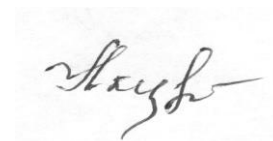


Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт водных и экологических проблем
Сибирского отделения Российской академии наук

На правах рукописи



АКУЛОВА ОЛЬГА БОРИСОВНА

**РАЗРАБОТКА МЕТОДОВ И ИЗМЕРИТЕЛЬНО-ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОГО
КОМПЛЕКСА ДЛЯ ОЦЕНКИ ЭКОЛОГИЧЕСКИ ЗНАЧИМЫХ
ГИДРООПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРЕСНОВОДНЫХ
ВОДОЁМОВ (НА ПРИМЕРЕ ОЗЁР АЛТАЙСКОГО КРАЯ)**

25.00.27–Гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата технических наук

Научный руководитель:
д.ф.-м.н., профессор
Владимир Иванович Букатый

Барнаул–2015

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ИССЛЕДОВАНИЯ ГИДРООПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК КАК ИНДИКАТОРОВ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ОЗЁР	15
1.1. Гидрооптические характеристики: термины и определения	15
1.2. Основные характеристики озёрных экосистем	17
1.3. Методы и аппаратура для исследования гидрооптических характеристик.....	26
1.4. Исследования гидрооптических характеристик озёр мира	37
ГЛАВА 2. ОПИСАНИЕ ИСПОЛЬЗУЕМЫХ МЕТОДОВ И РАЗРАБОТАННОГО ИЗМЕРИТЕЛЬНО-ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОГО КОМПЛЕКСА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ЧАСТИЦ ВОДНОЙ ВЗВЕСИ И СПЕКТРАЛЬНОЙ ПРОЗРАЧНОСТИ ОЗЁРНОЙ ВОДЫ	48
2.1. Методы исследований концентрации и размерного состава частиц водной взвеси.....	48
2.2. Разработка измерительно-вычислительного комплекса для определения концентрации и размерного состава частиц водной взвеси оптическим методом флуктуаций прозрачности.....	53
2.2.1. Теоретические основы метода.....	53
2.2.2. Описание измерительно-вычислительного комплекса и результаты измерений.....	58
2.3. Спектрофотометрический метод определения спектральной прозрачности озёрной воды.....	67
2.3.1. Краткое описание спектрофотометров СФ-46 и ПЭ-5400УФ.....	68

2.3.2. Результаты исследований пространственно-временной изменчивости спектральной прозрачности воды (на примере трёх озёр Алтайского края – Лапа, Красиловское и Бол. Островное).....	71
--	----

ГЛАВА 3. РАЗРАБОТКА ТЕХНОЛОГИИ РАСЧЁТА СПЕКТРАЛЬНОГО ВКЛАДА КОМПОНЕНТОВ ОЗЁРНОЙ ВОДЫ В ПОКАЗАТЕЛЬ ОСЛАБЛЕНИЯ СВЕТА ДЛЯ ВОДОЁМОВ АЛТАЙСКОГО КРАЯ.....	119
3.1. Компоненты озёрной воды и их оптические свойства.....	119
3.1.1. Оптические характеристики чистой воды.....	119
3.1.2. Оптические характеристики взвеси.....	122
3.1.3. Оптические характеристики растворённого органического вещества.....	124
3.1.4. Фитопланктон.....	128
3.2. Результаты расчёта спектрального вклада основных компонентов озёрной воды в показатель ослабления света для озёр Лапа, Красиловское и Бол. Островное.....	133
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	144
БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК.....	148

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. Гидрология суши – это раздел гидрологии, изучающий поверхностные воды суши: реки, озёра, водохранилища, болота и ледники, закономерности их морфологического строения, естественные и антропогенные изменения гидрологического режима и экологических условий водных объектов. По методам и аспектам изучения в гидрологию суши входят: гидрометрия, гидрологические расчёты, гидрологические прогнозы, гидрофизика, гидрохимия, гидрография [45]. Гидрофизика применительно к задачам гидрологии суши изучает физические свойства природных вод и физические процессы, протекающие в водных объектах [189]. Среди множества гидрофизических характеристик воды прежде всего выделяют: температуру, количество взвешенного органико-минерального вещества и оптические свойства водных масс, которые так или иначе оказывают влияние на формирование среды обитания живых организмов и их жизнедеятельность. Здесь также уместно вспомнить известное положение о том, что чем сильнее меняется определённый гидрофизический элемент среды в пространстве или во времени, тем обычно большее экологическое значение он имеет для сообщества организмов [81].

Работа направлена на решение одного из наименее изученных вопросов современной гидрофизики – разработки и применения новых методов и технических средств для экологической оценки и контроля над состоянием пресноводных водоёмов при изучении гидрооптических характеристик.

В настоящее время на фоне интенсивного антропогенного воздействия на водные экосистемы возрастает общественный интерес к их состоянию, охране и рациональному использованию. Это в полной мере можно отнести к водоёмам Алтайского края. Водные объекты данной территории представляют не только теоретический, но и практический интерес в исследованиях гидрофизических, гидрохимических и гидробиологических характеристик [31, 32, 74, 89, 90 и др.].

Одними из наиболее важных гидрооптических характеристик как индикаторов экологического состояния водных экосистем являются показатели ослабления ε , поглощения κ и рассеяния σ света, а также относительная прозрачность Z_6 по белому диску Секки. В научной зарубежной [213, 218, 227, 228] и отечественной [8, 23, 55, 70, 77, 82, 84, 100, 102, 109, 127, 135, 206] литературе наибольшее внимание уделяется исследованиям гидрооптических характеристик океанов и морей, а наименьшее – внутренних водоёмов. К отличительной особенности в исследованиях автора относится то обстоятельство, что прозрачность озёр определялась с помощью объективного спектрофотометрического метода, в то время как подавляющее большинство результатов, приведённых в научной литературе по данному вопросу, получено с использованием субъективного метода по диску Секки. Однако последний обладает значительной погрешностью измерений (20% и более) и существенным ограничением его использования в зимних подлёдных условиях.

