале половодья 1 апреля [Правила использования..., 2024]

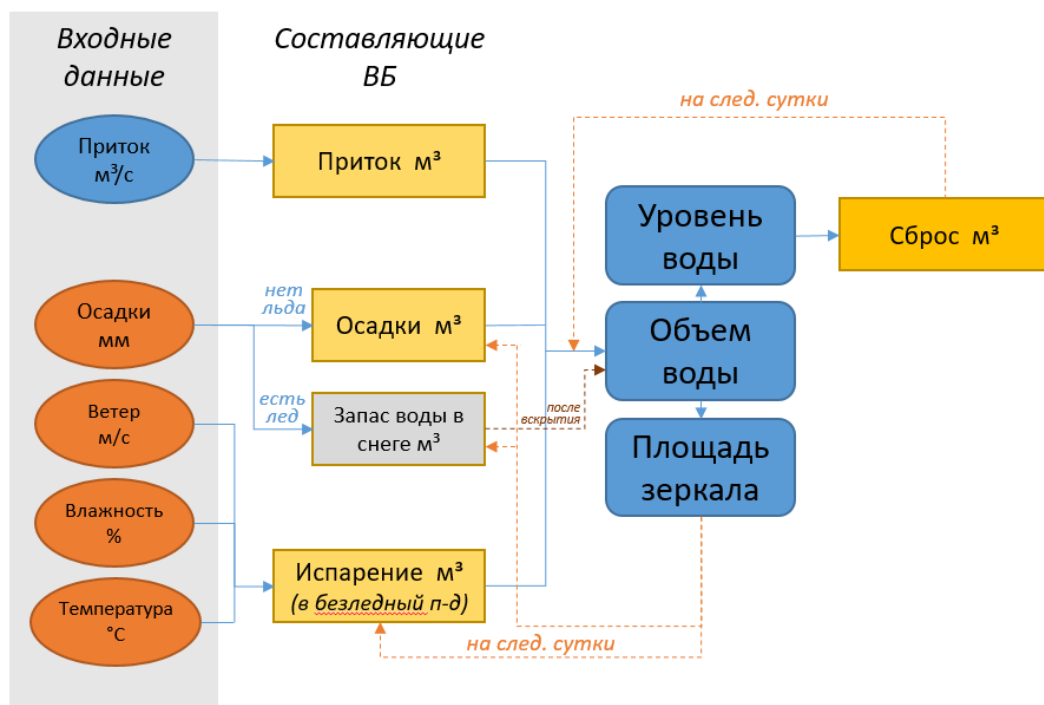


Рисунок 4.1.7. Блок-схема автоматического алгоритма расчета сбросов воды Можайского гидроузла

После разработки алгоритма была проведена его валидация по данным о фактических сбросах воды из водохранилища за 1984–2023 гг. (Рисунок 4.1.8). Ход уровня воды в водохранилище, полученный по уравнению водного баланса с использованием рассчитанных объемов сброса, хорошо повторяет фактический ход уровня (с коэффициентом парной корреляции 0,62). Существенные отклонения (более 1 м) отмечаются только в отдельные годы, что может быть связано с изменением режима работы гидроузла из-за каких-либо внешних факторов (например, ремонт гидроузла в 2008–2009 гг.). Некоторые отклонения также могут быть связаны с ошибками в исходных рядах объемов притока и сбросов воды из водохранилища. После валидации алгоритма он был применен для расчета ежедневных расходов сбрасываемой из водохранилища воды по всем используемым климатическим сценариям.

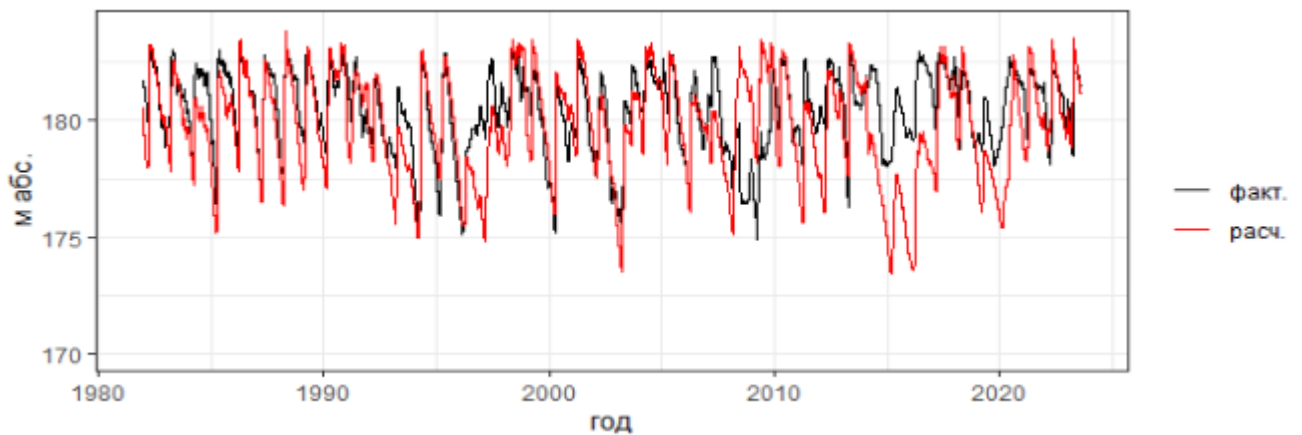


Рисунок 4.1.8. Фактический (факт.) и рассчитанный по алгоритму автоматизации (расч.) режим уровня воды в Можайском водохранилище за 1984–2023 гг.

Использование разработанных сценариев сбросов воды из Можайского водохранилища в течение XXI века наряду с полученными рядами притока позволило в течение всего периода расчета поддерживать уровеньный режим, характерный для водохранилища в настоящее время (Рисунок 4.1.9). Внутригодовой размах колебаний уровня по всем сценариям сохраняется в пределах 3,1–7,2 м, что схоже с фактическим диапазоном его внутригодовой изменчивости за период эксплуатации водохранилища (2,4–7,6 м). Это должно позволить сделать оценки будущего термического режима водохранилища более репрезентативными, так как уровень воды является важным фактором, определяющим условия перемешивания и прогрева водной толщи.

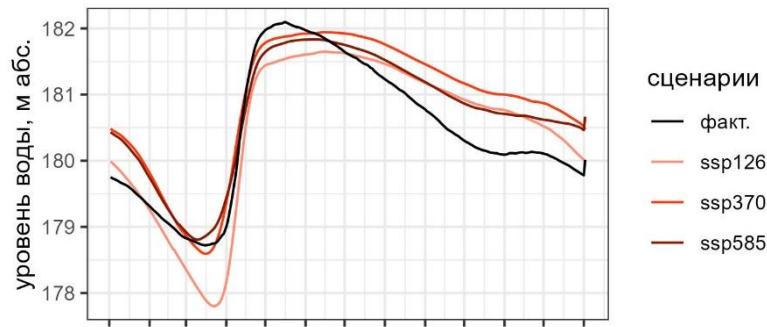


Рисунок 4.1.9. Средний за многолетний период ход уровня воды в Можайском водохранилище по фактическим данным за период 1984–2023 гг. (факт.) и полученный в результате применения алгоритма расчетов сбросов по разным климатическим сценариям

4.2. Ожидаемые изменения в режиме водоемов Московского региона при будущих изменениях климата

4.2.1. Общие положения

В данном разделе описаны результаты сценарного моделирования гидротермодинамики четырех исследуемых водоемов в лимнологической модели GLM с использованием в качестве граничных условий сценариев ожидаемых изменений климатических и гидрологических характеристик, описанных в предыдущем разделе. Для сравнения использовались два опорных периода: 1951–1980 гг. (до начала отчетливо наблюдаемых климатических изменений в режиме озер) и 1985–2014 гг. (условия современного климата). Метеорологический форсинг для этих периодов задавался по реконструкциям, выполненным теми же климатическими моделями, данные которых использовались для разработки сценариев будущих изменений климата (сценарий “historical”). Для Можайского водохранилища период 1951–1980 гг. не рассматривался.

При анализе результатов модельных сценарных расчетов оценивались средние значения моделируемых показателей за два других многолетних периода: 2041–2070 гг. (середина XXI века) и 2071–2100 гг. (конец века). Все оценки приведены как среднее для расчетов по всему ансамблю из 5 климатических моделей, если не указано иное.

4.2.2. Формирование и разрушение ледяного покрова

Согласно результатам реконструкции режима исследуемых озер за исторический период, в 1951–1980 гг. их ледовый режим характеризовался высоким постоянством. Устойчивый ледяной покров на озерах Белом и Святом устанавливался преимущественно во второй половине ноября (самая ранняя дата – 30 октября, самая поздняя – 25 декабря), что воспроизводится по всему ансамблю климатических моделей и повторяет закономерности, отмеченные данными наблюдений на оз. Белом за этот период. В большинстве случаев даты замерзания этих двух озер различались менее, чем на 5 дней. На оз. Глубоком при использовании данных климатических моделей GFDL-ESM4 и IPSL-CM6A_LR установление ледостава происходило в конце ноября-начале декабря, что хорошо сходится с данными фактических наблюдений, по климатической реконструкции других моделей замерзание озера происходило в основном в середине декабря. Разброс дат замерзания оз. Глубокого по данным всего ансамбля моделей за этот период составил от 15 ноября до 25 января. Вскрытие озер Белого, Святого и Глубокого в 1951–1980 гг. происходило в середине-конце апреля. На протяжении всего периода расчета из трех озер оз. Святое обычно замерзает и вскрывается первым, а оз. Глубокое – последним, что является следствием возрастания тепловой инерционности при увеличении размеров и, как следствие, теплозапаса водоема.

За период современных изменений климата (1985–2014 гг.) по результатам модельных расчетов уже прослеживается тенденция к сокращению периода ледостава: к концу этого периода замерзание озер Белого и Святого происходит в последней декаде ноября – первой декаде декабря, оз. Глубокого и Можайского водохранилища – в первой половине декабря; вскрытие озер в основном приходится на середину апреля. Изменения в датах установления и разрушения ледостава за этот период статистически незначимы, так как велика их межгодовая изменчивость.

При всех сценариях будущих климатических изменений отмечаются дальнейшие изменения в режиме установления и разрушения ледяного покрова (Рисунок 4.2.1). При сценарии SSP1-2.6 замерзание озер Белого, Глубокого и Святого происходит в среднем позже на 0,8–1,2 дня/10 лет, хотя для Можайского водохранилища тренд незначим (здесь и далее при $p < 0,05$). Вскрытие оз. Белого и Можайского водохранилища происходит раньше в среднем на 1,8 и 1,4 дня/10 лет, соответственно. При этом после 2080 года при

«мягком» сценарии наблюдается стабилизация дат и даже небольшой обратный тренд. Расчеты с использованием данных разных климатических моделей при этом дают результаты, различающиеся в несколько раз. При «среднем» и «жестком» сценариях для всех водоемов по расчетам с использованием данных всех климатических моделей отмечаются значимые тренды как к более позднему замерзанию, так и к более раннему вскрытию. При сценарии SSP3-7.0 средний темп изменения дат замерзания составляет от +1,9 до +2,7 дней/10 лет, при сценарии SSP5-8.5 – от +2,8 до +4,3 дней/10 лет. Даты разрушения ледяного покрова при этих сценариях сдвигаются на сроки от –1,4 до –3,6 и от –4,1 до –4,9 дней/10 лет соответственно. Для дат замерзания наименьшие изменения при всех сценариях характерны для Можайского водохранилища – самого крупного из исследуемых водоемов.

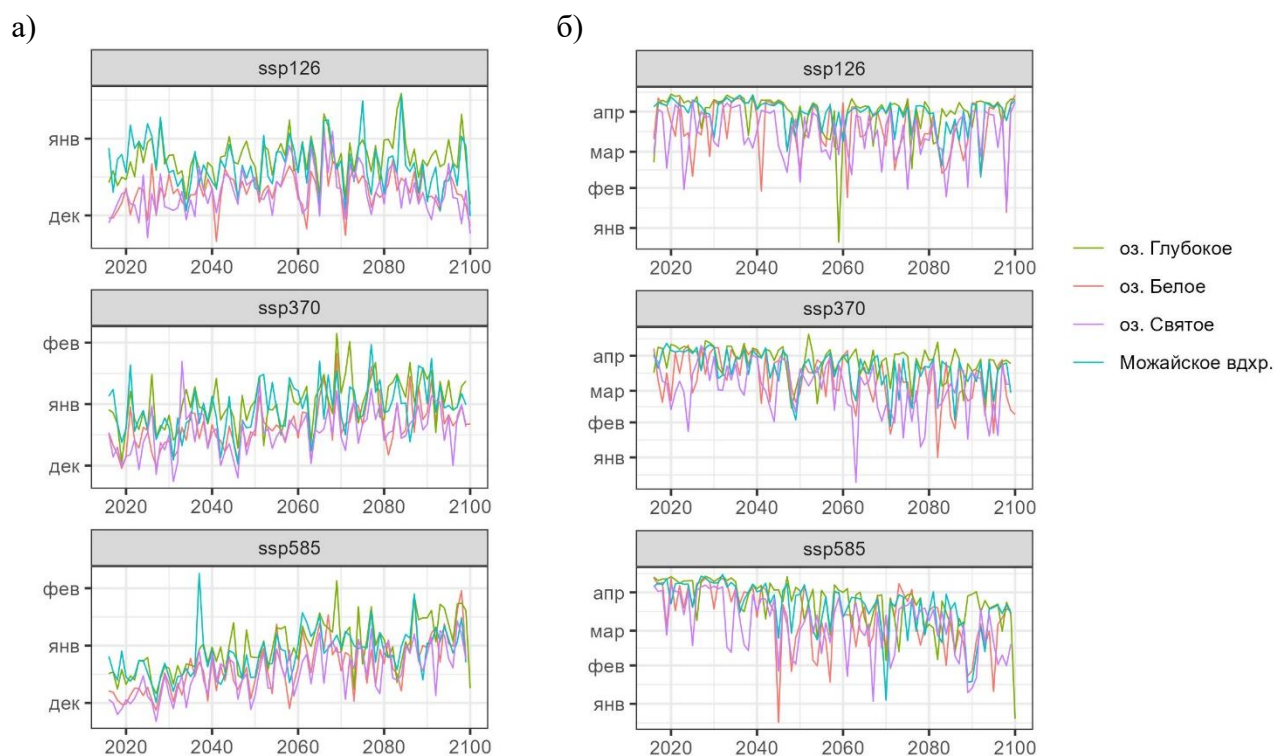


Рисунок 4.2.1. Даты формирования (а) и разрушения (б) устойчивого ледяного покрова на исследуемых озерах за период 2010-2100 гг. по различным климатическим сценариям

Итоговая продолжительность периода ледостава к середине и концу XXI века по всем сценариям оказывается значительно ниже, чем в опорные периоды (Рисунок 4.2.2). В 1951–1980 гг. средняя продолжительность ледостава для исследуемых водоемов составляла 125–140 дней, в период современных изменений климата (1985–2014 гг.) она сократилась уже до 125–134 дней. При сценарии SSP1-2.6 к середине XXI века она сокращается до 97–110 дней, а к концу – до 93–106 дней. Таким образом, к концу XXI

века продолжительность ледостава снижается на 26–38 дней относительно периода до начала основных климатических изменений и на 26–33 дня относительно условий современного климата. Видно, что изменения между серединой и концом XXI века уже невелики, основное сокращение периода ледостава происходит до середины века.

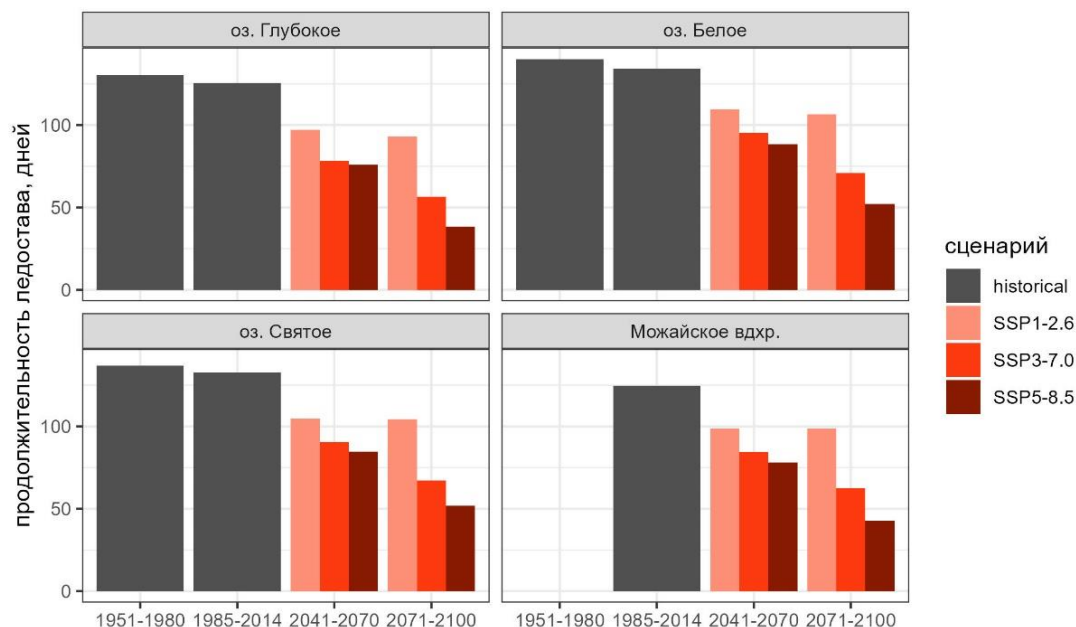


Рисунок 4.2.2. Изменение продолжительности ледостава на исследуемых водоемах в течение 1951–2100 гг. по различным климатическим сценариям

При сценарии SSP3-7.0 к середине века продолжительность ледостава сокращается до 78–95 дней, а к концу века – до 56–71 дней. При сценарии SSP5-8.5 средняя продолжительность ледостава к середине века составляет 76–88 дней, к концу века – 38–52 дней. Таким образом, при обоих этих сценариях темпы изменений продолжают увеличиваться в течение всего столетия. При «среднем» сценарии средняя скорость снижения продолжительности ледостава составляет 7,2–8,3 дней/10 лет, в результате чего к концу века она уменьшается более, чем на два месяца относительно референсных периодов; при «жестком» сценарии продолжительность ледостава снижается в среднем на 12,3–13,6 дней/10 лет и к концу века оказывается почти на три месяца меньше.

Также при всех рассмотренных сценариях увеличивается частота «безледных» зим. Если за исторический период зимы, в течение которых устойчивый ледяной покров (продолжительностью более 14 дней) на каком-либо из исследуемых водоемов не устанавливался, встречались только в единичных случаях из всего ансамбля моделей, то уже при сценарии SSP1-2.6 за период расчета количество таких случаев достигает 10.

Наиболее часто безледные зимы ожидаются для оз. Глубокого и Можайского водохранилища, то есть более крупные водоемы оказываются сильнее подвержены этому воздействию, но даже для оз. Святого в 5 случаях не происходило установления устойчивого ледостава. При сценариях SSP3-7.0 и SSP5-8.5 частота «безледных» зим увеличивается, и начиная с середины столетия до половины всех лет (по данным различных климатических моделей) характеризуются отсутствием устойчивого ледяного покрова.

4.2.3. Продолжительность летней стратификации

Сокращение периода ледостава в исследуемых водоемах сопровождается увеличением продолжительности летней термической стратификации. В рамках данной работы водоемы считались стратифицированными, если разница в температуре воды между их поверхностным и придонным слоем превышала 1 °C [Engelhardt, Kirillin, 2014]. За стратифицированный период для димиктических водоемов принимался период, в течение которого водоем неизменно сохранялся в состоянии прямой стратификации. Для полимиктического оз. Святого за продолжительность периода летней стратификации принималась суммарная продолжительность периодов, в течение которых разница между температурой поверхностного и придонного слоя превышала 1 °C.

За исторический период продолжительность стратификации во всех исследуемых водоемах увеличивается незначительно (Рисунок 4.2.3): для оз. Глубокого и Белого в 1951–1980 гг. она составляла в среднем 179 и 183 дней соответственно, а в 1985–2014 гг. – 184 и 188 дней. Для Можайского водохранилища в условиях современного климата продолжительность периода стратификации составляет в среднем 199 дней. Оз. Святое в эти периоды находилось в стратифицированном состоянии 104 и 106 дней соответственно. Уже при сценарии SSP1-2.6 изменения становятся более яркими и повсеместно становятся статистически значимыми – продолжительность стратификации увеличивается примерно на две недели к середине столетия, после чего сохраняется на примерно постоянном уровне. Для оз. Глубокого и Белого как в середине, так и в конце XXI века продолжительность стратифицированного периода увеличивается до 200–204 дней, для Можайского водохранилища – до 216 дней, для оз. Святого – до 119 дней.

При сценариях SSP3-7.0 и SSP5-8.5 продолжительность стратифицированного периода продолжает увеличиваться в течение всего столетия. К середине века продолжительность стратификации для оз. Глубокого, оз. Белого и Можайского водохранилища по обоим сценариям увеличивается на 20–24 дня относительно современных условий, а к концу века изменения составляют уже 36–41 день по «среднему» сценарию и 35–45 дней по «жесткому» сценарию. К концу века по этим сценариям продолжительность стратификации в них достигает 219–240 и 222–244 дней соответственно. Средний темп увеличения продолжительности стратификации составляет 4,1–5,3 дней/10 лет по «среднему» сценарию и 4,7–7,1 дней/10 лет по «жесткому» сценарию.

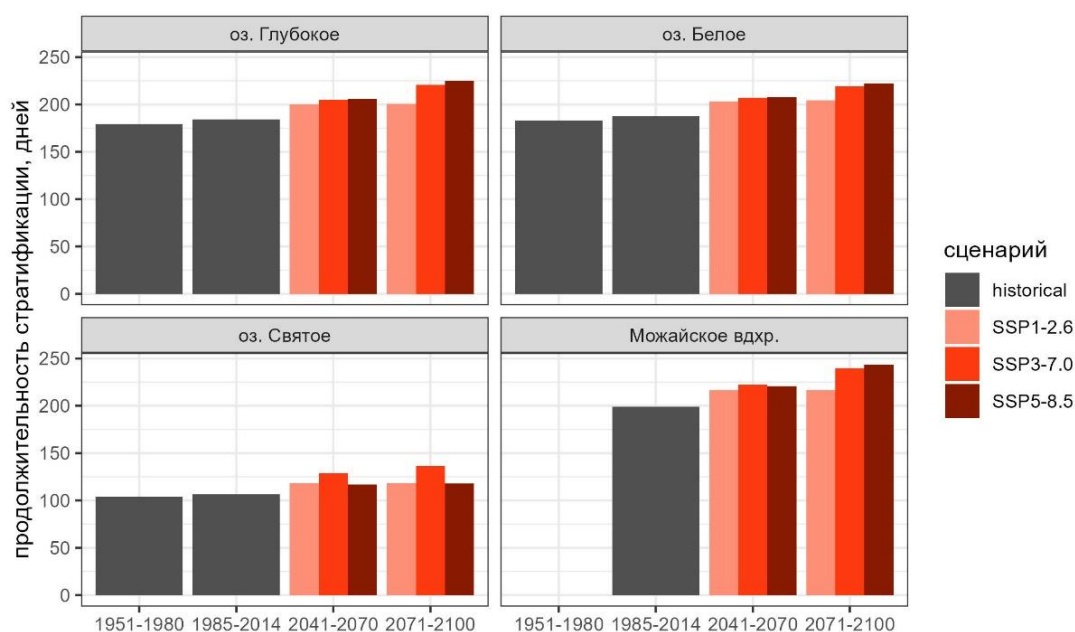


Рисунок 4.2.3. Изменение продолжительности летней стратификации на исследуемых водоемах в течение 1951–2100 гг. по различным климатическим сценариям. Для оз. Святого показана суммарная продолжительность стратифицированных периодов в течение лета.

Для полимиктического оз. Святого по «среднему» сценарию продолжительность стратификации к концу XXI века увеличивается на 30 дней относительно современных условий, к концу века достигая в среднем 137 дней, а по «жесткому» сценарию – только на 12 дней, к концу века составляя 118 дней. При «среднем» сценарии средняя величина линейного тренда составляет для оз. Святого 3,1 дней/10 лет, а при «жестком» – 1,2 дня/10 лет. При этом результаты расчетов отдельных климатических моделей по

сценарию SSP5-8.5 показывают значительный разброс: по данным моделей GFDL-ESM4, IPSL-CM6A-LR и MPI-ESM1-2-HR продолжительность периода стратификации увеличивается на 0,6–4,6 дней/10 лет, а по данным моделей MRI-ESM2-0 и UKESM1-0-LL – снижается на 1,3–4,2 дня/10 лет. Причем количество отдельных событий формирования и разрушения стратификации в течение лета для оз. Святого изменяется слабо (Рисунок 4.2.4) – как в исторический период, так и по большинству сценариев они происходят в среднем 7,4–8,3 раз в течение теплого периода года. Только при сценарии SSP3-7.0 разрушение стратификации происходит реже – в среднем 5,8–6,5 раз в год. В то же время, для сценария SSP5-8.5 снова наблюдается большой разброс между результатами разных климатических моделей: по данным моделей GFDL-ESM4 и IPSL-CM6A-LR к концу века среднее количество эпизодов перемешивания составляет 6,2–6,3 раз в год, а по данным остальных моделей – 7,8–13,2 раз в год.

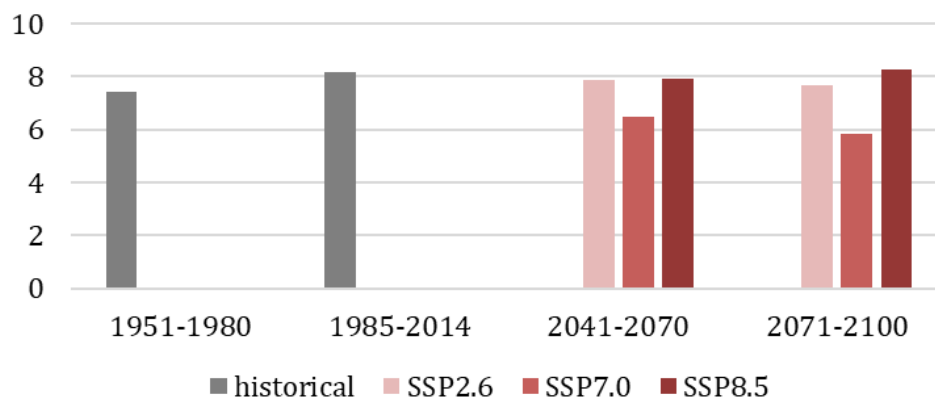


Рисунок 4.2.4. Среднее количество эпизодов перемешивания оз. Святого в течение лета по различным климатическим сценариям.

Таким образом, для димиктических озер основной тенденцией по всем сценариям остается постоянное увеличение продолжительности летней стратификации в течение XXI века. В мелководном озере при всех сценариях отмечается, как правило, небольшое увеличение суммарной продолжительности периодов стратификации, но основные черты полимиктического режима сохраняются, хотя при «среднем» и «жестком» сценариях возможно снижение частоты периодов перемешивания в течение лета.

4.2.4. Температура воды

Ожидается, изменения в температуре воды поверхностного слоя озер также оказываются значимыми при всех сценариях будущих изменений климата. Для температуры поверхностного слоя воды уже за исторический период отмечается статистически значимый тренд к увеличению, причем все водоемы оказываются крайне близки по ее значениям (Рисунок 4.2.5). В 1951–1980 гг. средняя за период открытой воды (с мая по октябрь) температура поверхности воды исследуемых водоемов составляла 16,8–16,9 °С, а в 1985–2014 гг. она достигла уже 17,3–17,6 °С. Максимальная температура воды в оба этих периода составляла 28,9–31,2 °С.

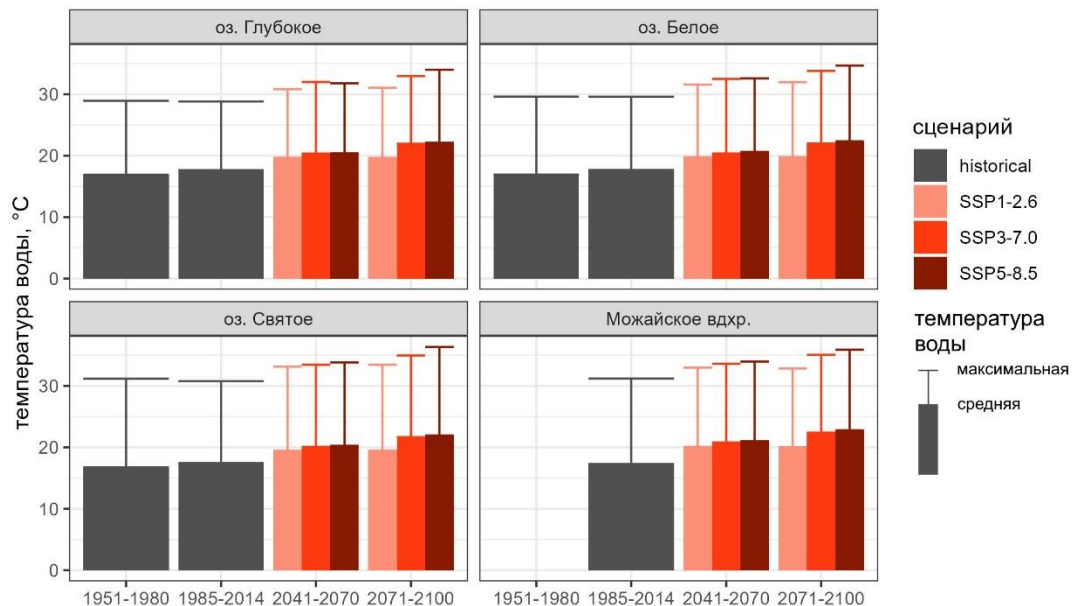


Рисунок 4.2.5. Изменение средней (за май-октябрь) и максимальной температуры поверхностного слоя воды исследуемых водоемов в течение 1951–2100 гг. по различным климатическим сценариям

При «мягком» сценарии температура поверхности воды увеличивается примерно на 2 °С уже к середине XXI века и остается на этом уровне до конца века, составляя в среднем 19,4–20,1 °С. Максимальная температура воды при этом также увеличивается до 30,8–33,4 °С. При «среднем» и «жестком» сценариях температура воды продолжает расти в течение всего XXI века. При сценарии SSP3-7.0 к середине века она достигает 20,1–20,8 °С, к концу века – 21,7–22,4 °С. При «жестком» сценарии к середине века средняя температура поверхности воды составляет 20,3–21,0 °С, к концу века – 21,9–22,8 °С. Таким образом, при «мягком» сценарии температура воды к концу века

увеличивается в среднем на 2,0–2,7 °С относительно современных условий, при «среднем» сценарии – на 4,2–5,1 °С, при «жестком» сценарии – на 4,5–5,5 °С. Максимальная температура воды озер к концу века составляет 33,0–35,1 °С при «среднем» сценарии и 34,0–36,3 °С при «жестком» сценарии. Средний темп увеличения температуры поверхностного слоя воды в течение расчетного периода при сценарии SSP1-2.6 составляет 0,05–0,09 °С/10 лет, при сценарии SSP3-7.0 – 0,50–0,51 °С/10 лет, при сценарии SSP5-8.5 – 0,53–0,57 °С/10 лет.

Большую роль для озерных экосистем играет также продолжительность периодов, в течение которых температура воды превышает пороговые значения, соответствующие высоким и экстремально высоким температурам [Mullin et al., 2020]. Повторяемость дней с температурой поверхностного слоя воды более 25 °С в современных климатических условиях составляет для исследуемых озер в среднем 9–14 дней в году (Рисунок 4.2.6). При «мягком» сценарии к середине XXI века она достигает уже 31–38 дней и сохраняется на схожем уровне до конца столетия. При «среднем» и «жестком» сценариях к середине века она увеличивается до 43–51 дней в году, а к концу века достигает уже 63–72 дней в году. Температура воды свыше 30 °С, в исторический период только эпизодически отмечавшаяся в исследуемых водоемах, к концу века при «мягком» сценарии достигается в среднем 1–2 дня в году, при «среднем» сценарии – 8–11 дней в году, при «жестком» сценарии – в среднем 12–17 дней в году.

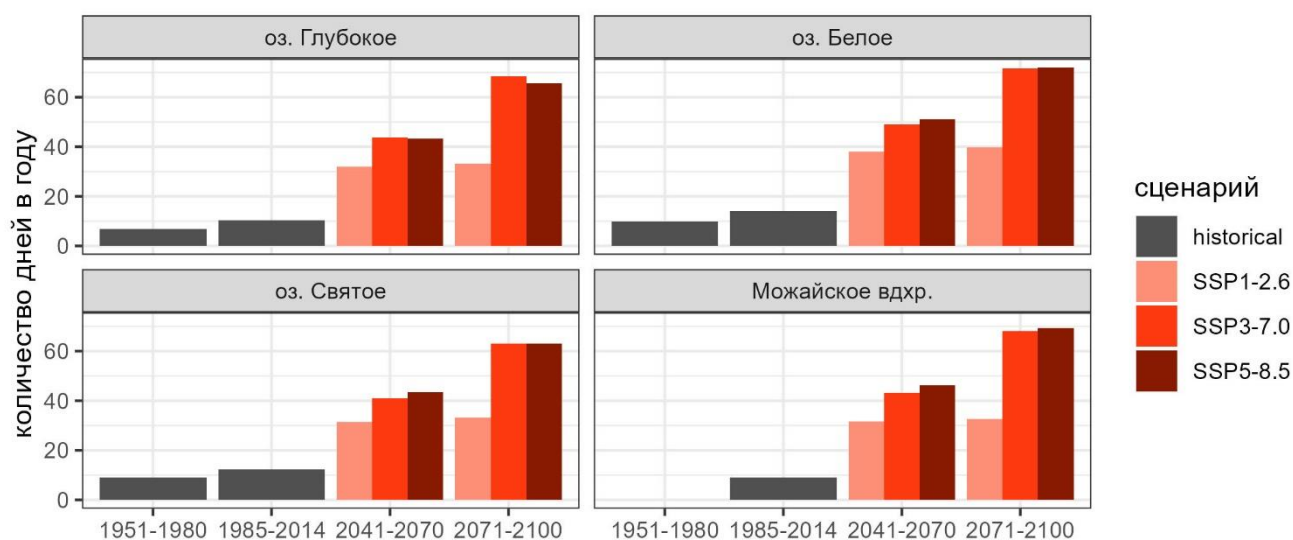


Рисунок 4.2.6. Среднее количество дней в году с температурой метрового поверхностного слоя воды, превышающей 25 °С, по различным сценариям

Существенные изменения отмечаются и в датах перехода температуры поверхностного слоя воды через пороговые значения (Рисунок 4.2.7, Рисунок 4.2.8). Переход температуры воды через $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ весной по сценарию SSP1-2.6 в течение всего века происходит в среднем в конце марта – второй половине апреля (для оз. Святого – в марте), как и было характерно для условий современного климата. Но при сценариях SSP3-7.0 и SSP5-8.5 к концу века эти даты смещаются уже к началу марта или даже февралю. Дата устойчивого перехода температуры воды через $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ весной сохраняет большую стабильность, но для всех озер по всем сценариям также характерна тенденция к более раннему наступлению этого перехода (до 15–20 дней относительно начала XXI века). Увеличение длины периода между датами этих переходов свидетельствует о том, что весеннее перемешивание в водоемах при «среднем» и «жестком» сценариях наступает существенно раньше, но при этом основной прогрев и усиление термической стратификации происходит в сроки, близкие к историческому периоду. То есть продолжительность периода весеннего перемешивания в целом увеличивается – от 15–20 дней в начале века до 30–60 дней в конце века.

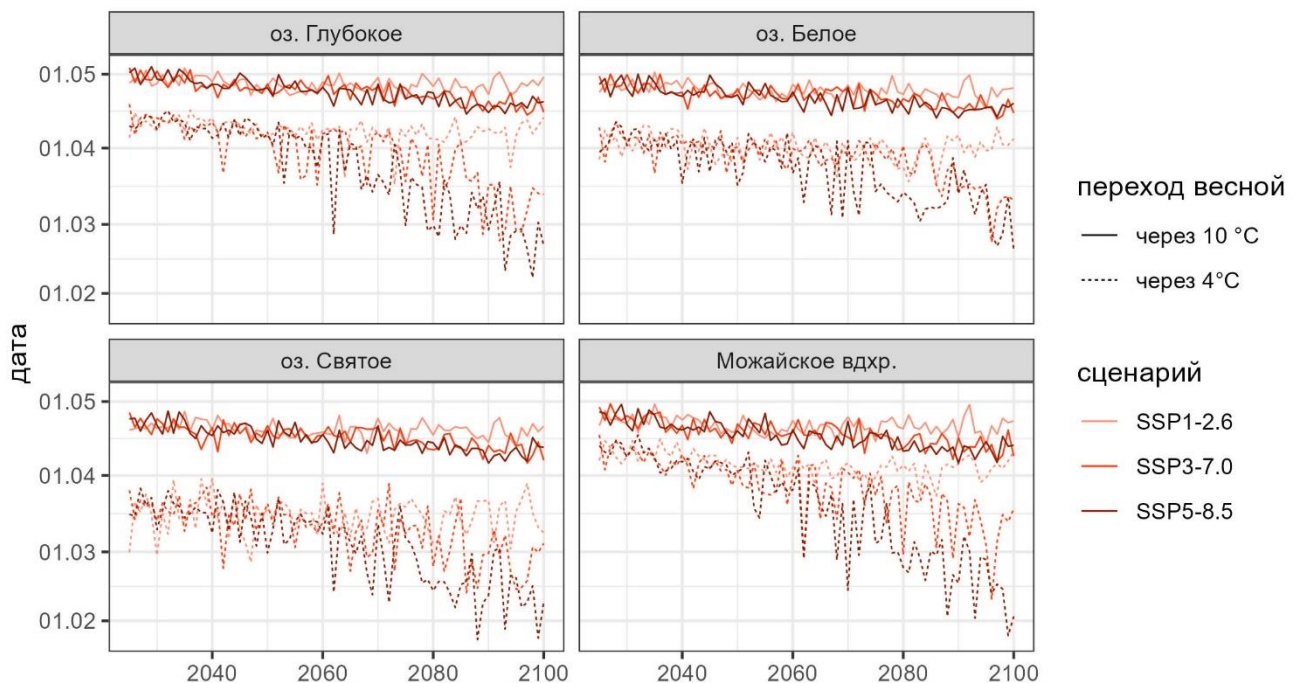


Рисунок 4.2.7. Даты перехода температуры поверхностного слоя воды через заданные значения весной по различным сценариям