В гидрооптическом отношении озёра Алтайского края изучены недостаточно [192]. Оценка качества воды и контроль состояния таких водоёмов необходимы для проведения и выполнения комплекса водоохраных мероприятий, направленных на предотвращение отрицательных экологических последствий антропогенного воздействия, защиту водоёмов от истощения, загрязнения и эвтрофикации. Это также необходимо для классификации озёрных экосистем по конкретным признакам на данной территории. Следует отметить, что озёра классифицируют по различным параметрам, но нужно иметь в виду, что все классификации условны и относительны [61]. В связи с этим изучение первичной гидрооптической характеристики – показателя ослабления света ε , а также спектрального вклада компонентов озёрной воды в ε необходимо при решении основных вопросов гидрологии, важных разделов гидрофизики и экологии, что представляется весьма актуальным.

Изученность проблемы. Исследование первичных гидрооптических характеристик (показателей ослабления ε , поглощения κ и рассеяния σ света

природной водой, а также относительной прозрачности Z_b по белому диску Секки) во внутренних водоёмах является одним из важных направлений (региональной) лимнологии. Этой теме посвящено большое количество работ.

Широко применяемым показателем в гидрофизике является прозрачность воды. Именно этот показатель характеризует оптические свойства вод в нормативных документах разного вида и классификациях качества вод [47, 54, 57, 126, 189]. Сведения о прозрачности воды – это важный аргумент оценки и прогноза качества вод, а также биопродуктивности водоёмов разного типа. Данные обстоятельства заставляют искать методы расчёта и прогноза прозрачности воды, которые можно разработать на основании природного отношения прозрачности к её определяющим факторам – составу органико-минеральной взвеси, наличию и концентрации растворенных веществ, живых организмов.

Так, например, прозрачность по белому диску Секки часто используют в основном в гидробиологии и принимают в число основных признаков, характерных для определённых типов озёр, кроме того измерение Z_b на разных глубинах позволяет судить о расслоении водной толщи не только по горизонтали, но и по вертикали и, наконец, прозрачность воды является одним из важнейших факторов, определяющих подводную освещённость, изучение которой необходимо для выяснения световых условий фотосинтеза [77]. Подобные исследования подробно рассмотрены в работах В. Åberg & W. Rodhe (1942), G. Alm (1960), J.C. Ayers, D.C. Chandler, G.F. Lauff (1958), K. Berg & G.C. Petersen (1956), R.E. Carlson (1977), F. Gessner (1946; 1958), G.E. Hutchinson (1957; 1967; 1969; 1975), H. Jämfelt (1959; 1963), C. Juday & E. Birge (1933), C. Juday (1935), J. Kerekes (1980), D. Kudelska et al. (1982), G. Lönnerblad (1931), E. Naumann (1932), F. Ruttner (1952; 1963), F. Sauberer (1962), H.R. Schomer (1934), G.E. Talling (1957; 1960), A. Thienemann (1928), S. Thunmark (1937), R.A. Vollenweider (1958), S. Yoshimura (1939), И.Н. Андрониковой (1973), И.В. Баранова (1962; 1970; 1980), Б.Б. Богословского (1960), В.В. Бульона

(1978; 1979; 1983; 1985; 1993; 1994; 2004), Н.В. Буторина (1969), Г.Г. Винберга (1960), М.П. Вологодина (1979; 1981), С.П. Китаева (1970; 1984; 2003; 2007; 2008), М.В. Козляникова (1961), П. Кронберга (1988), С.Г. Лепневой (1937; 1950), К.А. Мокиевского и др. (1964), А.П. Мусатого (2001), Б.М. Петрова (1962), И.Л. Пыриной (1979), В.И. Романенко (1985), В.П. Романова, В.А. Бойкова, Г.Г. Вежновец (1988), Л.Л. Россолимо (1954; 1964), В.А. Румянцева (2005), И.Н. Сорокина (1958; 1963), В.М. Тимченко (2006), М.А. Фортунатова (1959).

Изучение гидрооптических характеристик – показателей ослабления ε , поглощения κ и рассеяния σ света, которые несут в себе информацию о количественном и качественном составе веществ, содержащихся в воде, а также их основные результаты на озёрах в нашей стране (в основном, озёра Байкал [14, 40, 50, 71, 111, 186, 194, 203], Телецкое [60, 72, 91, 152] и Иваново-Арахлейские [38]) и за рубежом представлены такими авторами как Н. Arst, A. Erm, A. Herlevi et al. (2008), D. Ficek et al. (2011), P.S. Nuovinen, H. Penttilä, M.R. Soimasuo (2003), А.Д. Апонасенко (1975; 1993; 2001), Л.Б. Безруков, Н.М. Буднев, Н.П. Бутин и др. (1988), В.И. Добрынин, Р.Р. Миргазов, К.А. Почейкин, Б.А. Таращанский (1976), С.Ф. Карбышев, В.Е. Павлов и др. (2001), В.Н. Лопатин (1993; 2000), В.И. Маньковский (1980; 1984; 2007; 2011), Ф.Я. Сидько (1969; 1979), В.С. Филимонов и др. (1993), П.П. Шерстянкин (1975; 1979; 1989; 1992).

Анализ отечественных и зарубежных публикаций показал, что изучение вышеперечисленных и других важных гидрооптических характеристик во внутренних водоёмах и особенно в нашей стране недостаточно проработаны, а тем более в озёрах Алтайского края, где их практически нет.

Нужно также отметить, что расчёты по спектральному вкладу основных компонентов озёрной воды в общий показатель ослабления света для трёх разнотипных водоёмов Алтайского края – озёр Лапа, Красиловское и Бол. Островное были выполнены впервые; данные водоёмы следует отнести к

малоизученным водным объектам, по которым имеется сравнительно мало исходной информации (морфометрической, гидрологической, гидрооптической и т.д.), что требует дополнительных разработок и использования методов и приборов для экологической оценки озёр.

Цель работы. Исследование экологически значимых гидрооптических характеристик пресноводных водоёмов с использованием технологии расчёта спектрального вклада компонентов озёрной воды в показатель ослабления света и разработанного измерительно-вычислительного комплекса.