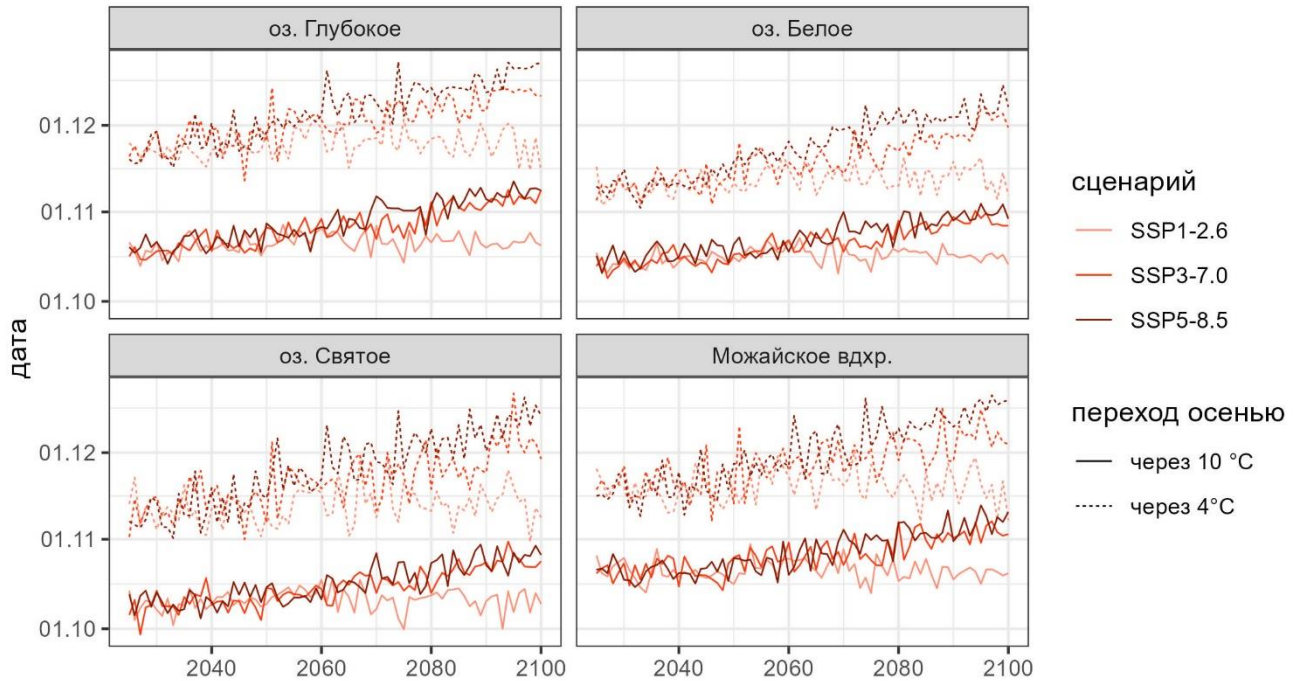


Рисунок 4.2.8. Даты перехода температуры поверхностного слоя воды через заданные значения осенью по различным сценариям

Для осеннего периода по всем сценариям характерен направленный сдвиг дат перехода через 4 и 10 °C на более поздние сроки, но продолжительность периода между этими переходами остается почти неизменной – около 20–30 дней. В начале века характерные даты перехода температуры поверхностного слоя воды всех водоемов через 10 °C приурочены к первой-второй декадам октября, а переход через 4 °C происходит преимущественно в первой половине ноября. К концу века при «мягком» сценарии эти даты изменяются незначительно, а при «среднем» и «жестком» сценариях сдвиг составляет около 15–20 дней для оз. Глубокое, оз. Белое и Можайского водохранилища и почти месяц для оз. Святого.

Для придонного слоя воды изменения в течение XXI века оказываются существенно менее выражены (Рисунок 4.2.9). Для озер Белого и Глубокое средняя температура придонного метрового слоя воды за летний период в климатических условиях 1951–1980 и 1984–2014 гг. составляла 5,1–5,2 °C. К концу XXI века значимые изменения для этих озер отмечаются только при «жестком» сценарии, в результате чего придонная температура увеличивается в среднем на 0,4 °C. Для Можайского водохранилища средняя температура придонного слоя воды в исторический период составляет 9,5 °C, а к концу XXI века по всем сценариям она достигает 9,6–10,2 °C, при

этом значимый тренд в течение столетия отсутствует. Наиболее отчетливый линейный тренд отмечается для оз. Святого. В 1951–1980 гг. средняя за май-октябрь температура придонного слоя воды в нем составляла 15,1 °С, в современных климатических условиях – 15,8 °С, а к концу XXI века по «среднему» и «жесткому» сценариям она достигает 16,6 и 18,8 °С, увеличиваясь в течение столетия в среднем на 0,20 и 0,53 °С. Для оз. Святого, в отличие от остальных водоемов, также отмечается значительное увеличение максимальной за летний период температуры придонного слоя воды: до начала основных изменений климата она составляла в среднем 20,1 °С, в условиях современного климата – 21,1 °С, а к концу XXI века по различным сценариям достигает 22,7–25,8 °С.

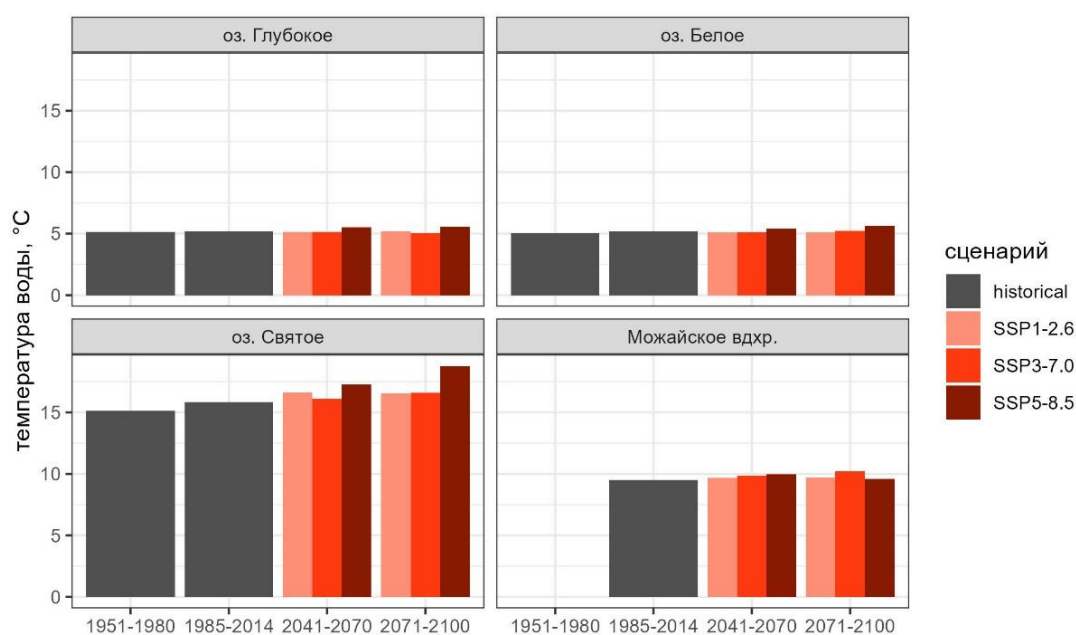


Рисунок 4.2.9. Изменение средней (за май-октябрь) температуры придонного слоя воды исследуемых водоемов в течение 1951–2100 гг. по различным климатическим сценариям

В целом все изменения температуры воды исследуемых водоемов в течение XXI века затрагивает только верхние слои водной толщи (Рисунок 4.2.10). Положение сезонного слоя температурного скачка в течение XXI века по составленным сценарным расчетам меняется слабо: в оз. Белом он располагается в среднем на глубинах 3–6 м, в оз. Глубоком – на 4–7,5 м; в Можайском водохранилище температурный профиль обычно имеет сглаженный вид, но максимальный вертикальный градиент отмечается на глубинах 5–9 м. Все значимые изменения в средней температуре воды приурочены в основном к эпилимниону исследуемых водоемов, в то время как в более глубоких слоях изменения в течение столетия не превышают нескольких десятых градуса. Для

оз. Святого ввиду отсутствия выраженного сезонного слоя скачка и регулярного перемешивания в течение лета изменения отмечаются по всей глубине.

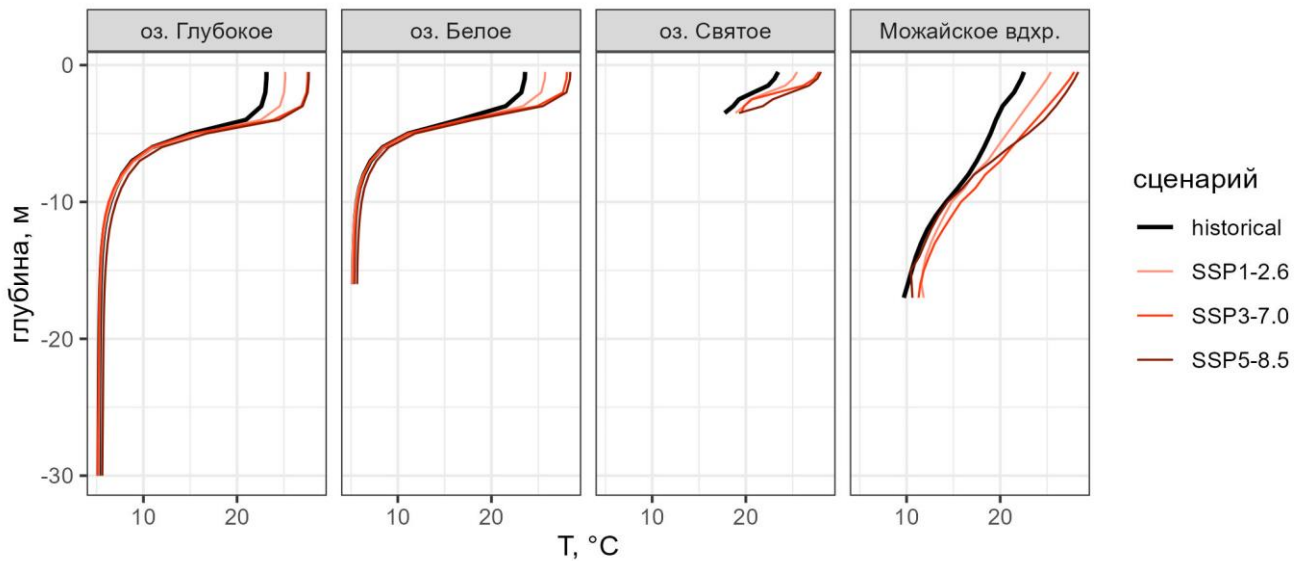


Рисунок 4.2.10. Осредненный температурный профиль исследуемых водоемов в июле в 1985–2014 гг. (сценарий «historical») и в 2071–2100 гг. по различным сценариям

За счет увеличения вертикального градиента температуры воды увеличивается также гидродинамическая устойчивость водной толщи (Рисунок 4.2.11). Для оз. Глубокое и Белое ее изменения заметны уже за исторический период: между 1951–1980 и 1985–2014 гг. ее среднее значение за май–октябрь в оз. Глубоком выросло с 290 до 311 Дж/м², в оз. Белом – с 64 до 68 Дж/м². Для оз. Святого в оба этих периода были характерны крайне низкие значения – около 4,2 Дж/м². Для Можайского вдхр. среднее значение за 1985–2014 гг. составило 111 Дж/м². При «мягком» сценарии к концу века в трех озерах средняя устойчивость возрастает на 15–20% относительно современных условий, а в Можайском водохранилище – на 39%. При «среднем» сценарии устойчивость стратификации оз. Белого и Глубокое увеличивается уже на 39 и 33%, а оз. Святого и Можайского вдхр – на 54 и 60% относительно современных значений. При «жестком» сценарии изменения в оз. Белом и Глубоком почти не отличаются от «среднего» сценария, в Можайском водохранилище устойчивость увеличивается еще сильнее (на 80% от современной нормы), а в оз. Святом отклонение от современного значения составляет только 30%. Увеличиваются и максимальные значения устойчивости за летний период: к концу столетия их значения оказываются выше на 17–20% при «мягком» сценарии, на 38–43% при «среднем» сценарии и на 26–59% при «жестком» сценарии.

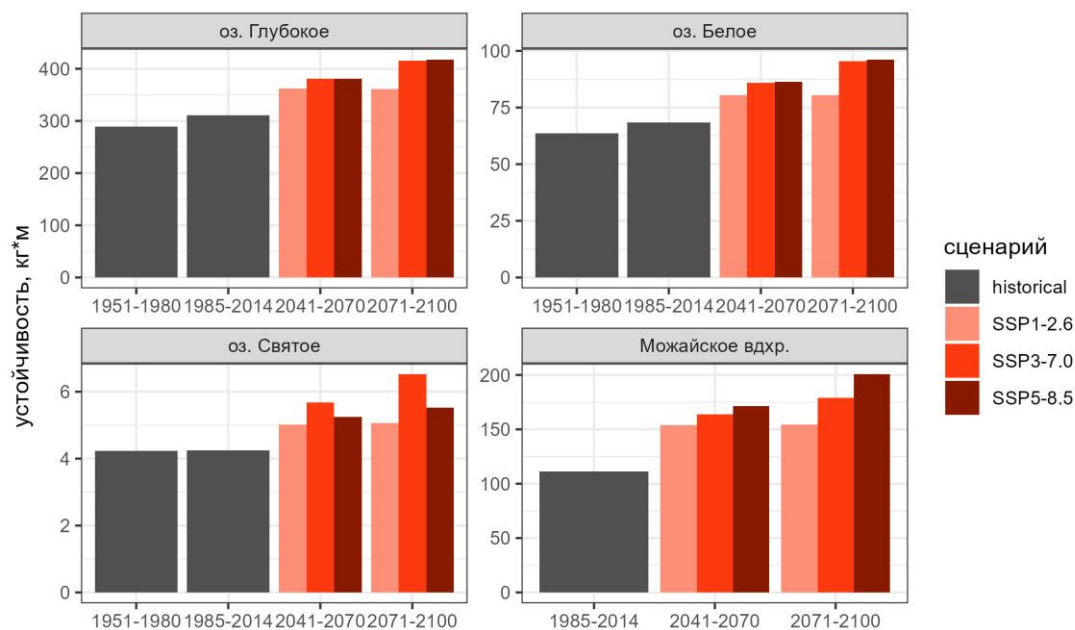


Рисунок 4.2.11. Изменение средней (за май-октябрь) устойчивости водной толщи исследуемых водоемов (по Шмидту) в течение 1951–2100 гг. по различным климатическим сценариям

Таким образом, по всем трем сценариям изменений климата до конца XXI века во всех исследуемых водоемах отмечается значимое увеличение температуры поверхностного слоя воды, а также сдвиг дат перехода через 4 и 10 °С весной на более ранние сроки, а осенью – на более поздние. При этом продолжительность весеннего периода перемешивания увеличивается, а осеннего – сохраняется на уровне, схожем с современным. Продолжительность периодов с высокими температурами поверхностного слоя воды (более 25 и 30 °С) также многократно увеличивается по всем сценариям. При этом сильный значимый тренд в температуре придонного слоя воды отмечается только для полимиктического оз. Святого. Для всех водоемов отмечается тенденция к увеличению устойчивости стратификации. Вид температурного профиля водоемов изменяется незначительно, положение границ сезонного слоя температурного скачка к концу века сохраняется таким же, как в исторический период, и основные изменения в температуре воды затрагивают только эпилимнион.

4.2.5. Водный баланс (испарение и осадки)

Как было сказано в разделе 4.1, основным трендом, ожидаемым в режиме атмосферных осадков на территории Московского региона, является небольшое

увеличение их годовых сумм по всем сценариям. Поскольку изменчивость климатических характеристик по территории исследуемого региона невелика, многолетний ход осадков для всех четырех водоемов крайне схож. При сценарии SSP1-2.6 годовой слой осадков, выпадающих на зеркало водоемов, увеличивается в среднем на 4,7–6,5 мм/10 лет, при сценарии SSP3-7.0 – на 12,2–13,2 мм/10 лет, при сценарии SSP5-8.5 – на 20,2–22,7 мм/10 лет. Эти изменения почти во всех случаях компенсируют увеличение годового слоя испарения, составляющее при «мягком» сценарии 2,4–3,6 мм/10 лет, при «среднем» сценарии – 6,8–13,5 мм/10 лет, при «жестком» сценарии – 11,9–23,0 мм/10 лет. В первую очередь увеличение слоя испарения обусловлено его повышением в летний период: в июне–августе увеличение месячных сумм осадков по различным сценариям достигает 15–30% от соответствующих значений в условиях современного климата (Рисунок 4.2.12). Существенное увеличение слоя испарения отмечается также в весенний период (конец марта – середина апреля) за счет более раннего освобождения водоемов ото льда.

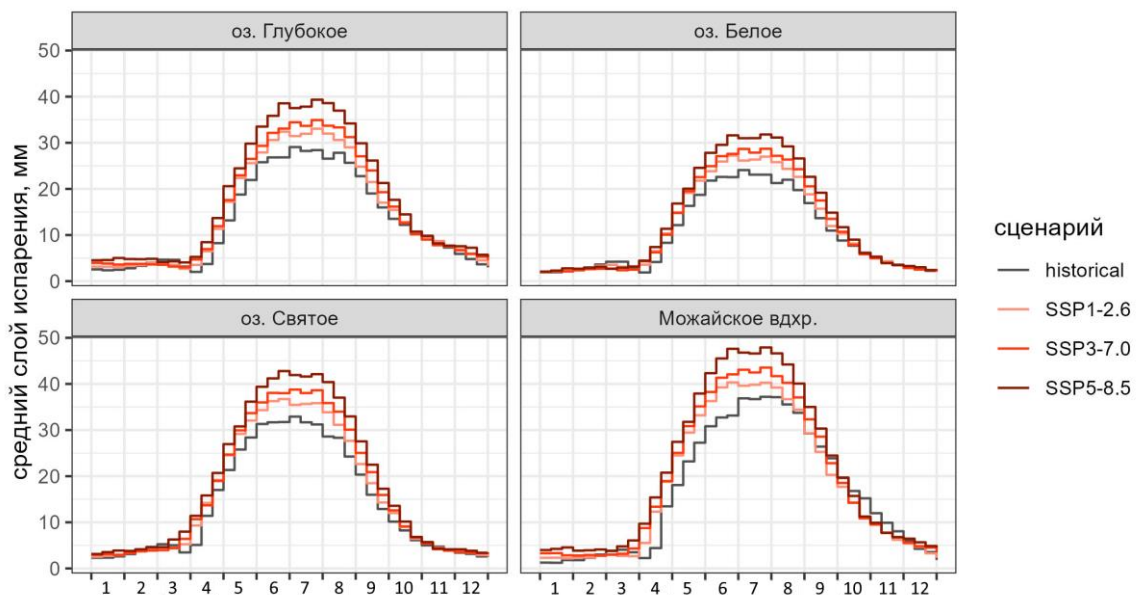


Рисунок 4.2.12. Годовой ход декадных сумм испарения с поверхности водоемов в 1985–2014 гг. (сценарий «historical») и в 2071–2100 гг. по различным сценариям

Для глубоководных водоемов изменения в режиме осадков и испарения не несут существенных последствий для уровня и термического режима. Однако, для мелководного оз. Святого в наиболее неблагоприятном случае возможно существенное обмеление: так, при «жестком» сценарии при использовании данных климатической модели UKESM1-0-LL к концу века годовая сумма испарения начинает превышать сумму

выпадающих осадков, разница между годовыми значениями может достигать более 300 мм. В результате в отдельные годы отмечается снижение уровня озера более чем на метр относительно многолетней средней отметки. По остальным использованным сценариям существенного снижения уровня оз. Святого, как и остальных водоемов, не отмечается. На примере оз. Белого и оз. Святого (Рисунок 4.2.13) можно видеть, как из двух водоемов, находящихся в единых климатических условиях, именно для мелководного полимиктического озера, характеризующегося большим прогревом всей водной толщи, ожидаемые изменения климата при «жестком» сценарии приводят к устойчивому нарушению уровня режима и стремительному обмелению озера в многолетнем разрезе, в результате чего к концу века средний уровень воды в нем снижается более, чем на 30 см, в то время как для более глубоководного водоема изменения не превышают 10 см.

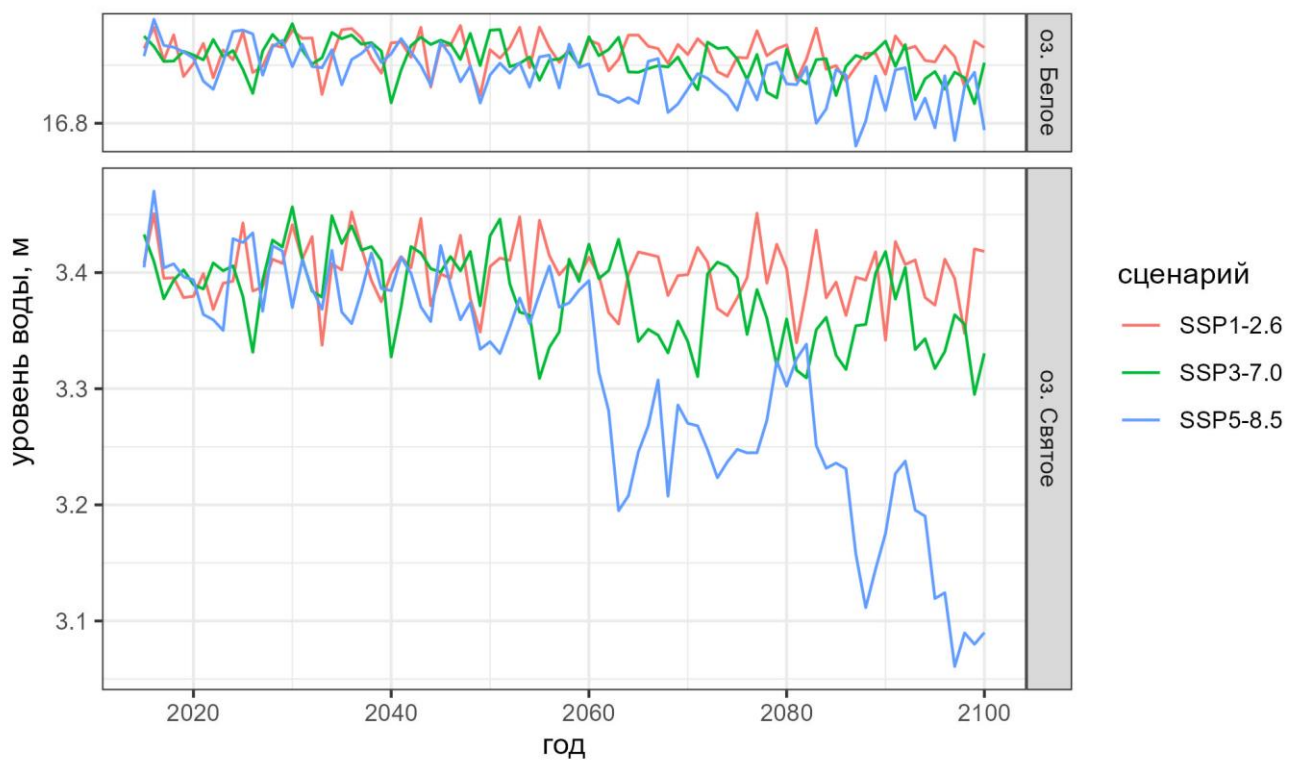


Рисунок 4.2.13. Многолетние изменения среднего уровня воды оз. Белого и Святого в июне-августе по различным сценариям.

4.2.6. Обобщение ожидаемых изменений в термическом режиме водоемов

Обобщенные темпы изменений в характеристиках термического режима исследуемых водоемов при разных сценариях приведены в Таблице 4.2.1. В целом при

«мягком» сценарии SSP1-2.6 изменения в ледовом и термическом режиме, начавшиеся уже в современный период, продолжаются до середины века, после чего их показатели стабилизируются. За счет этого для многих характеристик не отмечается статистически значимого линейного тренда. При «среднем» сценарии SSP3-7.0 и «жестком» сценарии SSP5-8.5 все отмечаемые изменения продолжают усиливаться в течение всего века. К наиболее важным изменениям, отмечаемым по всем сценариям, относятся:

- сокращение периода ледостава, достигающее к концу века 1–3 месяца относительно исторического периода;
- более раннее начало весенней циркуляции, увеличение ее продолжительности, более раннее установление прямой термической стратификации;
- увеличение средней и максимальной температуры поверхностного слоя воды в период открытой воды, многократное увеличение продолжительности периодов с высокой температурой воды (более 25 и 30 °С);
- для мелководных полимиктических озер – увеличение средней и максимальной температуры придонного слоя воды;
- более позднее начало осенней циркуляции и более поздний переход к обратной температурной стратификации;
- увеличение испарения с водной поверхности, наиболее сильно проявляющееся в летний период и весной после разрушения ледяного покрова.

Многие черты современного режима озер сохраняются до конца века при всех проанализированных сценариях: почти не изменяется вид вертикального температурного профиля (положение основных термических слоев), для мелководного озера не отмечается существенных тенденций к переходу от полимиктического к димиктическому режиму. При этом для озер, в настоящее время характеризующихся димиктическим режимом, учащение повторяемости безледных зим означает смещение в сторону теплого мономиктического типа динамического режима.

Таблица 4.2.1. Средняя величина линейного тренда характеристик термического режима исследуемых водоемов (ед./10 лет) в XXI веке по данным сценарного расчета. Указаны только статистически значимые тренды ($p < 0,05$)

Показатель	Ед. изм.	SSP1–2.6				SSP3–7.0				SSP5–8.5			
		Гл*	Бел*	Св*	Мож*	Гл	Бел	Св	Мож	Гл	Бел	Св	Мож
Дата замерзания	–	+0,9	+1,2	+0,8		+2,0	+2,7	+2,4	+1,9	+3,5	+4,3	+4,1	+2,8
Дата вскрытия	–		–1,8		–1,4	–1,4	–3,6	–3,1	–2,3	–4,2	–4,1	–4,9	–4,2
Продолжительность ледостава	дни					–7,4	–8,3	–7,2	–8,1	–13,6	–13,0	–12,8	–12,3
Продолжительность стратификации	дни					+5,1	+4,4	+3,1	+5,4	+6,0	+4,7		+7,1
Дата перехода $T_{пов}$ через 4 °С весной		–0,8	–0,5	–0,3	–1,3	–4,3	–2,6	–3,1	–4,2	–6,7	–4,3	–5,5	–8,1
Дата перехода $T_{пов}$ через 4 °С осенью		+0,5	+0,7	+0,7		+2,8	+3,0	+2,9	+2,2	+4,2	+4,3	+5,0	+4,1
Дата перехода $T_{пов}$ через 10 °С весной		–0,4	–0,5	–0,5	–0,7	–1,6	–1,3	–1,4	–1,8	–1,8	–1,5	–1,8	–2,1
Дата перехода $T_{пов}$ через 10 °С осенью		+0,5	+0,5	+0,3		+2,6	+2,3	+2,4	+1,8	+2,9	+2,5	+2,5	+2,3
Число дней в году с $T_{пов} > 25$ °С	дни	+1,8	+2,1	+1,8	+1,0	+7,6	+7,2	+6,7	+7,0	+6,9	+6,8	+6,2	+6,7
Средняя $T_{пов}$ (май–октябрь)	°С	+0,08	+0,09	+0,09	+0,05	+0,51	+0,51	+0,51	+0,50	+0,55	+0,55	+0,53	+0,57
Максимальная $T_{пов}$ (май–октябрь)	°С					+0,53	+0,52	+0,48	+0,50	+0,59	+0,59	+0,58	+0,61
Средняя $T_{дно}$ (май–октябрь)	°С							+0,20				+0,53	
Максимальная $T_{дно}$ (май–октябрь)	°С			+0,13				+0,44	+0,23	+0,06	+0,08	+0,70	
Средняя $T_{пов}$ (год)	°С					+0,44	+0,40	+0,42	+0,46	+0,53	+0,49	+0,51	+0,60
Средняя устойчивость водной толщи (стратиф. период)	Дж/м ²					+11,7	+3,1		+0,27	+11,6	+3,1		
Годовой слой испарения	мм	+3,6	+2,4	+3,2	+3,0	+10,6	+6,8	+10,6	+13,5	+18,1	+11,9	+17,7	+23,0
Годовой слой осадков	мм	+6,5	+6,0	+5,5	+4,7	+13,0	+13,2	+13,3	+12,2	+21,0	+22,5	+22,7	+20,2

*Гл – оз. Глубокое, Бел – оз. Белое, Св – оз. Святое, Мож – Можайское вдхр.

Упрощенное отображение основных тенденций, выявленных для сезонно стратифицируемых озер, показано на Рисунке 4.2.14. На нем изображен годовой термический цикл оз. Глубокого в два года, близких к средним (по среднегодовой температуре воздуха) для периода современного климата и для конца века при «жестком» сценарии. Видно, что при сокращении периода ледостава вплоть до отсутствия устойчивого ледяного покрова сильно увеличивается продолжительность периода полной вертикальной циркуляции, но продолжительность летней стагнации также увеличивается. При этом в течение всего периода открытой воды существенно увеличивается температура воды во всем эпилимнионе, включая повышение ее значений до 30 °С и более в течение достаточно длительного периода в середине лета. Условия в придонных слоях при этом изменяются слабо, за исключением более продолжительного периода с отсутствием водообмена с верхними слоями водной толщи.

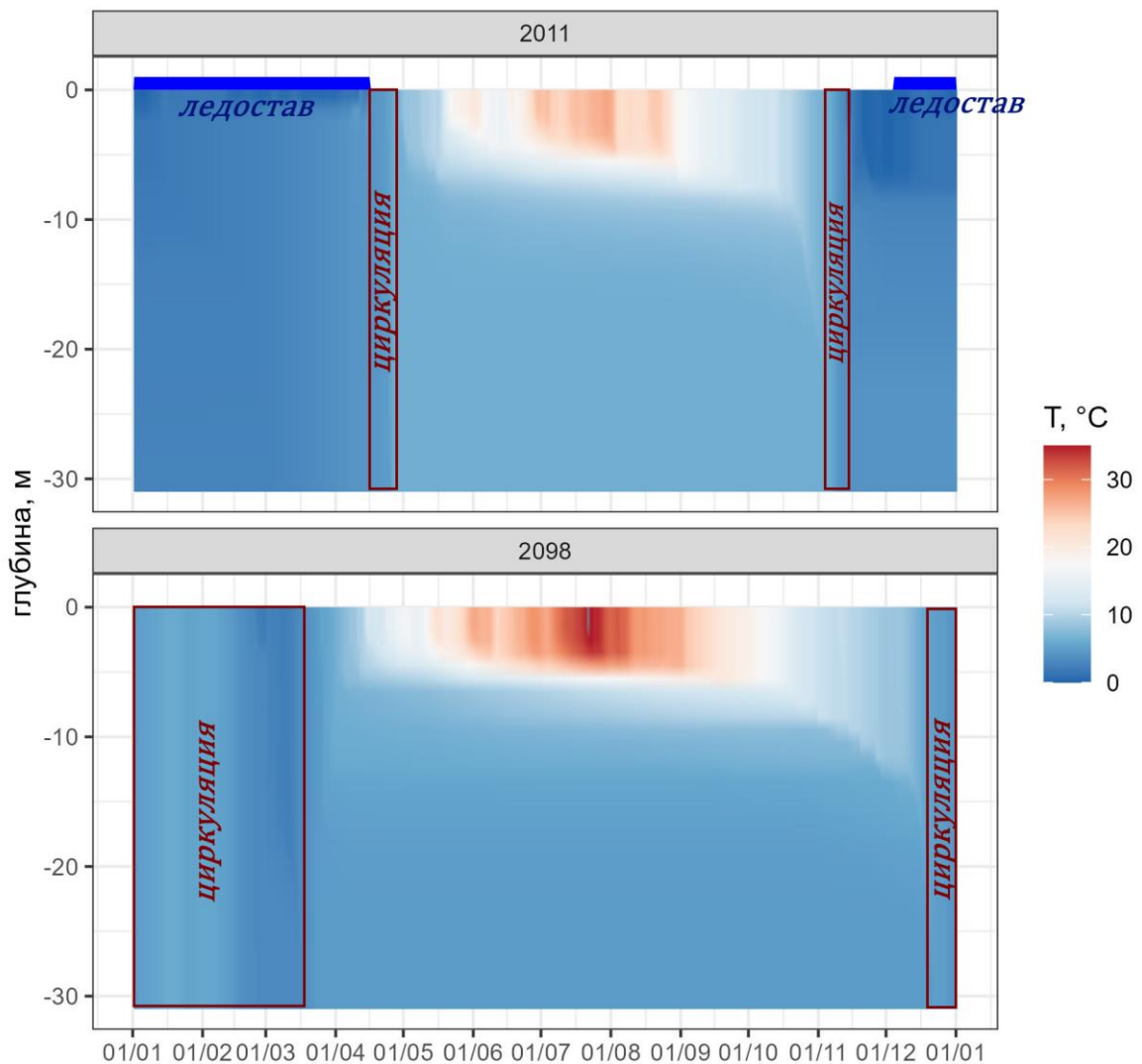


Рисунок 4.2.14. Годовой термический цикл оз. Глубокого в 2011 г. (сценарий «historical») и 2098 г. (сценарий SSP5-8.5, модель IPSL-CM6A-LR)

Для полимиктического оз. Святого в более теплые годы также ожидается распространение периода полной вертикальной циркуляции на весь зимний период (Рисунок 4.2.15), что также является существенным изменением в динамическом режиме. Продолжительность отдельных периодов непрерывной стратификации в течение лета остается достаточно изменчивой и не имеет тенденции к направленному увеличению, как и количество эпизодов перемешивания, но суммарная продолжительность периодов стратификации увеличивается.

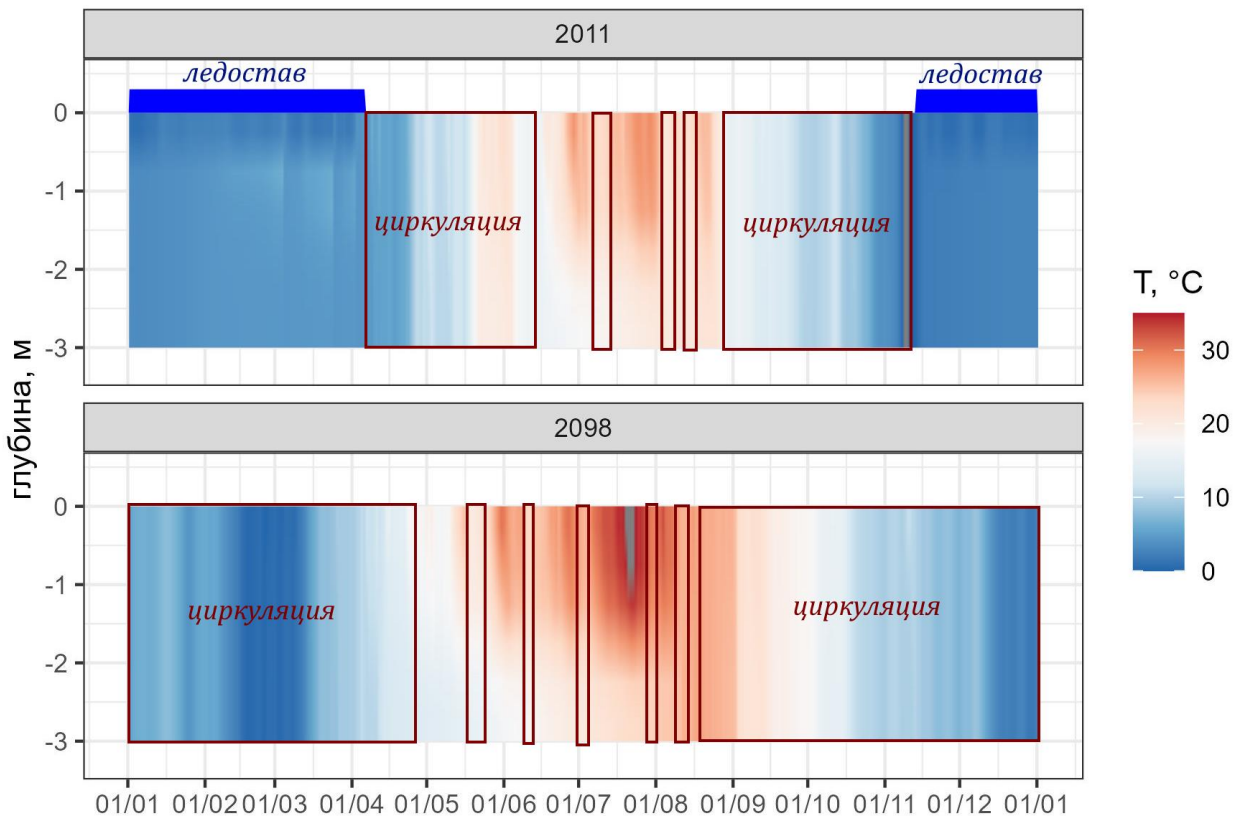


Рисунок 4.2.15. Годовой термический цикл оз. Святого в 2011 г. (сценарий «historical») и 2098 г. (сценарий SSP5-8.5, модель IPSL-CM6A-LR)

4.3. Возможные экологические последствия ожидаемых изменений в водном и термическом режиме водоемов Московского региона

Температура воды и режим перемешивания водной толщи являются важными абиотическими факторами экологического состояния водных объектов. В связи с этим необходимо отметить возможные последствия ожидаемых изменений в термическом режиме водоемов Московского региона для качества воды, биологической продуктивности и использования их водных ресурсов.

Для многих водоемов Москвы и Московской области, в частности для Косинских озер, заморные явления в зимний период являются одним из негативных проявлений их естественного и антропогенного эвтрофирования [Шилькрот, Труфанов, 2014]. В связи с этим важным мероприятием по улучшению экологического состояния и предотвращению заморных явлений в современных условиях является аэрация озер и прудов в зимний период. В условиях сокращения продолжительности ледостава и в особенности при отсутствии устойчивого ледяного покрова улучшенный газообмен с верхними слоями воды и атмосферой должен способствовать сокращению продолжительности и интенсивности гипо- и аноксии в глубинных слоях воды. Этот аспект возможных будущих изменений можно отнести к положительным с точки зрения пригодности водной среды для гидробионтов и управления водными ресурсами. При этом вероятно увеличение биологической продуктивности водоемов в зимний и весенний период, связанное с повышенным поступлением фотосинтетически активной радиации и усиленным развитием холодолюбивых видов планктонных водорослей [Weyhenmeyer et al., 2008]. В то же время, отсутствие бескислородных условий в придонном слое будет препятствовать вторичному биогенному загрязнению водоемов в зимний период, что может снизить интенсивность весеннего «цветения» фитопланктона, которое при высокой продолжительности периода аноксии стимулируется избыточным содержанием соединений азота и фосфора. Это может сопровождаться также снижением внешней биогенной нагрузки из-за снижения объема половодья. Более раннее развитие холодолюбивых фитопланктонных сообществ весной может способствовать более быстрому потреблению биогенных элементов и их отложению с отмирающими организмами фитопланктона, в результате чего биологическая продуктивность в начале лета может быть снижена [Hrucik et al., 2021].

В летний период, напротив, кислородные условия в придонных горизонтах будут ухудшаться из-за большей продолжительности периода летней стагнации при температуре придонного слоя воды, схожей или повышенной относительно условий современного климата. В результате этого будет происходить увеличение внутренней биогенной нагрузки [Tammeorg et al., 2020]. Также в бескислородных условиях может наблюдаться высвобождение из донных отложений других загрязняющих веществ и увеличиваться эмиссия метана [Гречушникова и др., 2018].