Основные задачи:

1. Разработать технологию расчёта и оценить спектральный вклад компонентов озёрной воды в показатель ослабления света (на примере озёр Алтайского края – Лапа, Красиловское и Бол. Островное).
2. Определить средний размер и среднюю счётную концентрацию частиц органо-минеральной взвеси в озёрной воде с помощью разработанного измерительно-вычислительного комплекса на основе оптического метода флуктуаций прозрачности.
3. Провести экспериментальные исследования концентраций и размеров частиц органо-минеральной взвеси в изучаемых озёрах с помощью метода флуктуаций прозрачности и метода оптической микроскопии.
4. Выявить закономерности изменения показателя ослабления света в поверхностном слое водоёмов Алтайского края с использованием технологии расчёта спектрального вклада компонентов озёрной воды и разработанного измерительно-вычислительного комплекса, а также изучить взаимосвязи спектральной прозрачности воды с гидробиологическими характеристиками исследуемых водных объектов.

Объект исследования: разнотипные озёра Алтайского края.

Предмет исследования: гидрооптические характеристики озёр Алтайского края.

На защиту выносятся:

1. Технология расчёта на основе физического моделирования и спектрального вклада компонентов озёрной воды в показатель ослабления света озёр Алтайского края.
2. Быстродействующий измерительно-вычислительный комплекс, позволяющий с высокой точностью определять концентрацию и средний размер частиц органо-минеральной взвеси в водной среде на основе оптического метода флуктуаций прозрачности.
3. Результаты измерений средних значений концентраций и размеров частиц органо-минеральной взвеси в исследуемых водоёмах с помощью двух методов – флуктуаций прозрачности и оптической микроскопии.
4. Данные экспериментальных исследований пространственно-временной изменчивости спектрального показателя ослабления света озёр Алтайского края.

Научная новизна исследования. На основе разработанной технологии расчёта спектрального вклада компонентов озёрной воды *впервые* изучен вклад чистой воды, жёлтого вещества, хлорофилла и органо-минеральной взвеси в показатель ослабления света для пресноводных водоёмов Алтайского края – Лапа, Красиловское и Бол. Островное.

Впервые получены данные о концентрации и размерном составе взвеси в трёх исследуемых озёрах с помощью разработанного измерительно-вычислительного комплекса на основе метода флуктуаций прозрачности.

Впервые выявлены особенности оптических свойств поверхностного слоя озёр Алтайского края с помощью спектрофотометрического метода определения спектральной прозрачности воды.

Исследования гидрооптических характеристик и основных компонентов озёрной воды выявили необходимость комплексного подхода, то есть привлечение гидробиологических, гидрохимических и других данных при интерпретации материалов.

Научно-практическая значимость исследования. Технология расчёта спектрального вклада компонентов озёрной воды в показатель ослабления света пресноводных водоёмов с использованием модифицированной физической модели, позволяет рассчитывать спектральные вклады чистой воды, жёлтого вещества, хлорофилла, органо-минеральной взвеси и на их основе оценить концентрации вышеуказанных ингредиентов.

Измерительно-вычислительный комплекс на основе оптического метода флуктуаций прозрачности может эффективно использоваться для экспресс-анализа качества пресноводных водоёмов для оценки содержания в них органо-минеральной взвеси.

Экспериментальные данные по спектральной прозрачности разнотипных озёр и разработанный измерительно-вычислительный комплекс могут быть основой системы экспрессного гидрооптического мониторинга пресноводных водоёмов.

Экспериментальные данные для диссертации получены при выполнении научной программы Президиума РАН 4.2 «Комплексный мониторинг современных климатических и экосистемных изменений в Сибири», междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН 131. «Математическое и геоинформационное моделирование в задачах мониторинга окружающей среды и поддержки принятия решений на основе данных стационарного, мобильного и дистанционного наблюдения», госбюджетных проектов: IV.31.2.12. «Разработка проблемно-ориентированных ГИС и информационно-моделирующих комплексов для изучения водных объектов Сибири на основе новых методов интеграции пространственных междисциплинарных данных» (2010–2013 гг.) и IV.38.2.5. «Разработка информационно-аналитического обеспечения для исследования водно-экологических процессов в водоёмах, водотоках и водосборах Сибири» (2013–2016 гг.).

Достоверность полученных результатов подтверждается большим объёмом и воспроизводимостью экспериментальных данных; использованием

стандартных, в том числе входящих в ГОСТы, методик анализа и эксперимента, современного научного оборудования, методов учёта погрешностей измерений, корреляционного и регрессионного анализа; непротиворечивостью результатов с подобными данными, полученных исследователями в других регионах России и мира.

Апробация результатов исследования. Основные результаты и отдельные положения исследования были доложены диссертантом на шестой, седьмой и восьмой всероссийских научно-практических конференциях «Виртуальные и интеллектуальные системы» (Барнаул, 2011, 2012 и 2013 гг.); на XIII, XIV и XV международных научно-технических конференциях «Измерение, контроль, информатизация» (Барнаул, 2012, 2013 2014 гг.); на XII, XIII, XIV и XV конференциях молодых учёных ИВЭП СО РАН «Шаг в науку» (Барнаул, 2012, 2013, 2014 и 2015 гг.); на V Всероссийском симпозиуме с международным участием «Органическое вещество и биогенные элементы во внутренних водоёмах и морских водах» (Петрозаводск, 2012 г.); на I и II Всероссийских научных конференциях с международным участием «Водные и экологические проблемы Сибири и Центральной Азии» (Барнаул, 2012 и 2014 гг.); на научно-практической конференции «Применение методов инженерно-экологического анализа для повышения эффективности водных технологий» (Новосибирск 2012 г.); на VII International Conference «Current problems in optics of natural waters» (St.-Petersburg, 2013); на XX Международном симпозиуме «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы» (Новосибирск, 2014 г.). Материалы диссертации обсуждались на научных семинарах лаборатории гидрологии и геоинформатики ИВЭП СО РАН.