Увеличение средней температуры поверхностных слоев воды в летний период может способствовать более частому возникновению вспышек опасного «цветения» водорослей [Woolway et al., 2021a]. При высокой температуре воды (более 25 и 30 °С) создаются наиболее благоприятные условия для развития сине-зеленых водорослей, поэтому продолжительность периодов, когда температура воды превышает эти пороговые значения, может быть важным предиктором биологической продуктивности, хотя доступность биогенных элементов также играет важную роль в развитии «цветения» [Mullin et al., 2020]. Увеличение повторяемости эпизодов опасного «цветения» сопряжено с различными угрозами для озерных экосистем и человека: еще большим ухудшением кислородных условий, накоплением цианотоксинов и продуктов разложения органического вещества, ухудшением органолептических свойств воды [Калинникова и др., 2017].

Таким образом, в условиях будущих изменений термического режима озер и водохранилищ Московского региона, обусловленных изменениями климата, направленность изменений в биологической продуктивности их экосистем будет сильно зависеть от условий поступления и потребления биогенных элементов. Поэтому меры по контролю внешней и внутренней биогенной нагрузки на водоемы будут приобретать все большую важность. Во время начала осенней циркуляции, когда водообмен между придонными слоями и остальной водной толщей восстанавливается, возможно поступление накопленных за время аноксии загрязняющих веществ в поверхностные слои, в результате чего могут потребоваться дополнительные мероприятия по очистке вод при использовании их в хозяйственных целях.

Обобщение Главы 4

По всем сценариям ожидаемых изменений климата Московского региона – «мягкому», «среднему» и «жесткому» – для исследованных водоемов ожидаются статистически значимые изменения термических характеристик до конца XXI века. Для малых озер Московского региона количественные оценки возможных будущих изменений, обусловленных изменениями климата, получены впервые, для Можайского водохранилища впервые разработана и применена методика расчета будущего термического режима с учетом ожидаемых изменений в водном балансе.

Основными тенденциями по всем сценариям являются дальнейшее сокращение продолжительности ледостава (с сильным увеличением частоты безледных зим), увеличение продолжительности и устойчивости летней стратификации, повышение температуры верхнего слоя воды и увеличение продолжительности периодов с температурой воды выше 10 °С, 25 °С и 30 °С. Только по «мягкому» сценарию основная часть изменений приходится на первую половину века, после чего термический режим водоемов стабилизируется на достигнутом к середине века уровне. По «среднему» и «жесткому» сценарию изменения продолжают и усиливаются в течение всего столетия.

Увеличение придонной температуры воды по всем сценариям отмечается только для мелководного полимиктического озера, для остальных озер слабый тренд к ее повышению появляется только при «жестком» сценарии. Температурный градиент между поверхностью и дном водоемов из-за этого увеличивается, что приводит к возрастанию гидродинамической устойчивости. Поэтому для всех водоемов, включая полимиктическое озеро, отмечается тенденция к увеличению продолжительности и интенсивности периодов летней стратификации. Для димиктических озер, таким образом, отмечается тенденция к усилению стратификации и переходу к мономиктическому режиму в безледные годы. Полимиктическое озеро продолжает испытывать многократное перемешивание до дна в течение летнего периода с почти неизменной средней частотой таких эпизодов. При этом в зимний период для всех водоемов характерно появление продолжительного периода полной циркуляции, что может оказать некоторое положительное влияние на их экологическое состояние в зимний и весенний период, однако в теплый период кислородные условия в придонных слоях могут ухудшаться.

Заключение

В ходе данной работы выполнен обзор влияния глобальных климатических изменений на водоемы России и мира, изучены данные об озерах и водохранилищах Москвы и Московской области и условиях формирования их термического режима. Для наиболее изученных водоемов региона – оз. Глубокого, Белого, Святого и Можайского водохранилища – проведен анализ современного водного и термического режима и его изменений за многолетний период, выполнена адаптация одномерной лимнологической модели GLM для воспроизведения их водного и термического режима и рассмотрен возможный отклик водоемов при реализации различных сценариев ожидаемых изменений регионального климата до конца XXI века.

По результатам проведенного исследования можно сделать следующие выводы:

– Доступные данные наблюдений на наиболее изученных водоемах Москвы и Московской области позволяют сделать вывод о статистически значимом сдвиге дат замерзания и вскрытия водоемов, которое уже привело к сокращению периода ледостава более чем на месяц относительно первой половины XX века. Для всех озер также отмечается увеличение максимальных зафиксированных температур воды. Другие изменения могут по-разному проявляться в разнотипных водоемах: для оз. Белого отмечается сильное сокращение периода весенней циркуляции, вызывающее снижение температуры воды в гипolimнионе летом, для оз. Глубокого за счет менее интенсивного охлаждения в осенний период отмечается увеличение температуры воды в гипolimнионе зимой. Для Можайского водохранилища из-за неоднородности рядов данных не удастся выделить статистически значимых трендов, за исключением увеличения устойчивости водной толщи в летний период.

– Водоемы Московского региона обеспечены данными наблюдений за температурными условиями на уровне, недостаточном для подробной оценки их современного режима. Даже при наличии ежемесячных наблюдений за температурным распределением трудно судить о средней и максимальной температуре воды за летний период и год, датах установления и разрушения температурной стратификации. Только наличие высокочастотных (ежесуточных) логгерных наблюдений позволяет отследить все ключевые этапы годового термического цикла.

- Анализ чувствительности модели к входным данным показал, что прямое задание потоков коротковолновой и длинноволновой радиации заметно улучшает воспроизведение термического режима озера, за счет чего использование данных глобальных реанализов является одним из наиболее эффективных способов задания граничных метеоусловий. По результатам анализа чувствительности к калибровочным параметрам выделены группы параметров, оказывающие наибольшее влияние на качество моделирования, разработана методика автоматической калибровки модели.
- Одномерная модель GLM может успешно применяться не только для небольших водоемов с замедленным водообменом, но и для долинных водохранилищ сезонного и многолетнего регулирования стока. Модель адекватно воспроизводит термический и уровенный режим Можайского водохранилища. При использовании совместно с моделями формирования стока и алгоритмами расчета сбросов воды одномерная модель водохранилища может применяться для расчетных и прогнозных задач, связанных с изучением годового термического цикла.
- Из рассмотренных сценариев будущих изменений климата по сценарию SSP1-2.6 изменения в сроках наступления ледовых явлений, термическом режиме и режиме перемешивания продолжаются только до середины века, после чего значения количественных показателей термического режима стабилизируются на достигнутом к середине века уровне. Сценарии SSP3-7.0 и SSP5-8.5 характеризуются нарастающим темпом изменений для всех рассмотренных показателей термического режима в течение всего XXI века. При «мягком» сценарии температура воды к концу века увеличивается в среднем на 2,0–2,7 °С относительно современных условий, при «среднем» сценарии – на 4,2–5,1 °С, при «жестком» сценарии – на 4,5–5,5 °С.
- При «среднем» сценарии сокращение периода ледостава к концу XXI века относительно современных условий составляет в среднем 62–69 дней, при «жестком» – 81–87 дней. В результате озера, в настоящее время являющиеся димиктическими, могут перейти в тип холодных мономиктических озер, что будет иметь огромное значение для их экосистем в зимний период. В летний период для димиктических озер основной тенденцией является постоянное увеличение продолжительности летней стратификации в течение XXI века. Для неглубоких полимиктических озер также ожидается увеличение продолжительности периодов стратификации, но качественных изменений в режиме перемешивания не отмечается.

Увеличение продолжительности летней стратификации относительно современных условий составляет 13–17 дней по «мягкому» сценарию, 36–41 день по «среднему» сценарию и 35–45 дней по «жесткому» сценарию.

– По всем сценариям будущих изменений климата ожидается увеличение как средней температуры воды за период открытой воды, так и продолжительности периодов с высокими и экстремально высокими температурами воды. К концу века продолжительность периодов с температурой воды более 25 °С при «мягком» сценарии достигает 31–38 дней, при «среднем» и «жестком» сценариях – 63–72 дня в году. Температура воды свыше 30 °С к концу века при «мягком» сценарии достигается в среднем 1–2 дня в году, при «среднем» сценарии – 8–11 дней в году, при «жестком» сценарии – 12–17 дней в году. В результате могут изменяться как пригодность воды для хозяйственного использования, так и условия обитания гидробионтов.

– Для температуры придонного слоя воды значимые сильные изменения отмечаются только для полимиктического озера, где увеличиваются как среднее, так и максимальное ее значение за летний период, в то время как для трех димиктических водоемов только при «жестком» сценарии отмечается крайне небольшой тренд к усилению прогрева придонных слоев воды. За счет увеличения разности температур между поверхностным и придонным горизонтами во всех водоемах возрастает устойчивость стратификации.

Использованная литература

1. Абросов, В. Н. Термическая классификация смешанных озер умеренных широт / В. Н. Абросов // Природа и хозяйственное использование озер Псковской и прилегающих областей: II Межвуз. конф. – 1971. – С. 3–5.
2. Аргучинцев, В. К. Численное моделирование течений и переноса примесей в стратифицированных озерах / В. К. Аргучинцев, А. В. Аргучинцева // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Математика. – 2007. – Т. 1.
3. Ахмерова, Н. Д. Ожидаемые изменения притока воды в Можайское водохранилище в XXI веке / Н. Д. Ахмерова, Г. В. Айзель, О. Н. Ерина и др. // Современные проблемы водохранилищ и их водосборов. Труды IX Всероссийской научно-практической конференции с международным участием. Т. 1. Гидро- и геодинамические процессы. – 2023. – С. 18–23.
4. Белова, С. Л. Влияние погодных условий на развитие и структуру зоопланктона в Можайском водохранилище / С. Л. Белова // Вода: химия и экология. – 2016. – Т. 4. – № 94. – С. 72–78.
5. Богословский, Б. Б. О термическом режиме озера Глубокого в безледный период: Гидрология / Б. Б. Богословский // Вопросы географии. – 1951. – С. 96–117.
6. Богословский, Б. Б. Озероведение / Б. Б. Богословский. – М.: Издательство МГУ, 1960. – 335 с.
7. Вагнер, Б. Б. Озера и водохранилища Московского региона. Учебное пособие по курсу «География и экология Московского региона» / Б. Б. Вагнер, В. Т. Дмитриева. – М.: МГПУ, 2006. – 76 с.
8. Варенцова, Н. А. Прогноз притока воды к Цимлянскому водохранилищу в период половодья в современных климатических условиях: проблемы и воспроизводимость / Н. А. Варенцова, М. Б. Киреева, Н. Л. Фролова и др. // Водные ресурсы. – 2020. – Т. 47. – № 6. – С. 694–709.

9. Веницианов, Е. В. Некоторые особенности сорбции тяжелых металлов слоем донных осадков и почвогрунтов / Е. В. Веницианов // Водные ресурсы. – 1998. – Т. 25. – № 4. – С. 462–466.
10. Веницианов, Е. Оценка состояния качества воды системы водохранилищ – источников питьевого водоснабжения Москвы – по многолетней динамике гидрохимических параметров / Е. Веницианов, Н. Кирпичникова // Метеорология и гидрология. – 2020. – № 8. – С. 67–76.
11. Водоохранилища Москворецкой водной системы / В. Д. Быков, Н. Ю. Соколова, К. К. Эдельштейн ред. – М.: Изд. МГУ, 1985. – 266 с.
12. Волкова, Г. Б. Численное моделирование ветровых течений в Чудском озере / Г. Б. Волкова, В. И. Квон, Т. Н. Филатова // Водные ресурсы. – 1981. – Т. 3. – С. 91–99.
13. Вуглинский, В. Оценка изменений характеристик ледового режима водных объектов для различных регионов страны в современных климатических условиях / В. Вуглинский // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. – 2014. – № 3. – С. 32–45.
14. Выручалкина, Т. О прогнозе многолетних изменений уровня воды крупных озер / Т. Выручалкина, Н. Филатов, Н. Дианский, А. Гусев // Труды Карельского научного центра РАН. – 2016. – № 9. – С. 3–16.
15. Гавриленко, Г. Термический и кислородный режимы мелководного озера на этапе летнего нагревания / Г. Гавриленко, Г. Здоровеннова, Р. Здоровеннов и др. // Геополитика и экогеодинамика регионов. – 2014. – Т. 10. – № 1. – С. 414–420.
16. Галкин, Л. М. Об одной возможной классификации водоемов. Течения и диффузия вод Байкала / Л. М. Галкин // Труды Лимнологического ин-та СО АН СССР. – 1970. – Т. 14. – № 34.
17. Гидроэкологический режим водохранилищ Подмосковья (наблюдения, диагноз, прогноз) / К. К. Эдельштейн ред. – М.: Перо, 2015. – 286 с.
18. Глобальное изменение климата и Центральный федеральный округ. На пути к адаптации. – СПб: Научное издание, 2021. – 12 с.

19. Голосов, С. Д. Вертикальная термическая структураи теплообмен в озере в период ледостава / С. Д. Голосов, И. С. Зверев, А. Ю. Тержевик // Труды Карельского научного центра РАН. – 2017. – № 3. – С. 13–20.
20. Горбунов, М. Ю. Вертикальная стратификация водных масс в малых озерах лесостепного Поволжья / М. Ю. Горбунов // Водные экосистемы. – 2007. – Т. 9. – № 4. – С. 973–986.
21. Горбунов, М. Ю. Аноксия в карстовых водоемах Среднего Поволжья // Экологический сборник 7: Труды молодых ученых. Всероссийская (с международным участием) молодежная научная конференция. – 2019. – С. 126–130.
22. Гречушникова, М. Г. Изменчивость термического состояния Можайского водохранилища в вегетационный период: Диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук / М. Г. Гречушникова. – Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 2002.
23. Гречушникова, М. Г. Пространственно-временные изменения содержания и эмиссии метана в водохранилищах с различным коэффициентом водообмена / М. Г. Гречушникова, И. А. Репина, В. М. Степаненко и др. // Известия Русского географического общества. – 2018. – Т. 150. – № 5. – С. 14–33.
24. Гречушникова, М. Г. Сезонная и синоптическая изменчивость гидроэкологических характеристик слабопроточного долинного водохранилища / М. Г. Гречушникова, Д. И. Соколов, О. Н. Ерина и др. // Метеорология и гидрология. – 2020. – Т. 8. – С. 92–101.
25. Даценко, Ю. С. Методы оценки внутренней биогенной нагрузки водоемов (обзор) / Ю. С. Даценко // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. – 2019. – № 9. – С. 116–124.
26. Домрачев, П. Ф. К вопросу о классификации озер Северо-Западного края / П. Ф. Домрачев // Известия Российского гидрологического института. – 1922. – Т. 4. – С. 1–43.

27. Ерина, О. Н. Прогностические оценки изменения кислородного режима и качества воды в Можайском водохранилище в экстремально жаркую погоду / О. Н. Ерина // Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2014. – Т. 6. – С. 10–15.
28. Ерина, О. Н. Подледное цветение фитопланктона в Можайском водохранилище / О. Н. Ерина, В. В. Пуклаков, Д. И. Соколов, А. В. Гончаров // Вестник биотехнологии и физико-химической биологии имени Ю.А. Овчинникова. – 2019. – Т. 15. – № 2. – С. 49–54.
29. Ерина, О. Н. Современный режим биогенных веществ в Можайском водохранилище / О. Н. Ерина, М. А. Терешина, Л. Е. Ефимова, Д. И. Соколов // Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2020. – Т. 3. – С. 81–90.
30. Ефремова, Т. В. Температура воды разнотипных озер Карелии в условиях изменения климата (по данным инструментальных измерений 1953–2011 гг.) / Т. В. Ефремова, Н. И. Пальшин, Б. З. Белашев // Водные ресурсы. – 2016. – Т. 43. – № 2. – С. 228–238.
31. Зайков, Б. Д. Очерки по озероведению / Б. Д. Зайков. – Л.: Гидрометеиздат, 1955. – 271 с.
32. Законнова, А. В. Климатические изменения термического режима Рыбинского водохранилища / А. В. Законнова // Труды Института биологии внутренних вод РАН. – 2021. – № 94(97). – С. 7–16.
33. Зверев, И. С. Моделирование термогидродинамических процессов в мелководном бореальном озере: верификация трехмерной модели / И. С. Зверев, Р. Э. Здоровеннов, Г. Э. Здоровеннова и др. // Труды Карельского научного центра РАН. – 2019. – № 9. – С. 5–17.
34. Здоровеннов, Р. Э. Численное моделирование термодинамики малого озера // Озера Евразии: проблемы и пути их решения. – 2019. – С. 266–270.
35. Здоровеннова, Г. Э. Эволюция температуры водной толщи бореальных озер на фоне изменений регионального климата / Г. Э. Здоровеннова, Г. Г. Гавриленко, Р. Э. Здоровеннов и др. // Известия РГО. – 2017. – Т. 149. – № 6. – С. 59–74.

36. Здоровеннова, Г. Э. Зимний термический и ледовый режимы малых озер Карелии на фоне региональной климатической изменчивости / Г. Э. Здоровеннова, С. Д. Голосов, Н. И. Пальшин и др. // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. – 2022. – Т. 67. – № 1. – С. 138–155.
37. Зиновьев, А. Т. Численное моделирование и натурные исследования термобара в Телецком озере / А. Т. Зиновьев, К. Б. Кошелев, А. В. Дьяченко, К. В. Марусин // Метеорология и гидрология. – 2021. – № 5. – С. 86–94.
38. Зиновьев, А. Т. Одномерная модель термического режима Телецкого озера / А. Т. Зиновьев // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей. – 1999. – С. 126–127.
39. Игнатьева, Н. В. Роль донных отложений в круговороте фосфора в озерной экосистеме // Ладожское озеро-прошлое, настоящее, будущее. – 2002. – С. 148–157.
40. Информационный выпуск о состоянии природных ресурсов и окружающей среды Московской области в 2021 году. – М.: Пресстайм плюс, 2022. – 162 с.
41. Калининкова, Т.Б. Цианотоксины – потенциальная опасность для пресноводных экосистем и здоровья человека / Т.Б. Калининкова, М.Х. Гайнутдинов, Р.Р. Шагидуллин // Экология природных систем. – 2017. – Вып. 2. – С. 3–19.
42. Квон, Д. В. Численный расчет продольно-вертикальной термической структуры Телецкого озера в годовом цикле / Д. В. Квон, В. И. Квон, А. Н. Семчуков // Вычислительные технологии. – 2000. – Т. 5. – № 3. – С. 29–45.
43. Китаев, С. П. Основы лимнологии для гидробиологов и ихтиологов / С. П. Китаев. – Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН, 2007.
44. Китаев, С. П. Экологические основы биопродуктивности озер разных природных зон (тундра, тайга, смешанный лес): Диссертация на соискание ученой степени доктора биологических наук / С. П. Китаев. – Зоологический институт АН СССР, 1984.
45. Китаев, С. П. Термические классификации озер мира / С. П. Китаев // Водные ресурсы. – 1978. – № 1. – С. 97–103.