Фактический материал и личный вклад автора. Основой для написания работы послужили результаты обработки и анализа 287 проб озёрной воды, отобранных на разных глубинах водоёмов при комплексных маршрутных и мониторинговых исследованиях (сезонных и суточных) трёх озёр Алтайского края – Лапа, Красиловское и Бол. Островное в период 2011–2014 гг. Проведены

4716 измерений спектральной прозрачности воды на спектрофотометрах. Обработаны 150 микрофотографий с общим количеством частиц 18666 штук.

Автор принимал личное участие на всех этапах исследований, включая отбор проб озёрной воды, их обработку, систематизацию и анализ на спектральную прозрачность, концентрацию и размерный состав частиц взвеси. Автору принадлежит разработка и реализация технологии расчёта спектрального вклада компонентов озёрной воды в показатель ослабления света, создание измерительно-вычислительного комплекса для определения средней концентрации и размеров частиц водной взвеси на основе оптического метода флуктуаций прозрачности и проведение исследований. Автор принимал непосредственное участие в подготовке статей, тезисов и материалов конференций к публикации.

Публикации. По теме диссертации опубликовано 40 работ, в том числе 15 статей в реферируемых журналах, из них 9 – в журналах, входящих в Перечень ВАК, 18 статей в материалах и трудах конференций, симпозиумов и съездов, 6 тезисов докладов и 1 препринт.

Структура и объём диссертации. Работа состоит из введения, 3 глав, заключения, содержащего основные выводы. Общий объём диссертации составляет 176 страниц; содержит 63 иллюстрации, 24 таблицы. Библиографический список включает 260 литературных ссылок, из них 48 работ на иностранных языках.

Благодарности. Диссертант выражает благодарность научному руководителю д.ф.-м.н., проф. *В.И. Букатому* и директору ИВЭП СО РАН д.г.н., проф. *Ю.И. Винокурову*. Считаю своим приятным долгом выразить глубокую благодарность за помощь на всех этапах работы к.б.н., доценту *В.В. Кириллову* и д.б.н., проф. *А.В. Пузанову*. Важной была поддержка со стороны руководителя гидрооптической группы д.ф.-м.н., проф. *И.А. Суторихина*. Автор глубоко признательна за предоставленные данные измерений концентрации хлорофилла "а" к.б.н. *А.В. Котовицкикову* и данные по

минерализации оз. Красиловское к.х.н. *Л.А. Долматовой*; за предоставленные космические снимки исследуемых озёр *А.В. Дьяченко*; за помощь при микроскопических исследованиях к.б.н. *Е.Ю. Митрофановой* и *О.С. Сутченковой*; за фильтрацию проб озёрной воды на суточных наблюдениях к.б.н. *О.Н. Вдовиной*; за труд при обработке данных по спектральной прозрачности воды, а также за выполнение расчётов по скорости и времени осаждения частиц взвеси в озёрах *У.И. Янковской*; за предоставленные данные по электропроводности, рН и общему фосфору сотрудникам ХАЦ ИВЭП СО РАН под руководством д.х.н. *Т.С. Папиной*. Крайне полезным было обсуждение результатов работы с сотрудниками лаборатории гидрологии и геоинформатики ИВЭП СО РАН. Неоценима постоянная поддержка со стороны заведующего лабораторией гидрологии и геоинформатики к.ф.-м.н. *А.Т. Зиновьева*. Выражаю искреннюю благодарность всем своим коллегам и товарищам по Институту водных и экологических проблем СО РАН.

Краткое содержание диссертации. Во введении обоснована актуальность выбранной темы диссертации, сформулированы цель и основные задачи работы, указаны объект и предмет исследования, изложены положения, выносимые на защиту, отмечена научная новизна исследования, научно-практическая значимость, достоверность полученных результатов и их апробация, приведён фактический материал и определён личный вклад соискателя, публикации автора, а также структура и объём работы.

В *первой главе* представлен литературный обзор по исследованию гидрооптических характеристик в озёрных экосистемах мира, приведены основные термины и определения, результаты исследований и методы измерения гидрооптических характеристик, а также приборы для их регистрации.

Во *второй главе* проанализированы существующие методы исследований концентраций и размерного состава частиц водной взвеси, описана оптическая

схема разработанного измерительно-вычислительного комплекса для определения средней концентрации и среднего размера взвешенных в воде частиц с помощью оптического метода флуктуаций прозрачности, обосновано преимущество использования спектрофотометрического метода определения спектральной прозрачности воды и дана краткая характеристика используемых приборов для регистрации первичной гидрооптической характеристики – показателя ослабления света. В данной главе приведены результаты исследований пространственно-временной изменчивости показателя ослабления света, относительной прозрачности по диску Секки, температуры воды и хлорофилла "а" на разных глубинах озёр Алтайского края, а также результаты расчётов средней концентрации и размеров частиц взвеси в поверхностном слое водоёмов.

В *третьей главе* описаны основные компоненты озёрной воды (чистая вода, органо-минеральная взвесь, растворённое органическое вещество, фитопланктон) и их оптические свойства. На основе физической модели поглощения и рассеяния света в природной воде приведена схема технологии расчёта и результаты спектрального вклада компонентов озёрной воды в показатель ослабления света для трёх водоёмов Алтайского края.

В *заключении* сформулированы основные выводы на основе результатов, полученных в работе, в соответствии с задачами и положениями, выносимыми на защиту.

ГЛАВА 1. ИССЛЕДОВАНИЯ ГИДРООПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК КАК ИНДИКАТОРОВ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ОЗЁР

1.1. Гидрооптические характеристики: термины и определения

Система понятий, терминов и величин, используемая в гидрооптике, относится к фотометрии, т.е. к разделу оптики, описывающему энергию оптического излучения. В этой главе будут введены лишь основные термины и определения, которые будут использоваться в работе и далее при необходимости дополняться другими.

Гидрооптические характеристики, используемые для количественной оценки условий распространения энергии оптического излучения, другими словами, света в воде, можно разделить на первичные и вторичные.

Первичные гидрооптические характеристики представляют собой набор физических величин, характеризующих оптические свойства природных вод. Они определяют условия распространения света в воде, а также содержат информацию о взвешенных частицах и растворённом в воде органическом веществе [102, 127, 206].

Среди основных первичных гидрооптических характеристик выделяют показатели поглощения, рассеяния и ослабления света в воде, коэффициент пропускания слоя водной среды, прозрачность и др. [46, 48].

Показатель поглощения света в воде k – это физическая величина, обратная расстоянию, на котором поток излучения, образующего параллельный пучок, ослабляется в 10 раз (десятичный показатель ослабления) или в e раз (натуральный показатель) в результате поглощения света в водной среде. Этот показатель характеризует свойства вещества и зависит от длины волны λ поглощаемого света. Эта зависимость называется спектром поглощения вещества.

Показатель рассеяния света в воде σ – это физическая величина, обратная расстоянию, на котором поток излучения, образующего параллельный пучок, ослабляется в 10 (или в e) раз в результате рассеяния света в водной среде.

Показатель ослабления света в воде ε – это физическая величина, обратная расстоянию, на котором поток излучения, образующего параллельный пучок, ослабляется в 10 (или в e) раз в результате совместного действия поглощения и рассеяния света в водной среде, который можно записать в следующем виде:

$$\varepsilon = \sigma + \kappa. \quad (1.1)$$

Показатели ε , σ и κ в международной системе СИ измеряются в обратных метрах (м^{-1}).

Коэффициент пропускания слоя водной среды T – это величина, определяемая отношением потока излучения, прошедшего в водной среде слой определённой толщины, к потоку излучения, вошедшему в этот слой; является безразмерной величиной.

Относительная прозрачность водной среды Z_0 – это предельная глубина видимости белого стандартного диска в водной толще, равномерно освещенной солнцем и небосводом, до полного его исчезновения из виду; измеряется в метрах (м).

Вторичные гидрооптические характеристики – это величины, описывающие состояние светового поля в природных водах и в атмосфере над ними. К ним часто относят: яркость излучения B , вектор потока лучистой энергии H , пространственная освещённость E^0 , освещённость горизонтальной площадки сверху (снизу) E_{\downarrow} (E_{\uparrow}), плотность лучистой энергии u и др. Они зависят от оптических свойств воды, т.е. от первичных характеристик, и от геометрической структуры потока излучения в водной среде [102, 127, 206].

Изучение гидрооптических характеристик природных вод вносит определённый вклад в формирование представлений о гидрофизических условиях функционирования водных экосистем разных типов (океанов, морей, рек, озёр, водохранилищ).

В настоящей работе в основном будет рассмотрена первичная гидрооптическая характеристика – величина ε , являющаяся суммой

показателей поглощения и рассеяния света чистой водой и содержащимися в ней взвешенными и растворёнными веществами: хлорофиллом, растворёнными органическими (жёлтое вещество) и неорганическими соединениями, минеральной и органической взвесью [55, 127, 206]. Для решения ряда задач, связанных с экологической оценкой состояния пресноводных экосистем, важно знать величины концентраций данных компонентов. Однако основная сложность заключается в чрезвычайном разнообразии и пространственно-временной изменчивости конкретного компонента водоёмов, определяющего спектральный вклад в общий показатель ослабления света.

1.2. Основные характеристики озёрных экосистем

Экосистема – это (от греч. *oikos* – жилище, местопребывание и система), природный комплекс (биокосная система), образованный живыми организмами (биоценоз) и средой их обитания (косной, например, атмосфера, или биокосной – почва, водоём и т.п.), связанными между собой обменом веществ и энергии [125]. *Водные экосистемы*, например, *озёра* с обитающими в них растениями, рыбами, беспозвоночными животными, микроорганизмами, донными отложениями, с характерными для них изменениями температуры, количества растворённого в воде кислорода, состава воды и т.п., с определённой биологической продуктивностью представляют большой научный интерес в исследованиях гидрофизических, гидробиологических, гидрохимических характеристик. Франсуа-Альфонс Форель в своих работах писал, что «Всякое озеро может быть рассматриваемо, как известная географическая единица, само по себе и в отношении к окружающей его местности» [199].

Современное определение понятия «озеро» чрезмерно размыто, что может привести к определённым затруднениям при классификации конкретного водного объекта [61].

Озеро – это компонент гидросферы, представляющий собой естественный или искусственно созданный водоём, заполненный в пределах озёрной чаши

(озёрного ложа) водой и не имеющий непосредственного соединения с морем (океаном) [21]. Среди основных характеристик озёр выделяют:

- *Географическое положение* (широта, долгота и высота над уровнем моря). Географические координаты позволяют составить общее представление об основных чертах режима озера;
- *Площадь озера* вычисляется двояко: или вместе с площадью островов, или считая отдельно лишь площадь водной поверхности. Вследствие того, что берега озёр не отвесны, площадь водной поверхности (зеркала) озера зависит от уровня озёр;
- *Показатель площади* — отношение площади зеркала озера к площади его водосбора;
- *Удельные водосбор* — отношение площади водосбора озера к площади зеркала озера;
- *Длина озера* — кратчайшее расстояние между двумя наиболее удалёнными точками, расположенными на берегах озера, измеряемое по поверхности озера. Линия длины является прямой лишь в случае сравнительно простых очертаний озера, для извилистых озёр эта линия состоит из отдельных отрезков;
- *Наибольшая ширина озера* — наиболее длинный поперечник (перпендикуляр) к линии длины озера;
- *Средняя ширина озера* — отношение площади озера к его длине;
- *Большая ось озера* — линия между двумя наиболее удалёнными друг от друга точками его контура. Эта линия проводится всегда как прямая, независимо от извилистости очертания самого озера, и, следовательно, может пересекать выступы его берегов;
- *Малая ось озера* — линия, проведенная между точками в месте наибольшей ширины озера перпендикулярно к большой оси;
- *Коэффициент извилистости береговой линии* — отношение длины береговой линии к длине окружности круга, имеющего площадь, равную

площадь озера. Данная величина, характеризующая форму озера, не может быть меньше единицы; чем больше эта величина, тем более извилист берег озера;