46. Климат Карелии. Изменчивость и влияние на водные объекты и водосборы / Н. Филатов ред. – Петрозаводск, 2004. – 223 с.
47. Козлов, Д. В. О периодизации годового термического цикла водохранилищ // IV Конференция «Динамика и термика рек, водохранилищ, внутренних и окраинных морей». – М.: ИВП РАН, 1994. – Т. 2. – С. 41–43.
48. Козлов, Д. В. К вопросу о периодизации годового термического цикла водохранилища. / Д. В. Козлов // Водные ресурсы. – 1997. – Т. 24. – № 4. – С. 458–462.
49. Комплексные исследования водохранилищ / В. Д. Быков, А. Н. Важнов ред. – М.: Издательство МГУ, 1971. – Вып. 1. – 250 с.
50. Комплексные исследования водохранилищ / В. Д. Быков, Н. Ю. Соколова, К. К. Эдельштейн ред. – М.: Издательство МГУ, 1973. – Вып. 2. – 224 с.
51. Комплексные исследования водохранилищ / В. Д. Быков, И. М. Кисин, К. К. Эдельштейн ред. – М.: Издательство МГУ, 1978. – Вып. 4. – 240 с.
52. Комплексные исследования водохранилищ / В. Д. Быков, И. М. Кисин, К. К. Эдельштейн ред. – М.: Издательство МГУ, 1980. – Вып. 5. – 232 с.
53. Комплексные исследования водохранилищ. Вып. 3. Можайское водохранилище / В. Д. Быков, К. К. Эдельштейн ред. – М.: Изд-во МГУ, 1979. – 467 с.
54. Кондратьев, С. А. Моделирование в озероведении. Опыт ИНОЗ РАН / С. А. Кондратьев, М. В. Шмакова, С. Д. Голосов и др. // Гидрометеорология и экология. – 2021. – № 65. – С. 607–647.
55. Коровчинский, Н. М. Биологическая станция на озере Глубоком в контексте развития гидробиологии / Н. М. Коровчинский // Труды гидробиологической станции на Глубоком озере имени Никлоая Юрьевича Зографа. – 2002. – Т. 8. – С. 12–17.
56. Космаков, И. В. Гидрологический режим и водный баланс озера Белое / И. В. Космаков, В. Ф. Космакова // Вестник Томского государственного университета. – 2001. – № 274. – С. 136–140.

57. Кудряшов, В. В. Основные моменты истории Косинских озер / В. В. Кудряшов // Труды Косинской биологической станции Московского общества испытателей природы. – 1924. – Т. 1. – № 1. – С. 5–15.
58. Кузнецов, С. И. Сравнительное изучение азотного, фосфорного и кислородного режима Глубокого и Белого озера / С. И. Кузнецов // Труды лимнологической станции в Косине. – 1934. – Т. 17. – С. 49–67.
59. Локощенко, М. А. Климат Москвы и его современные изменения // Фундаментальные и прикладные исследования в гидрометеорологии: Материалы международной научно-практической конференции, посвященной 50-летию кафедры общего землеведения и гидрометеорологии Белорусского государственного университета. – Минск: Издательство БГУ, 2023. – С. 73–79.
60. Ломова, Д. В. Внутриводоемные процессы в долинных водохранилищах разного возраста / Д. В. Ломова, М. Г. Гречушникова, Г. Н. Вишневская и др. // Метеорология и гидрология. – 2016. – № 12. – С. 63–74.
61. Лукьянов, П. Ю. Сезонные изменения гидрофизических параметров оз. Доронинское / П. Ю. Лукьянов, О. И. Петров, А. А. Гурулёв, А. О. Орлов // Ученые записки Забайкальского государственного университета. Серия: Физика, математика, техника, технология. – 2014. – № 3 (56). – С. 69–73.
62. Марков, Д. С. Озеро Озерковское Ивановской области: экология и природообустройство / Д. С. Марков, М. П. Шилов // Модели и технологии природообустройства (региональный аспект). – 2016. – № 2. – С. 72–81.
63. Меншуткин, В. В. Моделирование экосистем пресноводных озер (обзор). 1. Гидродинамика озер / В. В. Меншуткин, Л. А. Руховец, Н. Н. Филатов // Водные ресурсы. – 2013. – Т. 40. – № 6. – С. 566–566.
64. Милютин, И. Ю. Моделирование внутрисуточного хода температуры воды в долинном водохранилище // Вопросы географии Сибири. – 2009. – С. 95–99.
65. Муравейский, С. Д. Морфометрия Глубокого озера / С. Д. Муравейский // Труды лимнологической станции в Косине. – 1931. – № 13–14. – С. 29–46.

66. Мякишева, Н. В. Многокритериальная классификация озер / Н. В. Мякишева. – СПб: Издательство РГГМУ, 2009. – 160 с.
67. Науменко, М. А. Климатические соотношения между температурой воздуха и температурами воды различных лимнических районов Ладожского озера / М. А. Науменко, В. В. Гузиватый // География и природные ресурсы. – 2022а. – Т. 43. – № 1. – С. 83–92.
68. Науменко, М. А. Методические подходы и результаты анализа климатического сезонного хода параметров устойчивой стратификации димиктического озера (на примере центральной части Ладожского озера) / М. А. Науменко, В. В. Гузиватый // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2022б. – Т. 58. – № 1. – С. 52–62.
69. Научно-прикладной справочник: Основные гидрологические характеристики озер Российской Федерации и их многолетние изменения. – СПб: РИАЛ, 2021. – 364 с.
70. Обязов, В. А. Гидрологический режим озер Забайкалья в условиях меняющегося климата (на примере Ивано-Арахлейских озер) / В. А. Обязов // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. – 2011. – № 3. – С. 4–14.
71. Одрова, Т. В. Гидрофизика водоемов суши: Учебное пособие / Т. В. Одрова. – Л.: Гидрометеиздат, 1979.
72. Осетров, А. Е. Изменения использования земель и историко-культурного ландшафта Московской области в XX веке // Материалы VII Всероссийской научной конференции (Бородино, 18–21 ноября 2002) «Экологические проблемы сохранения исторического и культурного наследия». – 2003.
73. Пальшин, Н. И. Оценки коэффициентов температуропроводности в димиктических озерах / Н. И. Пальшин, С. Р. Богданов, Т. В. Ефремова, А. О. Кузина // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. – 2019. – № 9. – С. 18–29.
74. Пальшин, Н. И. Ледовая фенология разнотипных озер Карелии в условиях изменений климата // Роль науки в решении проблем региона и страны: фундаментальные и прикладные исследования. Материалы Всероссийской научной конференции с

международным участием, посвященной 70-летию КарНЦ РАН. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2016. – С. 335–337.

75. Пехович, А. И. Термический режим водоемов и водных потоков // Труды математической конференции ВНИИГ. – Л.: Госэнергоиздат, 1957. – С. 1–20.

76. Правила использования водных ресурсов водохранилищ Москворецкой водной системы (Можайское, Рузское, Озернинское, Истринское, Рублевское). – Федеральное агентство водных ресурсов, 2024.

77. Пуклаков, В. В. Термический режим москворецких водохранилищ / В. В. Пуклаков, М. Г. Гречушникова // Метеорология и гидрология. – 2001. – № 12. – С. 70–78.

78. Пуклаков, В. В. Тепло- и массообмен в водоеме долинного типа (на примере Можайского водохранилища): Диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук / В. В. Пуклаков. – М.: МГУ, 1987. – 218 с.

79. Репина, И. А. Методы определения турбулентных потоков над морской поверхностью / И. А. Репина. – М.: ИКИ РАН, 2007. – 36 с.

80. Розанов, В. Б. Возможные причины колебания уровня природных вод в Косинских озерах в XX–XXI веках–природные и антропогенные / В. Б. Розанов, В. Ю. Березкин, А. В. Черешенко // Вестник Российского университета дружбы народов. Серия: Экология и безопасность жизнедеятельности. – 2022. – Т. 30. – № 4. – С. 486–497.

81. Россолимо, Л. Л. Морфометрия Косинских озер / Л. Л. Россолимо // Труды лимнологической станции в Косине. – 1925. – № 2. – С. 3–15.

82. Россолимо, Л. Л. Термика Косинских озер / Л. Л. Россолимо // Труды Косинской биологической станции. – 1930. – № 10.

83. Румянцев, В. А. Озера европейской части России / В. А. Румянцев, В. Г. Драбкова, А. В. Измайлова. – СПб: ЛЕМА, 2015. – 392 с.

84. Руховец, Л. А. Использование математических моделей для решения задач сохранения водных ресурсов Онежского озера / Л. А. Руховец, Н. Н. Филатов // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. – 2011. – № 4. – С. 77–87.
85. Рянжин, С. В. Закономерности температурного режима пресноводных озёр мира / С. В. Рянжин. – Л.: Географическое общество СССР, 1989. – 70 с.
86. Савенко, В. С. Полуэмпирическая математическая модель вторичного загрязнения водоемов растворенными формами железа и марганца / В. С. Савенко // Водные ресурсы. – 2016. – Т. 43. – № 6. – С. 608–619.
87. Сало, Ю. А. Возможные изменения климата и элементов водного баланса территории Карелии в 2001–2050 гг. // Климат Карелии: Изменчивость и влияние на водные объекты и водосборы / Н. Н. Филатов ред. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. – С. 224.
88. Смирнова, Е. Д. Реки и озёра Московской области / Е. Д. Смирнова. – М.: Московский рабочий, 1958. – 96 с.
89. Современное состояние и проблемы антропогенной трансформации экосистемы Ладожского озера в условиях изменяющегося климата / С. Кондратьев, Ш. Поздняков, В. Румянцев ред. – М.: РАН, 2021.
90. Соколов, Д. И. Современный термический режим озера Глубокого: результаты четырех лет исследований / Д. И. Соколов, О. Н. Ерина, М. А. Терешина // Труды гидробиологической станции на Глубоком озере имени Никлоая Юрьевича Зографа. – 2022. – Т. 12. – С. 47–63.
91. Судольский, А. С. Динамические явления в водоемах / А. С. Судольский. – Л.: Гидрометеиздат, 1991.
92. Сулова, Е. Г. Леса московской области / Е. Г. Сулова // Экосистемы: экология и динамика. – 2019. – Т. 3. – № 1. – С. 119–190.

93. Сярки, М. Т. Сезонный цикл первичной продукции в Онежском озере / М. Т. Сярки, Е. В. Теканова // Известия Российской академии наук. Серия биологическая. – 2008. – № 5. – С. 621–625.
94. Терешина, М. А. Оценка чувствительности одномерной модели озера к входным данным. / М. А. Терешина, О. Н. Ерина, Д. И. Соколов // Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2024. – Т. 79. – № 3. – С. 64–77.
95. Терешина, М. А. Режим биогенных и органических веществ в озере Глубоком / М. А. Терешина, О. Н. Ерина, Е. А. Вилимович, Д. И. Соколов // Современные проблемы водохранилищ и их водосборов: труды VII Всероссийской научно-практической конференции с международным участием. – 2019. – Т. 3. – С. 222–226.
96. Терешина, М. А. Особенности современного гидроэкологического режима Косинских озер // Водные ресурсы в условиях глобальных вызовов: экологические проблемы, управление, мониторинг: сборник трудов Всероссийской научно-практической конференции с международным участием в 2 томах. – Новочеркасск: Лик, 2023. – Т. 1. – С. 175–179.
97. Тержевик, А. Ю. Гидрофизические аспекты формирования кислородного режима мелководного озера, покрытого льдом / А. Ю. Тержевик, Н. И. Пальшин, С. Д. Голосов и др. // Водные ресурсы. – 2010. – Т. 37. – № 5. – С. 568–579.
98. Тержевик, А. Ю. Возможное влияние «необычной» весны на режим растворенного кислорода в мелководном озере в летний период / А. Ю. Тержевик, С. Д. Голосов, Г. Г. Гавриленко и др. // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. – 2017. – № 10. – С. 17–27.
99. Тихомиров, А. И. Классификация озер умеренной зоны по термическому режиму / А. И. Тихомиров // Труды Всесоюзного симпозиума по основным проблемам пресноводных озер. – 1970. – Т. 1. – С. 174–185.
100. Тихомиров, А. И. Термика крупных озер / А. И. Тихомиров. – Л., 1982. – 232 с.

101. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. Третий оценочный. – СПб: Научные технологии, 2022. – 124 с.
102. Филатов, Н. Н. Влияние изменений климата на экосистемы озер севера Европейской территории России / Н. Н. Филатов, Л. А. Руховец, Л. Е. Назарова и др. // Ученые записки российского государственного гидрометеорологического университета. – 2014. – № 34. – С. 48–55.
103. Фрейншлинг, В. А. Температурный режим и оборот тепла в некоторых озерах Карелии: Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук / В. А. Фрейншлинг. – Л., 1962. – 19 с.
104. Хатчинсон, Д. Э. Лимнология / Д. Э. Хатчинсон. – М.: Прогресс, 1969. – 591 с.
105. Хендерсон-Селлерс, Б. Инженерная лимнология / Б. Хендерсон-Селлерс. – Л.: Гидрометеоздат, 1987.
106. Хлебникова, Е. И. Вероятностные оценки изменения прикладных показателей термического режима для целей адаптации к изменениям климата на территории России / Е. И. Хлебникова, И. М. Школьник, Ю. Л. Рудакова // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2021. – Т. 7. – № 2. – С. 140–158.
107. Цветова, Е. А. Математическое моделирование гидротермодинамики вод озера Байкал: результаты, проблемы и перспективы / Е. А. Цветова // Экология. Экономика. Информатика. Серия: Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем. – 2019. – Т. 1. – № 4. – С. 286–290.
108. Цыденов, Б. О. Численное моделирование эффекта термобара в озере Байкал в период весенне-летнего прогревания / Б. О. Цыденов, А. В. Старченко // Вестник Томского государственного университета. Математика и механика. – 2011. – Т. 1. – № 9. – С. 120–129.
109. Шапоренко, С. И. Влияние метеорологических условий на развитие анаэробных процессов в димиктических водоемах в летний период / С. И. Шапоренко, С. И. Киосе // Метеорология и гидрология. – 2004. – Т. 8. – С. 89–104.

110. Шерстянкин, П. П. Оценка максимальных вертикальных скоростей конвекции в природных водах на примере озера Байкал / П. П. Шерстянкин, Л. Н. Куимова, В. Г. Иванов // Доклады Академии наук. – 2007. – Т. 415. – № 1. – С. 115–119.
111. Шилькрот, Г. С. Экология малых озер в Косино (Москва) в условиях урбанизированной среды / Г. С. Шилькрот, Н. В. Труфанов // Проблемы региональной экологии. – 2014. – С. 104–110.
112. Шимараев, М. Н. О влиянии Северо-Атлантического колебания (NAO) на ледово-термические процессы на Байкале / М. Н. Шимараев // ДАН. – 2008. – Т. 423. – № 3. – С. 397–400.
113. Шимараев, М. Н. Ледово-термический режим озера Байкал в условиях современного потепления (1950–2017 гг.) / М. Н. Шимараев, Л. Н. Сизова, Е. С. Троицкая и др. // Метеорология и гидрология. – 2019. – № 10. – С. 67–76.
114. Широкова, В. А. Косинские озера как колыбель российской лимнологии: история Косинской биологической станции и Косинского заповедника / В. А. Широкова, Н. А. Озерова // Вопросы истории естествознания и техники. – 2019. – Т. 2. – С. 233–253.
115. Шпицмахер, И. А. Геоморфологический очерк Глубоко-Истринского участка Московского государственного заповедника / И. А. Шпицмахер. – 1947.
116. Щербаков, А. П. Озеро Глубокое: гидробиологический очерк / А. П. Щербаков. – М.: Наука, 1967.
117. Эдельштейн, К. К. Лимнологическое моделирование / К. К. Эдельштейн, Ю. С. Даценко. – М.: Издательство МГУ, 1998. – 80 с.
118. Якимова А. И. Оценка ионного стока притоков Можайского водохранилища при различной обеспеченности данными наблюдений / А. И. Якимова, Д. И. Соколов // Третьи Виноградовские чтения. Грани гидрологии. Сборник докладов международной научной конференции памяти выдающегося русского гидролога Юрия Борисовича Виноградова. – С. 493–498.

119. Great Lakes Integrated Sciences and Assessments (GLISA). A Practitioner's Guide to Climate Model Scenarios / Great Lakes Integrated Sciences and Assessments (GLISA).; A. Arbor, L. Briley, R. Dougherty, и др. ред. – University of Michigan, 2021. – 15 с.
120. Hicks, B. B. Some evaluations of drag and bulk transfer coefficients over water bodies of different sizes / B. B. Hicks // *Boundary-Layer Meteorology*. – 1972. – Т. 3. – С. 201–213.
121. Mironov, D. V. Parameterization of Lakes in Numerical Weather Prediction. Description of a Lake Model: COSMO Technical Report / D. V. Mironov. – 2008.
122. OpenTopography. NASADEM Global 1 arc-second Digital Elevation Model / OpenTopography, 2021. – URL: <https://opentopography.org/meta/OT.032021.4326.2> (дата обращения: 21.02.2025).
123. Orlob, G. One-dimensional models for simulation of water quality in lakes and reservoirs / G. Orlob // *Mathematical Modeling of Water Quality in Lakes and Reservoirs*. – 1983.
124. Perroud, M. Simulation of Multiannual Thermal Profiles in Deep Lake Geneva: A Comparison of One-Dimensional Lake Models / M. Perroud, S. Goyette, A. Martynov et al. // *Limnology and Oceanography*. – 2009. – Т. 54. – № 5. – С. 1574–1594.
125. Sundaram, T. R. The seasonal thermal structure of deep temperate lakes / T. R. Sundaram, R. G. Rehm // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. – 1973. – Т. 25. – № 2. – С. 157.
126. Tereshina, M. Lake physics in changing climate: Case study of Kosino lakes (Moscow, Russia) in 1984–2023 / M. Tereshina, O. Erina, D. Sokolov et al. // *Geography. Environment. Sustainability*. – 2025. – Т. 18. – № 1. – С. 35–43.
127. Vincent, W. François Alphonse Forel and the oceanography of lakes / W. Vincent, C. Bertola // *Archives Des Sciences*. – 2012. – Т. 65. – С. 51–64.
128. Wells, S. CE-QUAL-W2 Version 3: Hydrodynamic and Water Quality River Basin Modeling. / S. Wells, T. Cole. – 2000.

129. Yeates, P. Pseudo two-dimensional simulations of internal and boundary fluxes in stratified lakes and reservoirs / P. Yeates, J. Imberger // *The International Journal of River Basin Management*. – 2004. – T. 4. – C. 1–23.
130. Yoshimura, S. Contribution to the knowledge of deep water temperatures of Japanese lakes. Part 1. Summer temperatures / S. Yoshimura // *Japanese Journal of Astronomy and Geophysics*. – 1936. – T. 13. – C. 78–81.
131. Andréassian, V. All that glitters is not gold: the case of calibrating hydrological models / V. Andréassian, N. Le Moine, C. Perrin et al. // *Hydrological Processes*. – 2012. – Vol. 26. – № 14. – P. 2206–2210.
132. Arp, C. D. Recent lake ice-out phenology within and among lake districts of Alaska, U.S.A. / C. D. Arp, B. M. Jones, G. Grosse // *Limnology and Oceanography*. – 2013. – Vol. 58. – № 6. – P. 2013–2028.
133. Astrakhantsev, G. Numerical model of the Lake Ladoga: model of the climatic circulation and ecosystem model / G. Astrakhantsev, V. Poloskov, L. Rukhovets // *Proceedings of workshop in Helsinki*. – 1998. – № 5. – P. 80–97.
134. Austin, J. A. Lake Superior summer water temperatures are increasing more rapidly than regional air temperatures: A positive ice-albedo feedback / J. A. Austin, S. M. Colman // *Geophysical Research Letters*. – 2007. – Vol. 34. – Lake Superior summer water temperatures are increasing more rapidly than regional air temperatures. – № 6. – P. 2006GL029021.
135. Baca, R. A Limnological Model for Eutrophic Lakes and Impoundments / R. Baca, R. Arnett. – Battelle: Pacific Northwest Laboratories, 1976.
136. Belikov, V. V. Investigation of Variants of Optimizing the Temperature Regimes of Nuclear Power Plant Cooling Ponds by Numerical Methods / V. V. Belikov, A. B. Rumyantsev, S. V. Norin // *Power Technology and Engineering*. – 2018. – Vol. 51. – № 6. – P. 653–659.
137. Belmonte Rivas, M. Characterizing ERA-Interim and ERA5 surface wind biases using ASCAT / M. Belmonte Rivas, A. Stoffelen // *Ocean Science*. – 2019. – Vol. 15. – № 3. – P. 831–852.