- *Максимальная глубина озера* — максимальное вертикальное расстояние от поверхности зеркала озера до его дна;
- *Средняя глубина озера* — отношение объёма воды в озере к площади поверхности озера;
- *Кривая изменения площади с глубиной* (батиграфическая кривая) — график связи между площадью горизонтального сечения озера на некоторой глубине и этой глубиной;
- *Кривая изменения объёма озера* (кривая объёмов) — график связи между объёмом воды, находящимся ниже горизонтального сечения озера на некоторой глубине и этой глубиной. Батиграфическая кривая и кривая объёмов дают возможность определить величину зеркала и объёма воды для любого уровня, что необходимо знать при всех расчётах эффективности технических мероприятий, связанных с изменением уровня и объёма озера;
- *Объём воды в озере* — количественная характеристика пространства, занимаемого водой при заданном уровне воды;
- *Коэффициент ёмкости* — отношение средней глубины к максимальной глубине;
- *Показатель открытости* — отношение площади озера к его средней глубине [58, 201, 202].

Общая площадь озёр на земном шаре – около 2,1 млн км², что составляет 1,4 % поверхности суши. *Крупнейшее по площади озеро в мире* – Каспийское, его площадь 371 000 км², длина – 1200 км, средняя ширина – 320 км, наибольшая глубина – 1025 м. Это бессточное озеро, остаток Сарматского моря, существовавшего в третичном периоде. *Глубочайшее озеро в мире* – Байкал, наибольшая глубина – 1620 м. Длина озера – 636 км, наибольшая ширина – 79 км, объём воды – 23 000 км³. Озеро тектонического

происхождения, окруженное высокими горами. В него впадает 336 рек, из озера вытекает река Ангара. Вода озера прозрачная, очень слабо минерализованная; в нём обитает около 1200 видов животных, 3/4 из них живут только здесь; 600 видов растений. *Крупнейшие пресноводные озёра* – Великие Американские озёра, тектонического происхождения. Общая площадь – 245 300 км² (Верхнее, Гурон, Мичиган, Эри, Онтарио). Река Святого Лаврентия отводит воду из озёр в Атлантический океан. Площадь самого большого озера – Верхнего – 82 400 км², площадь наименьшего озера – Онтарио – почти 20 000 км². Самое глубокое из этих озёр – Верхнее имеет глубину 393 м. Река Ниагара, соединяющая озера Эри и Онтарио, падает с уступа, образуя Ниагарский водопад. *Наибольший прирост воды* был отмечен в Большом Солёном озере в США, величина которого выросла с 3900 км² в 1981 г. до 6475 км² в 1988 г. Уровень озера поднялся более чем на 3 метра. *Самыми крупными потерями площади* отличается Аральское море. С 1958 г. его площадь уменьшилась на 37%, уровень воды понизился на 12 м. *Наиболее высоко расположенным озером* является безымянное ледниковое озеро вблизи Эвереста, лежащее на высоте 5880 м выше уровня моря. *Самым большим подземным озером* считается озеро Лост-Си («Потерянное озеро») в пещере Крэгхед в США площадью 1,8 га. Оно лежит под поверхностью на глубине 91 м. Озеро было обнаружено в 1905 г. *Самым большим озером, лежащим в пределах другого озера*, является озеро Маниту площадью 106,42 км². Оно лежит на острове Манитулин в канадской части озера Гурон. *Самое высокогорное судоходное озеро* – Титикака, 3812 м над уровнем моря. Длина – 190 км, ширина – 30–50 км, максимальная глубина 304 м. Озеро тектонического происхождения в Центральных Андах. *Крупнейшая система озёр* – Финское Озёрное плато – более 60 000 озёр. Озёра ледникового происхождения покрывают почти 9% территории Финляндии. Система озёр Сайма занимает площадь 4400 км². Озёра часто соединены друг с другом естественным или искусственным путем [86, 92].

Озёра как по вертикали, так и по горизонтали, подразделяются на отдельные экологические зоны (рис. 1.1) [140].