138. Bengtsson, L. Thermal regime of ice covered Swedish lakes / L. Bengtsson, T. Svensson // *Nordic Hydrology*. – 1996. – Vol. 27. – P. 39–56.
139. Bird, R. A simple, solar spectral model for direct-normal and diffuse horizontal irradiance / R. Bird // *Solar energy*. – 1984. – Vol. 32. – P. 461–471.
140. Blenckner, T. Large-scale climatic signatures in lakes across Europe: a meta-analysis / T. Blenckner, R. Adrian, D. M. Livingstone et al. // *Global Change Biology*. – 2007. – Vol. 13. – Large-scale climatic signatures in lakes across Europe. – № 7. – P. 1314–1326.
141. Boehrer, B. Stratification of lakes / B. Boehrer, M. Schultze // *Reviews of Geophysics*. – 2008. – Vol. 46. – № 2. – P. 2006RG000210.
142. Brothers, S. M. A feedback loop links brownification and anoxia in a temperate, shallow lake / S. M. Brothers, J. Köhler, K. Attermeyer et al. // *A feedback loop links brownification and anoxia in a temperate, shallow lake*. – 2014. – Vol. 59. – P. 1388–1398.
143. Bruce, L. C. A multi-lake comparative analysis of the General Lake Model (GLM): Stress-testing across a global observatory network / L. C. Bruce, M. A. Frassl, G. B. Arhonditsis et al. // *Environmental Modelling & Software*. – 2018. – Vol. 102. – A multi-lake comparative analysis of the General Lake Model (GLM). – P. 274–291.
144. Bueche, T. Using the General Lake Model (GLM) to simulate water temperatures and ice cover of a medium-sized lake: a case study of Lake Ammersee, Germany / T. Bueche, D. P. Hamilton, M. Vetter // *Environmental Earth Sciences*. – 2017. – Vol. 76. – Using the General Lake Model (GLM) to simulate water temperatures and ice cover of a medium-sized lake. – № 13. – P. 461.
145. Bukaveckas, P. A. Effects of climate change and variability on thermal regime and dissolved oxygen resources of oligotrophic lakes in the Adirondack Mountain region / P. A. Bukaveckas, L. Buikema, C. Stewart // *Aquatic Sciences*. – 2024. – Vol. 86. – № 1. – P. 9.
146. Cantin, A. Effects of thermocline deepening on lake plankton communities / A. Cantin, B. E. Beisner, J. M. Gunn et al. // *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*. – 2011. – Vol. 68. – № 2. – P. 260–276.

147. Cardille, J. A. Climate change and lakes: Estimating sensitivities of water and carbon budgets / J. A. Cardille, S. R. Carpenter, J. A. Foley et al. // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. – 2009. – Vol. 114. – Climate change and lakes. – № G3. – P. 2008JG000891.
148. Carrea, L. GloboLakes: Lake Surface Water Temperature (LSWT) v4.0 (1995–2016). GloboLakes / L. Carrea, C. J. Merchant. – Centre for Environmental Data Analysis (CEDA), 2019. – URL: <https://catalogue.ceda.ac.uk/uuid/76a29c5b55204b66a40308fc2ba9cdb3> (date accessed: 21.02.2025). – Text : electronic.
149. Carrea, L. Lake surface water temperature: State of the Climate in 2023 / L. Carrea, C. Merchant, R. Woolway et al. // *Bulletin of the American Meteorological Society*. – 2024. – Vol. 105. – № 8. – P. 33–35.
150. Carvalho, D. Wind energy resource over Europe under CMIP6 future climate projections: What changes from CMIP5 to CMIP6 / D. Carvalho, A. Rocha, X. Costoya et al. // *Renewable and Sustainable Energy Reviews*. – 2021. – Vol. 151. – Wind energy resource over Europe under CMIP6 future climate projections. – P. 111594.
151. Cheng, R. T. Tidal, Residual, Intertidal Mudflat (TRIM) Model and its Applications to San Francisco Bay, California / R. T. Cheng, V. Casulli, J. W. Gartner // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. – 1993. – Vol. 36. – № 3. – P. 235–280.
152. Coppens, J. The impact of climate change on a Mediterranean shallow lake: insights based on catchment and lake modelling / J. Coppens, D. Trolle, E. Jeppesen, M. Beklioglu // *Regional Environmental Change*. – 2020. – Vol. 20. – The impact of climate change on a Mediterranean shallow lake. – № 2. – P. 62.
153. Darbyshire, J. Seasonal formation and movement of the thermocline in lakes / J. Darbyshire, A. Edwards // *pure and applied geophysics*. – 1972. – Vol. 93. – № 1. – P. 141–150.
154. Dokulil, M. T. Increasing maximum lake surface temperature under climate change / M. T. Dokulil, E. De Eyto, S. C. Maberly et al. // *Climatic Change*. – 2021. – Vol. 165. – № 3–4. – P. 56.

155. Dokulil, M. Climate change affecting hypolimnetic water temperatures in deep alpine lakes / M. Dokulil, K. Teubner, A. Jagsch // *Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Limnologie*. – 2006. – Vol. 29. – P. 1285–1288.
156. Dokulil, M. The Impact of Climate Change on Lakes in Central Europe / M. Dokulil, K. Teubner, A. Jagsch, et al. – 2010.
157. Edlund, M. Effects of Climate Change on Lake Thermal Structure and Biotic Response in Northern Wilderness Lakes / M. Edlund, J. Almendinger, X. Fang et al. // *Water*. – 2017. – Vol. 9. – № 9. – P. 678.
158. Einsele, G. Atmospheric carbon burial in modern lake basins and its significance for the global carbon budget / G. Einsele, J. Yan, M. Hinderer // *Global and Planetary Change*. – 2001. – Vol. 30. – № 3–4. – P. 167–195.
159. Ellis, C. R. Water temperature dynamics and heat transfer beneath the ice cover of a lake / C. R. Ellis, H. G. Stefan, R. Gu // *Limnology and Oceanography*. – 1991. – Vol. 36. – № 2. – P. 324–334.
160. Engelhardt, C. Criteria for the onset and breakup of summer lake stratification based on routine temperature measurements / C. Engelhardt, G. Kirillin // *Fundamental and Applied Limnology*. – 2014. – Vol. 184. – № 3. – P. 183–194.
161. Erina, O. Ecological state evaluation for Lake Glubokoe in Moscow Region / O. Erina, E. Vilimovich, M. Tereshina et al. // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. – 2018. – Vol. 211. – P. 012035.
162. Fadel, A. On the successful use of a simplified model to simulate the succession of toxic cyanobacteria in a hypereutrophic reservoir with a highly fluctuating water level / A. Fadel, B. J. Lemaire, B. Vinçon-Leite et al. // *Environmental Science and Pollution Research*. – 2017. – Vol. 24. – № 26. – P. 20934–20948.
163. Fee, E. J. Effects of lake size, water clarity, and climatic variability on mixing depths in Canadian Shield lakes / E. J. Fee, R. E. Hecky, S. E. M. Kasian, D. R. Cruikshank // *Limnology and Oceanography*. – 1996. – Vol. 41. – № 5. – P. 912–920.

164. Fenocchi, A. Relevance of inflows on the thermodynamic structure and on the modeling of a deep subalpine lake (Lake Maggiore, Northern Italy/Southern Switzerland) / A. Fenocchi, M. Rogora, S. Sibilla, C. Dresti // *Limnologica*. – 2017. – Vol. 63. – P. 42–56.
165. Fenocchi, A. Forecasting the evolution in the mixing regime of a deep subalpine lake under climate change scenarios through numerical modelling (Lake Maggiore, Northern Italy/Southern Switzerland) / A. Fenocchi, M. Rogora, S. Sibilla et al. // *Climate Dynamics*. – 2018. – Vol. 51. – № 9–10. – P. 3521–3536.
166. Ficker, H. From dimictic to monomictic: Empirical evidence of thermal regime transitions in three deep alpine lakes in Austria induced by climate change / H. Ficker, M. Luger, H. Gassner // *Freshwater Biology*. – 2017. – Vol. 62. – From dimictic to monomictic. – № 8. – P. 1335–1345.
167. Flaim, G. Effects of re-oligotrophication and climate change on lake thermal structure / G. Flaim, E. Eccel, A. Zeileis et al. // *Freshwater Biology*. – 2016. – Vol. 61. – № 10. – P. 1802–1814.
168. Gauthier, J. Thermocline deepening and mixing alter zooplankton phenology, biomass and body size in a whole-lake experiment / J. Gauthier, Y. T. Prairie, B. E. Beisner // *Freshwater Biology*. – 2014. – Vol. 59. – № 5. – P. 998–1011.
169. Giling, D. P. Thermocline deepening boosts ecosystem metabolism: evidence from a large-scale lake enclosure experiment simulating a summer storm / D. P. Giling, J. C. Nejtgaard, S. A. Berger et al. // *Global Change Biology*. – 2017. – Vol. 23. – Thermocline deepening boosts ecosystem metabolism. – № 4. – P. 1448–1462.
170. Golub, M. A framework for ensemble modelling of climate change impacts on lakes worldwide: the ISIMIP Lake Sector / M. Golub, W. Thiery, R. Marcé et al. // *Geoscientific Model Development*. – 2022. – Vol. 15. – № 11. – P. 4597–4623.
171. Gorham, E. Influence of Lake Surface Area and Depth Upon Thermal Stratification and the Depth of the Summer Thermocline / E. Gorham, F. M. Boyce // *Journal of Great Lakes Research*. – 1989. – Vol. 15. – № 2. – P. 233–245.

172. Griffiths, K. Ice-cover is the principal driver of ecological change in High Arctic lakes and ponds / K. Griffiths, N. Michelutti, M. Sugar et al. // PLOS ONE. – 2017. – Vol. 12. – № 3. – P. e0172989.
173. Guo, M. Intercomparison of Thermal Regime Algorithms in 1-D Lake Models / M. Guo, Q. Zhuang, H. Yao et al. // Water Resources Research. – 2021. – Vol. 57. – № 6. – P. e2020WR028776.
174. Hamilton, D. A Global Lake Ecological Observatory Network (GLEON) for synthesising high-frequency sensor data for validation of deterministic ecological models / D. Hamilton, C. Carey, L. Arvola et al. // Inland Waters. – 2015. – Vol. 5. – № 1. – P. 49–56.
175. Hamilton, D. P. Ice cover and thermal regime in a dimictic seepage lake under climate change / D. P. Hamilton, M. R. Magee, C. H. Wu, T. K. Kratz // Inland Waters. – 2018. – Vol. 8. – № 3. – P. 381–398.
176. Hampton, S. E. Ecology under lake ice / S. E. Hampton, A. W. E. Galloway, S. M. Powers et al. // Ecology Letters. – 2017. – Vol. 20. – № 1. – P. 98–111.
177. Hampton, S. E. Sixty years of environmental change in the world's largest freshwater lake – Lake Baikal, Siberia / S. E. Hampton, L. R. Izmet'eva, M. V. Moore et al. // Global Change Biology. – 2008. – Vol. 14. – № 8. – P. 1947–1958.
178. Han, B.-P. The thermal structure of Sau Reservoir (NE: Spain): a simulation approach / B.-P. Han, J. Armengol, J. Carlos Garcia et al. // Ecological Modelling. – 2000. – Vol. 125. – The thermal structure of Sau Reservoir (NE. – № 2–3. – P. 109–122.
179. Hanson, Z. J. Projected changes of regional lake hydrologic characteristics in response to 21st century climate change / Z. J. Hanson, J. A. Zwart, S. E. Jones et al. // Inland Waters. – 2021. – Vol. 11. – № 3. – P. 335–350.
180. Harleman, D. R. F. Hydrothermal Analysis of Lakes and Reservoirs / D. R. F. Harleman // Journal of the Hydraulics Division. – 1982. – Vol. 108. – № 3. – P. 301–325.
181. Hayes, N. M. Key differences between lakes and reservoirs modify climate signals: A case for a new conceptual model / N. M. Hayes, B. R. Deemer, J. R. Corman et al. // Limnology and

Oceanography Letters. – 2017. – Vol. 2. – Key differences between lakes and reservoirs modify climate signals. – № 2. – P. 47–62.

182. Helland, I. P. Ice-cover effects on competitive interactions between two fish species: Ice-cover and competition / I. P. Helland, A. G. Finstad, T. Forseth et al. // Journal of Animal Ecology. – 2011. – Vol. 80. – Ice-cover effects on competitive interactions between two fish species. – № 3. – P. 539–547.

183. Hellmann, J. J. Five Potential Consequences of Climate Change for Invasive Species / J. J. Hellmann, J. E. Byers, B. G. Bierwagen, J. S. Dukes // Conservation Biology. – 2008. – Vol. 22. – № 3. – P. 534–543.

184. Higgins, S. N. The Role of Climate and Lake Size in Regulating the Ice Phenology of Boreal Lakes / S. N. Higgins, C. M. Desjardins, H. Drouin et al. // Journal of Geophysical Research: Biogeosciences. – 2021. – Vol. 126. – № 3. – P. e2020JG005898.

185. Hipsey, M. GLM – General Lake Model: Model overview and user information. AED Report #26 / M. Hipsey, L. Bruce, D. Hamilton. – Perth: The University of Western Australia, 2014. – 42 p.

186. Hodgkins, G. A. Historical changes in lake ice-out dates as indicators of climate change in New England, 1850–2000 / G. A. Hodgkins, I. C. James, T. G. Huntington // International Journal of Climatology. – 2002. – Vol. 22. – № 15. – P. 1819–1827.

187. Hrycik, A. R. Earlier winter/spring runoff and snowmelt during warmer winters lead to lower summer chlorophyll-a in north temperate lakes / A. R. Hrycik, P. D. F. Isles, R. Adrian et al. // Global Change Biology. – 2021. – Vol. 27. – № 19. – P. 4615–4629.

188. Huang, L. Emerging unprecedented lake ice loss in climate change projections / L. Huang, A. Timmermann, S.-S. Lee et al. // Nature Communications. – 2022. – Vol. 13. – № 1. – P. 5798.

189. Huang, L. The Warming of Large Lakes on the Tibetan Plateau: Evidence From a Lake Model Simulation of Nam Co, China, During 1979–2012 / L. Huang, J. Wang, L. Zhu et al. // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2017. – Vol. 122. № 24.

190. Huang, L. Projected phenological shifts in stratification and overturning of ice-covered Northern Hemisphere lakes / L. Huang, R. I. Woolway, A. Timmermann, K. B. Rodgers // *Communications Earth & Environment*. – 2024. – Vol. 5. – № 1. – P. 773.
191. Huber, W. C. Temperature Prediction in Stratified Reservoirs / W. C. Huber, D. R. F. Harleman, P. J. Ryan // *Journal of the Hydraulics Division*. – 1972. – Vol. 98. – № 4. – P. 645–666.
192. Hunt, R. Simulation of climate-change effects on streamflow, lake water budgets, and stream temperature using GSFLOW and SNTEMP, Trout Lake Watershed, Wisconsin, U.S.: Scientific Investigations Report / R. Hunt, J. Walker, W. Selbig, et al. – Reston VA, 2013.
193. Hutchinson, G. E. The thermal classification of lakes / G. E. Hutchinson, H. Löffler // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. – 1956. – Vol. 42. – № 2. – P. 84–86.
194. Imberger, J. Dynamics of Reservoir of Medium Size / J. Imberger, I. Loh, B. Hebbert, J. Patterson // *Journal of the Hydraulics Division*. – 1978. – Vol. 104. – № 5. – P. 725–743.
195. IPCC. Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Climate Change 2021 – The Physical Science Basis / IPCC. – 1. – Cambridge University Press, 2021.
196. Ishikawa, M. Effects of dimensionality on the performance of hydrodynamic models for stratified lakes and reservoirs / M. Ishikawa, W. Gonzalez, O. Golyjeswski et al. // *Geoscientific Model Development*. – 2022. – Vol. 15. – № 5. – P. 2197–2220.
197. Jellison, R. Meromixis in hypersaline Mono Lake, California. 1. Stratification and vertical mixing during the onset, persistence, and breakdown of meromixis / R. Jellison, J. M. Melack // *Limnology and Oceanography*. – 1993. – Vol. 38. – № 5. – P. 1008–1019.
198. Jeppesen, E. Recent Climate-Induced Changes in Freshwaters in Denmark // *Climatic Change and Global Warming of Inland Waters* / C. R. Goldman et al. eds. – Wiley, 2012. – P. 155–171.

199. Jewson, D. H. Effect of snow depth on under-ice irradiance and growth of *Aulacoseira baicalensis* in Lake Baikal / D. H. Jewson, N. G. Granin, A. A. Zhdanov, R. Y. Gnatovsky // *Aquatic Ecology*. – 2009. – Vol. 43. – № 3. – P. 673–679.
200. Jones, I. Quantifying effects of phytoplankton on the heat budgets of two large limnetic enclosures / I. Jones, G. George, C. Reynolds // *Freshwater Biology*. – 2005. – Vol. 50. – № 7. – P. 1239–1247.
201. Kakouei, K. Phytoplankton and cyanobacteria abundances in mid-21st century lakes depend strongly on future land use and climate projections / K. Kakouei, B. M. Kraemer, O. Anneville et al. // *Global Change Biology*. – 2021. – Vol. 27. – № 24. – P. 6409–6422.
202. Katz, S. L. The "Melosira years" of Lake Baikal: Winter environmental conditions at ice onset predict under-ice algal blooms in spring / S. L. Katz, L. R. Izmet'seva, S. E. Hampton et al. // *Limnology and Oceanography*. – 2015. – Vol. 60. № 6. – P. 1950–1964.
203. Kerfoot, W. C. Approaching storm: Disappearing winter bloom in Lake Michigan / W. C. Kerfoot, F. Yousef, S. A. Green et al. // *Journal of Great Lakes Research*. – 2010. – Vol. 36. – Approaching storm. – P. 30–41.
204. Kirillin, G. Generalized scaling of seasonal thermal stratification in lakes / G. Kirillin, T. Shatwell // *Earth-Science Reviews*. – 2016. – Vol. 161. – P. 179–190.
205. Kourzeneva, E. Climate data for parameterisation of lakes in Numerical Weather Prediction models / E. Kourzeneva, E. Martin, Y. Batrak, P. Le Moigne // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. – 2012. – Vol. 64. – № 1. – P. 17226.
206. Kowalczywska-Madura, K. The Assessment of External and Internal Nutrient Loading as a Basis for Lake Management / K. Kowalczywska-Madura, R. Dondajewska-Pielka, R. Gołdyn // *Water*. – 2022. – Vol. 14. – № 18. – P. 2844.
207. Kraemer, B. M. Morphometry and average temperature affect lake stratification responses to climate change / B. M. Kraemer, O. Anneville, S. Chandra et al. // *Geophysical Research Letters*. – 2015. – Vol. 42. – № 12. – P. 4981–4988.

208. Kraemer, B. M. Climate change drives widespread shifts in lake thermal habitat / B. M. Kraemer, R. M. Pilla, R. I. Woolway et al. // *Nature Climate Change*. – 2021. – Vol. 11. – № 6. – P. 521–529.
209. Kumar, S. Revisiting trends in wetness and dryness in the presence of internal climate variability and water limitations over land / S. Kumar, R. P. Allan, F. Zwiers et al. // *Geophysical Research Letters*. – 2015. – Vol. 42. – № 24.
210. Lange, S. ISIMIP3b bias adjustment fact sheet. 2021. / S. Lange. – 2021. – 39 p.
211. Lange, S. ISIMIP3a atmospheric climate input data / S. Lange, M. Mengel, S. Treu, M. Büchner. – ISIMIP Repository, 2022. – URL: <https://data.isimip.org/10.48364/ISIMIP.982724.1> (date accessed: 28.02.2025).
212. Lavelli, A. Numerical 3D modelling of the vertical mass exchange induced by turbidity currents in Lake Lugano (Switzerland) / A. Lavelli, J.-L. Boillat, G. De Cesare. – 2017.
213. Lavers, D. A. An evaluation of ERA5 precipitation for climate monitoring / D. A. Lavers, A. Simmons, F. Vamborg, M. J. Rodwell // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 2022. – Vol. 148. – № 748. – P. 3152–3165.
214. Lee, Z. Resolving the long-standing puzzles about the observed Secchi depth relationships / Z. Lee, S. Shang, K. Du, J. Wei // *Limnology and Oceanography*. – 2018. – Vol. 63. – № 6. – P. 2321–2336.
215. Lewis Jr., W. M. A Revised Classification of Lakes Based on Mixing / W. M. Lewis Jr. // *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*. – 1983. – Vol. 40. – № 10. – P. 1779–1787.
216. Li, Y. Parametric uncertainty and sensitivity analysis of hydrodynamic processes for a large shallow freshwater lake / Y. Li, C. Tang, J. Zhu et al. // *Hydrological Sciences Journal*. – 2015. – Vol. 60. – № 6. – P. 1078–1095.
217. Linnik, P. M. Role of bottom sediments in the secondary pollution of aquatic environments by heavy-metal compounds / P. M. Linnik, I. B. Zubenko // *Lakes & Reservoirs: Science, Policy and Management for Sustainable Use*. – 2000. – Vol. 5. – № 1. – P. 11–21.

218. Lomov, V. Mechanistic Modeling of the Variability of Methane Emissions from an Artificial Reservoir / V. Lomov, V. Stepanenko, M. Grechushnikova, I. Repina // *Water*. – 2023. – Vol. 16. – № 1. – P. 76.
219. Madsen, H. Review of trend analysis and climate change projections of extreme precipitation and floods in Europe / H. Madsen, D. Lawrence, M. Lang et al. // *Journal of Hydrology*. – 2014. – Vol. 519. – P. 3634–3650.
220. Magnuson, J. J. Surviving winter hypoxia: behavioral adaptations of fishes in a northern Wisconsin winterkill lake / J. J. Magnuson, A. L. Beckel, K. Mills, S. B. Brandt // *Environmental Biology of Fishes*. – 1985. – Vol. 14. – Surviving winter hypoxia. – № 4. – P. 241–250.
221. Mammarella, I. Effects of similar weather patterns on the thermal stratification, mixing regimes and hypolimnetic oxygen depletion in two boreal lakes with different water transparency. / I. Mammarella, G. Gavrylenko, G. Zdrovennova et al. // *Boreal Environment Research*. – 2018. – Vol. 23. – P. 237–247.
222. Markfort, C. D. Wind sheltering of a lake by a tree canopy or bluff topography / C. D. Markfort, A. L. S. Perez, J. W. Thill et al. // *Water Resources Research*. – 2010. – Vol. 46. – № 3. – P. 2009WR007759.
223. Martynov, A. Simulation of temperate freezing lakes by one-dimensional lake models: Performance assessment for interactive coupling with regional climate models / A. Martynov, L. Sushama, R. Laprise // *Boreal Environment Research*. – 2010. – Vol. 15. – № 2. – P. 143–164.
224. Millero, F. J. International one-atmosphere equation of state of seawater / F. J. Millero, A. Poisson // *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*. – 1981. – Vol. 28. – № 6. – P. 625–629.
225. Mishra, V. Changing thermal dynamics of lakes in the Great Lakes region: Role of ice cover feedbacks / V. Mishra, K. A. Cherkauer, L. C. Bowling // *Global and Planetary Change*. – 2011. – Vol. 75. – Changing thermal dynamics of lakes in the Great Lakes region. – № 3–4. – P. 155–172.

226. Mueller, D. R. High Arctic lakes as sentinel ecosystems: Cascading regime shifts in climate, ice cover, and mixing / D. R. Mueller, Patrick. Van Hove, D. Antoniadis et al. // *Limnology and Oceanography*. – 2009. – Vol. 54. – High Arctic lakes as sentinel ecosystems. – № 6part2. – P. 2371–2385.
227. Mullin, C. A. Future Projections of Water Temperature and Thermal Stratification in Connecticut Reservoirs and Possible Implications for Cyanobacteria / C. A. Mullin, C. J. Kirchhoff, G. Wang, P. Vlahos // *Water Resources Research*. – 2020. – Vol. 56. – № 11. – P. e2020WR027185.
228. Nash, J. E. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles / J. E. Nash, J. V. Sutcliffe // *Journal of Hydrology*. – 1970. – Vol. 10. – № 3. – P. 282–290.
229. Oleksy, I. A. Climate Change and Teleconnections Amplify Lake Stratification With Differential Local Controls of Surface Water Warming and Deep Water Cooling / I. A. Oleksy, D. C. Richardson // *Geophysical Research Letters*. – 2021. – Vol. 48. – № 5. – P. e2020GL090959.
230. O'Reilly, C. M. Rapid and highly variable warming of lake surface waters around the globe / C. M. O'Reilly, S. Sharma, D. K. Gray et al. // *Geophysical Research Letters*. – 2015. – Vol. 42. – № 24.
231. Osaka, K. Effect of dissolved oxygen on nitrogen and phosphorus fluxes from lake sediments and their thresholds based on incubation using a simple and stable dissolved oxygen control method / K. Osaka, R. Yokoyama, T. Ishibashi, N. Goto // *Limnology and Oceanography: Methods*. – 2022. – Vol. 20. – № 1. – P. 1–14.
232. Oveisy, A. One-dimensional simulation of lake and ice dynamics during winter / A. Oveisy, L. Boegman. // *Journal of Limnology*. – 2014. – Vol. 73. – № 3. – URL: <http://www.jlimnol.it/index.php/jlimnol/article/view/jlimnol.2014.903> (date accessed: 26.03.2025).

233. Paerl, H. W. Climate change: a catalyst for global expansion of harmful cyanobacterial blooms / H. W. Paerl, J. Huisman // *Environmental Microbiology Reports*. – 2009. – Vol. 1. – Climate change. – № 1. – P. 27–37.
234. Pham, S. V. Spatial variability of climate and land-use effects on lakes of the northern Great Plains / S. V. Pham, P. R. Leavitt, S. McGowan, P. Peres-Neto // *Limnology and Oceanography*. – 2008. – Vol. 53. – № 2. – P. 728–742.
235. Piccolroaz, S. Deep water renewal in Lake Baikal: A model for long-term analyses / S. Piccolroaz, M. Toffolon // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2013. – Vol. 118. – Deep water renewal in Lake Baikal. – № 12. – P. 6717–6733.
236. Pilla, R. M. Deeper waters are changing less consistently than surface waters in a global analysis of 102 lakes / R. M. Pilla, C. E. Williamson, B. V. Adamovich et al. // *Scientific Reports*. – 2020. – Vol. 10. – № 1. – P. 20514.
237. Popescu, I. Use of hydrodynamic models for the management of the Danube Delta wetlands: The case study of Sontea-Fortuna ecosystem: Enhancing environmental management and policy-making in the Black Sea catchment through improved data sharing / I. Popescu, E. Cioaca, Q. Pan et al. // *Environmental Science & Policy*. – 2015. – Vol. 46. P. 48–56.
238. Rabaey, J. S. Winter Oxygen Regimes in Clear and Turbid Shallow Lakes / J. S. Rabaey, L. M. Domine, K. D. Zimmer, J. B. Cotner // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. – 2021. – Vol. 126. – № 3. – P. e2020JG006065.
239. Rahel, F. J. Assessing the Effects of Climate Change on Aquatic Invasive Species / F. J. Rahel, J. D. Olden // *Conservation Biology*. – 2008. – Vol. 22. – № 3. – P. 521–533.
240. Read, J. S. Derivation of lake mixing and stratification indices from high-resolution lake buoy data / J. S. Read, D. P. Hamilton, I. D. Jones et al. // *Environmental Modelling & Software*. – 2011. – Vol. 26. – № 11. – P. 1325–1336.
241. Read, J. S. Simulating 2368 temperate lakes reveals weak coherence in stratification phenology / J. S. Read, L. A. Winslow, G. J. A. Hansen et al. // *Ecological Modelling*. – 2014. – Vol. 291. – P. 142–150.

242. Rets, E. P. Algorithm grwat for Automated Hydrograph Separation by B.I. Kudelin's Method: Problems and Perspectives / E. P. Rets, M. B. Kireeva, T. E. Samsonov et al. // *Water Resources*. – 2022. – Vol. 49. – P. 23–37.
243. Ryan, P. J. Surface heat loss from cooling ponds / P. J. Ryan, D. R. F. Harleman, K. D. Stolzenbach // *Water Resources Research*. – 1974. – Vol. 10. – № 5. – P. 930–938.
244. Seibert, J. A retrospective on hydrological catchment modelling based on half a century with the HBV model / J. Seibert, S. Bergström // *Hydrology and Earth System Sciences*. – 2022. – Vol. 26. – № 5. – P. 1371–1388.
245. Sharma, S. Widespread loss of lake ice around the Northern Hemisphere in a warming world / S. Sharma, K. Blagrove, J. J. Magnuson et al. // *Nature Climate Change*. – 2019. – Vol. 9. – № 3. – P. 227–231.
246. Sherman, B. Reservoir Methane Monitoring and Mitigation: Little Nerang and Hinze Dam Case Study / B. Sherman, P. Ford, D. Hunt, C. Drury. – Brisbane: Urban Water Security Research Alliance, 2012.
247. Shimoda, Y. Our current understanding of lake ecosystem response to climate change: What have we really learned from the north temperate deep lakes? / Y. Shimoda, M. E. Azim, G. Perhar et al. // *Journal of Great Lakes Research*. – 2011. – Vol. 37. № 1. – P. 173–193.
248. Smith, E. Water quality and algal community dynamics of three deepwater lakes in Minnesota utilizing CE-QUAL-W2 models: Scientific Investigations Report / E. Smith, R. Kiesling, J. Galloway, J. Ziegeweid. – USGS, 2014.
249. Smith, L. C. Disappearing Arctic Lakes / L. C. Smith, Y. Sheng, G. M. MacDonald, L. D. Hinzman // *Science*. – 2005. – Vol. 308. – № 5727. – P. 1429–1429.
250. Smits, A. P. Winter Climate and Lake Morphology Control Ice Phenology and Under-Ice Temperature and Oxygen Regimes in Mountain Lakes / A. P. Smits, N. W. Gomez, J. Dozier, S. Sadro // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. – 2021. – Vol. 126. – № 8. – P. e2021JG006277.

251. Snorheim, C. A. Meteorological drivers of hypolimnetic anoxia in a eutrophic, north temperate lake / C. A. Snorheim, P. C. Hanson, K. D. McMahon et al. // *Ecological Modelling*. – 2017. – Vol. 343. – P. 39–53.
252. Solcerova, A. Nighttime Cooling of an Urban Pond / A. Solcerova, F. Van De Ven, N. Van De Giesen // *Frontiers in Earth Science*. – 2019. – Vol. 7. – P. 156.
253. Spigel, R. H. Modeling the diurnal mixed layer / R. H. Spigel, J. Imberger, K. N. Rayner // *Limnology and Oceanography*. – 1986. – Vol. 31. – № 3. – P. 533–556.
254. Stepanenko, V. First steps of a Lake Model Intercomparison Project: LakeMIP / V. Stepanenko, S. Goyette, A. Martynov et al. // *Boreal Environment Research*. – 2010. – Vol. 15. – P. 191–202.
255. Tammeorg, O. Redox-related release of phosphorus from sediments in large and shallow Lake Peipsi: Evidence from sediment studies and long-term monitoring data / O. Tammeorg, G. Nürnberg, J. Horppila et al. // *Journal of Great Lakes Research*. – 2020. – Vol. 46. – Redox-related release of phosphorus from sediments in large and shallow Lake Peipsi. – № 6. – P. 1595–1603.
256. Tanentzap, A. Cooling lakes while the world warms: Effects of forest regrowth and increased dissolved organic matter on the thermal regime of a temperate, urban lake / A. Tanentzap, N. Yan, B. Keller et al. // *Limnology and Oceanography*. – 2008. – Vol. 53. – № 1. – P. 404–410.
257. Tereshina, M. Nutrient and organic matter dynamics in Lake Glubokoe / M. Tereshina, O. Erina, E. Vilimovich et al. // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. – 2019. – Vol. 321. – P. 012044.
258. Tereshina, M. Nutrients and zooplankton as factors controlling phytoplankton growth in the Cheboksary Reservoir / M. Tereshina, O. Erina, V. Zhikharev et al. // *Hydrobiologia*. – 2023.
259. Tong, Y. Global lakes are warming slower than surface air temperature due to accelerated evaporation / Y. Tong, L. Feng, X. Wang et al. // *Nature Water*. – 2023. – Vol. 1. – № 11. – P. 929–940.

260. Touchart, L. Brownification of Lakes // Encyclopedia of Lakes and Reservoirs: Encyclopedia of Earth Sciences Series / L. Bengtsson et al. eds. – Dordrecht: Springer Netherlands, 2012. – P. 117–119.
261. Troitskaya, E. S. Impact of climate change on occurrence and characteristics of coastal upwelling in Listvennichny Bay (Southern Baikal) from 1941 to 2023 / E. S. Troitskaya, M. N. Shimaraev, I. A. Aslamov // Limnology and Freshwater Biology. – 2023. – № 6. – P. 261–274.
262. Urrutia-Cordero, P. Local food web management increases resilience and buffers against global change effects on freshwaters / P. Urrutia-Cordero, M. K. Ekvall, L.-A. Hansson // Scientific Reports. – 2016. – Vol. 6. – № 1. – P. 29542.
263. Vachon, D. Influence of water column stratification and mixing patterns on the fate of methane produced in deep sediments of a small eutrophic lake / D. Vachon, T. Langenegger, D. Donis, D. F. McGinnis // Limnology and Oceanography. – 2019. – Vol. 64. – № 5. – P. 2114–2128.
264. Verpoorter, C. A global inventory of lakes based on high-resolution satellite imagery / C. Verpoorter, T. Kutser, D. A. Seekell, L. J. Tranvik // Geophysical Research Letters. – 2014. – Vol. 41. – № 18. – P. 6396–6402.
265. Vincent, W. F. Effects of Climate Change on Lakes // Encyclopedia of Inland Waters. – Elsevier, 2009. – P. 55–60.
266. Wang, W. Global lake evaporation accelerated by changes in surface energy allocation in a warmer climate / W. Wang, X. Lee, W. Xiao et al. // Nature Geoscience. – 2018. – Vol. 11. – № 6. – P. 410–414.
267. Weber, M. Optimizing withdrawal from drinking water reservoirs to reduce downstream temperature pollution and reservoir hypoxia / M. Weber, K. Rinke, M. R. Hipsey, B. Boehrer // Journal of Environmental Management. – 2017. – Vol. 197. – P. 96–105.
268. Weinberger, S. Using the hydrodynamic model DYRESM based on results of a regional climate model to estimate water temperature changes at Lake Ammersee / S. Weinberger, M. Vetter // Ecological Modelling. – 2012. – Vol. 244. – P. 38–48.

269. Weyhenmeyer, G. A. Large geographical differences in the sensitivity of ice-covered lakes and rivers in the Northern Hemisphere to temperature changes: GLOBAL CHANGE ON LAKE AND RIVER ICE-COVER / G. A. Weyhenmeyer, D. M. Livingstone, M. Meili et al. // *Global Change Biology*. – 2011. – Vol. 17. – Large geographical differences in the sensitivity of ice-covered lakes and rivers in the Northern Hemisphere to temperature changes. – № 1. – P. 268–275.
270. Weyhenmeyer, G. A. Warmer Winters: Are Planktonic Algal Populations in Sweden's Largest Lakes Affected? / G. A. Weyhenmeyer // *AMBIO: A Journal of the Human Environment*. – 2001. – Vol. 30. – Warmer Winters. – № 8. – P. 565–571.
271. Weyhenmeyer, G. A. Increasingly ice-free winters and their effects on water quality in Sweden's largest lakes // *European Large Lakes Ecosystem changes and their ecological and socioeconomic impacts* / T. Nõges et al. eds. – Dordrecht: Springer Netherlands, 2008. – Vol. 199. – P. 111–118.
272. Wilhelm, S. Impact of summer warming on the thermal characteristics of a polymictic lake and consequences for oxygen, nutrients and phytoplankton / S. Wilhelm, R. Adrian // *Freshwater Biology*. – 2008. – Vol. 53. – № 2. – P. 226–237.
273. Winslow, L. A. Global lake response to the recent warming hiatus / L. A. Winslow, T. H. Leach, K. C. Rose // *Environmental Research Letters*. – 2018. – Vol. 13. – № 5. – P. 054005.
274. Winslow, L. A. Seasonality of change: Summer warming rates do not fully represent effects of climate change on lake temperatures / L. A. Winslow, J. S. Read, G. J. A. Hansen et al. // *Limnology and Oceanography*. – 2017. – Vol. 62. – Seasonality of change. – № 5. – P. 2168–2178.
275. Woolway, R. I. Warming of Central European lakes and their response to the 1980s climate regime shift / R. I. Woolway, M. T. Dokulil, W. Marszelewski et al. // *Climatic Change*. – 2017. – Vol. 142. – № 3–4. – P. 505–520.

276. Woolway, R. I. Global lake responses to climate change / R. I. Woolway, B. M. Kraemer, J. D. Lenters et al. // *Nature Reviews Earth & Environment*. – 2020. – Vol. 1. – № 8. – P. 388–403.
277. Woolway, R. I. Compound hot temperature and high chlorophyll extreme events in global lakes / R. I. Woolway, B. M. Kraemer, J. Zscheischler, C. Albergel // *Environmental Research Letters*. – 2021a. – Vol. 16. – № 12. – P. 124066.
278. Woolway, R. I. Worldwide alteration of lake mixing regimes in response to climate change / R. I. Woolway, C. J. Merchant // *Nature Geoscience*. – 2019. – Vol. 12. – № 4. – P. 271–276.
279. Woolway, R. I. Phenological shifts in lake stratification under climate change / R. I. Woolway, S. Sharma, G. A. Weyhenmeyer et al. // *Nature Communications*. – 2021b. – Vol. 12. – № 1. – P. 2318.
280. Woolway, R. I. Substantial increase in minimum lake surface temperatures under climate change / R. I. Woolway, G. A. Weyhenmeyer, M. Schmid et al. // *Climatic Change*. – 2019. – Vol. 155. – № 1. – P. 81–94.
281. Wu, J. Wind-induced turbulent entrainment across a stable density interface / J. Wu // *Journal of Fluid Mechanics*. – 1973. – Vol. 61. – № 2. – P. 275–287.
282. Yankova, Y. Abrupt stop of deep water turnover with lake warming: Drastic consequences for algal primary producers / Y. Yankova, S. Neuenschwander, O. Köster, T. Posch // *Scientific Reports*. – 2017. – Vol. 7. – № 1. – P. 13770.
283. Zhang, G. Extensive and drastically different alpine lake changes on Asia's high plateaus during the past four decades / G. Zhang, T. Yao, S. Piao et al. // *Geophysical Research Letters*. – 2017. – Vol. 44. – № 1. – P. 252–260.
284. Rukhovets, L. Ladoga and Onego – Great European Lakes: Observations and Modelling: Springer Praxis Books. Ladoga and Onego – Great European Lakes / L. Rukhovets, N. Filatov. – Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2010.

285. Watson, B.M. Comparison of temperature-index snowmelt models for use within an operational water quality model / B.M. Watson, G. Putz // *Journal of Environmental quality*. – 2014. – Vol. 43. – P. 199–207.

286. WMO. State of the global climate 2020: WMO / WMO; P. Taalas, A. Guterres eds. – Genf: World Meteorological Organization (WMO), 2021. – 56 p.