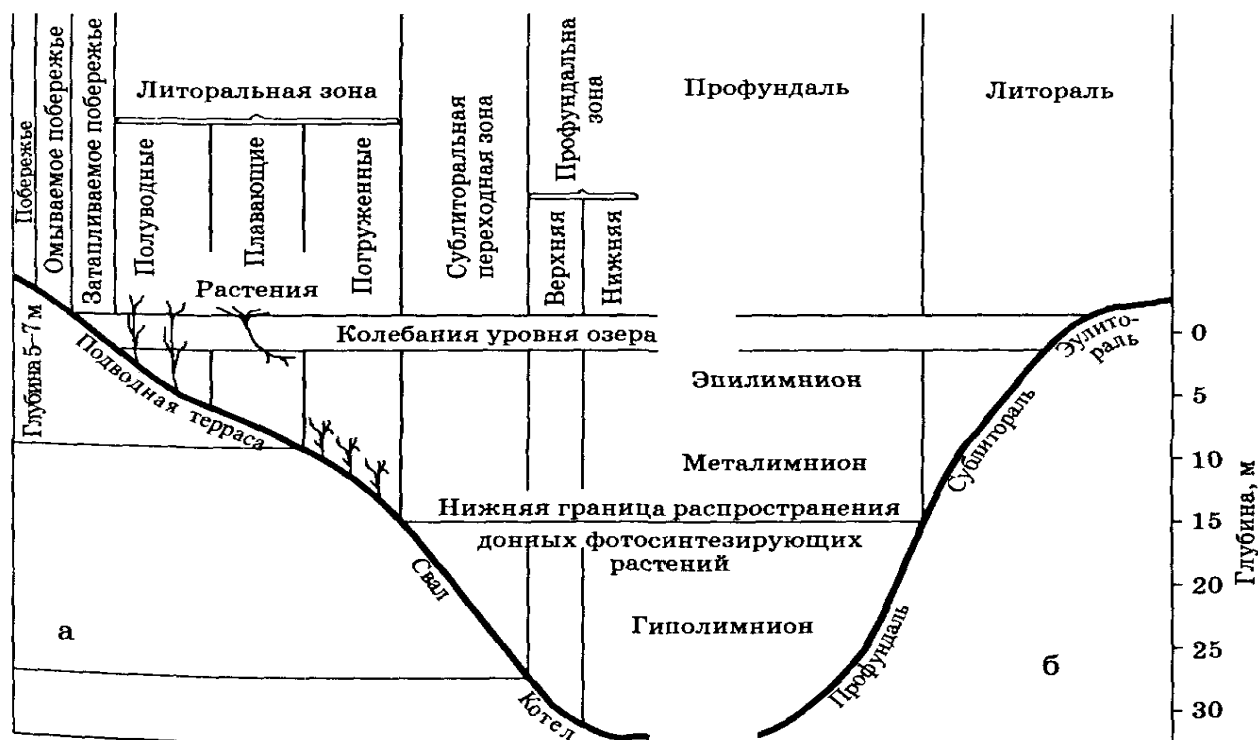


Рис. 1.1. Экологическая зональность озера
а – по Зернову, 1949 [63]; б – по Ruttner, 1962 [249]

Озёра имеют более сложную экологическую зональность, чем океаны и моря, что обусловлено большим многообразием условий среды в них.

Котловина озера образована *подводной террасой*, которая характеризуется постепенным слабым понижением суши от берега вглубь озера. Далее следует *свал*, имеющий более крутой угол понижения и переходящий в *котёл*, занимающий большую часть озёрного дна. Соответственно, на этом участке в озёрной бентали выделяют *литораль* (прибрежное мелководье, обычно покрыта водной растительностью), *сублитораль* (простирается до нижней границы распространения водной растительности), *профундаль* (охватывает остальную часть озёрного дна и имеется только в очень глубоких озёрах).

Пелагиаль озера в горизонтальном направлении делится на *прибрежную часть* (лежит над подводной террасой) и *собственно пелагиаль* (находится над свалом и котлом).

В вертикальном направлении водная толща озёр (пелагиаль) делится на три зоны:

1. *Эпилимнион* – в глубоких озёрах достигает глубины 5–8 м, в этом слое под влиянием ветра и конвекционных процессов интенсивно перемешиваются водные массы. Здесь отмечены наибольшие количества солнечной энергии, кислорода и самые высокие концентрации органических и минеральных веществ;
2. *Металимнион* – располагается на глубинах 8–14 м, характеризуется резким перепадом температуры воды;
3. *Гиполимнион* – наиболее глубокие слои воды, где температура летом не поднимается выше 5–10 °С. На такие глубины проникает мало солнечной радиации, поэтому здесь практически отсутствуют автотрофные организмы [17, 19, 42].

Экологические условия в профундали менее благоприятны для развития организмов, чем в литорали. Источником энергии для озёр служит солнечный свет. При прохождении света через воду некоторая его часть поглощается планктоном и используется в процессе фотосинтеза; остальной свет поглощает вода, так что с увеличением глубины освещённость уменьшается. В глубоких озёрах существует некий компенсационный уровень, т.е. глубина, на которую проникает столько света, что зелёные растения едва могут поддерживать своё существование: фотосинтез у таких растений (образование сложных органических веществ и кислорода) в точности уравнивает их дыхание (расход пищи и кислорода) [17, 42].

Озёра являются предметом изучения *лимнологии (озероведения)*, а точнее – весь комплекс внутриводоёмных процессов, протекающих в озере в тесной связи с водосбором. *Региональная лимнология* занимается исследованием лимнических процессов в условиях конкретной территории, с учетом физико-географических условий и в тесной связи с водосбором, обусловленные длительным их развитием в голоцене [21].

Методы исследований лимнологии

Озёра представляют собой сложные гидроэкологические экосистемы, для изучения которых применяется весь комплекс гидрологических методов исследования [199]:

- *Стационарные исследования* озёр ведутся на озёрных станциях и гидрологических постах.
- *Полустационарные исследования*, как правило, сопровождают стационарные исследования, проводятся сезонно по специальной программе в соответствии с поставленными практическими и научными задачами.
- *Экспедиционные исследования* проводятся в связи с научными задачами ряда научных и проектных учреждений. Исследования проводятся эпизодически, или сезонно, в которых решаются конкретные научные задачи.
- *Комплексный лимнологический метод* изучения озёр включает ряд приёмов картирования озёр, донных отложений и водной растительности, методик химического анализа донных отложений, озёрных вод и других современных методик.
- *В лабораторных условиях* изучаются физические и химические свойства грунтов и воды, водной растительности. Валовый химический анализ донных отложений ведётся на сложных приборах, таких как пламенный фотометр, атомный спектроанализатор, нефелометр, калориметр и др.
- Для изучения физико-географических условий водосборов озёр в голоцене в лимнологии используется *комплекс палинологических методов*: споровопыльцевой, диатомовый, остракодовый, палеокарпологический и др. Для определения абсолютного возраста отложений используется *радиоуглеродный метод*.
- При изучении отдельных процессов широко внедряются в изучение озёр *математическое моделирование*. В меньшей степени используется *натурное или физическое моделирование*. При натурном моделировании проводятся эксперименты максимально приближенные к естественным условиям водоёма.

Уже около 100 лет изучаются озёра – эти уникальные природные объекты разными авторами и делаются попытки распределить их на группы, классы, типы по разным признакам сходства и различия [10, 120, 124, 145, 187]. Существует значительное количество классификаций, устанавливающих происхождение озёрных котловин, закономерности их строения и характер протекающих в них гидрологических процессов.

Обычно озёра классифицируют:

- *по происхождению* (тектонические, вулканические, подпрудные, ледниковые, пойменные, дельтовые, лиманные, плёсовые, лагунные, провальные, карстовые, термокарстовые, эоловые, метеоритные и пр.);
- *по солёности* (пресные, солоноватые, солевые, рапные и т.п.);
- *по трофности* (олиготрофные, мезотрофные, эвтрофные и т.п.);
- *по положению в ландшафте* (низинные, пойменные, высокогорные и т.п.);
- *по площади водного зеркала* (крупные, средние, малые и озёрки);
- *по глубине* (мелкие, глубокие, сверхглубокие);
- *по морфологии* (округлые, удлинённые, лентообразные, серповидные, четкообразные и др.);
- *по проточности* (бессточные, слабопроточные, периодически проточные, временные, реликтовые);
- *по видам пользования* (рыбохозяйственные, для водоснабжения, добычи соли, руды сапропелей, лечебных грязей и т.п.);
- *по состоянию* (чистые, загрязнённые, зарастающие и т.п.).

Термические классификации, большое количество которых объясняется связью (прямой или опосредованной) всех озёрных процессов с температурой воды, а также тем, что термический режим является одним из ведущих экологических факторов, определяющих степень развития гидробионтов. Примеры некоторых классификаций озёр умеренной зоны, основанные на различных принципах детализации, приведены в таблице 1.1 [136].

Таблица 1.1

Примеры термической классификации озёр умеренной зоны

Признаки деления (Автор, год)	Классы озёр
Форма озёрной котловины, характер нагревания водных масс в весенне-летний период, размер перемешивания, устойчивость (Фрейндлиг, 1962, 1969) [195, 196].	<ol style="list-style-type: none"> 1. Мелкие водоёмы со спокойным рельефом дна: нагреваются в условиях гомотермии, перемешивание по всей глубине, неустойчивое термическое равновесие. 2. Глубокие водоёмы со сложным строением надводного строения котловины: нагреваются в условиях устойчивой термической стратификации, максимальные градиенты в термоклине. 3. Водоёмы, плесы которых нагреваются в различных условиях.
Термическая структура по гидрологическим сезонам, годовой термический цикл (Тихомиров, 1970, 1982) [190, 191].	<ol style="list-style-type: none"> 1. Эпитермические: малые мелкие водоёмы, гомотермия весь открытый период — вся водная толща составляет эпилимнион. 2. Гипотермические: большие глубокие водоёмы, основная масса воды составляет гиполимнион. 3. Метатермические: термический режим неоднороден, разделяются на три группы — собственно метатермические, метаэпитермические и метагипотермические водоёмы.
Доля радиационного баланса на нагревание и испарение (Несина, Огнева, 1975) [121].	<ol style="list-style-type: none"> 1. Глубокие озера: 70–80 % на нагревание, 20–30 % на испарение. 2. Среднеглубокие озера: 15–20 % на нагревание, 75–80 % на испарение. 3. Мелкие озера: 5–10 % на нагревание, 90–95 % на испарение.
Средняя интегральная температура воды в летний период t_{cp} и сумма температур Σt за период с температурой воды выше 10 °С (Китаев, 1978, 1984) [76, 78].	<ol style="list-style-type: none"> 1. Очень теплые: $t_{cp} > 20$ °С; $\Sigma t > 4000$ °С. 2. Теплые: $t_{cp} = 15-20$ °С; $\Sigma t = 2000-4000$ °С. 3. Умеренные: $t_{cp} = 10-15$ °С; $\Sigma t = 1000-2000$ °С. 4. Холодные: $t_{cp} = 5-10$ °С; $\Sigma t = 500-1000$ °С. 5. Очень холодные: $t_{cp} < 5$ °С; $\Sigma t < 500$ °С.

Комплексные исследования озёр при таком большом количестве и разнообразии, но неравномерном их размещении на Земле до сих пор не потеряли актуальности среди учёных разных направлений, что, несомненно, не может не радовать. Комплексная классификация должна исходить из понимания озера и его водосбора как целостной геосистемы и отражать закономерности её структуры (формирование, функционирование и эволюцию). В основу классификации необходимо положить характеристики, определяющие

основные лимнологические процессы. Создание комплексной классификации позволит решить ряд лимнологических задач:

- Во-первых, построение классификации приведет к обобщению данных о природе озёр изучаемого района.
- Во-вторых, позволит вскрыть информационные пробелы и планировать дальнейшие исследования.
- В-третьих, даст возможность восстанавливать информацию об озёрах (т.е. по имеющимся немногочисленным данным позволит отнести классифицируемый объект к тому или иному классу и приписывать ему свойства, характерные для его класса).
- В-четвертых, создаст научную основу для разработки типовых мероприятий по освоению, охране озёр, т.к. типологически сходные озёра будут обладать сходными свойствами с точки зрения их практического использования, однотипно реагировать на антропогенные воздействия [136].

1.3. Методы и приборы для исследования гидрооптических характеристик озёр

Изучение озёр невозможно без регулярных систематических исследований гидрооптических характеристик, характеризующих состояние водных объектов и процессы изменчивости их состояния, на основе широкого использования измерительных приборов и методов.

Фотометрия – совокупность оптических методов и средств измерения фотометрических величин светового потока. Основным понятием фотометрии является поток излучения, другими словами, мощность переносимого оптического излучения. *Спектрофотометрия* – определение зависимости фотометрических величин от длины волны излучения. *Спектроскопия* или эмиссионный спектральный анализ – определение излучательной способности веществ в зависимости от длины волны излучения. Фотометрические методы применяются также в тех случаях, когда изучается способность веществ рассеивать (*нефелометрия*) и пропускать излучение (*турбидиметрия*),

переизлучать поглощённое излучение (*флуориметрия*), изменять степень поляризации излучения при прохождении его через оптически активные вещества (*поляриметрия*). Кроме того, одним из важных разделов физической оптики является *рефрактометрия*, изучающая показатели преломления оптического излучения твердых, жидких и газообразных веществ в зависимости от длины волны излучения [51].

Рассмотрим методы и приборы, применяемые для измерения гидрооптических характеристик водной среды подробнее.

Одним из самых важных и главных признаков любой природной воды является её прозрачность. Долгое время прозрачность была лишь качественной характеристикой, наблюдения за которой проводились визуально. Но появились *полуинструментальные методы* (цилиндра, кольца и диска), позволяющие количественно оценивать относительную прозрачность.

Так как прозрачность воды обусловлена присутствием в ней механических взвешенных частиц (глины, песка, почвы ила, растительных и животных остатков), а также нерастворённых и коллоидных веществ органического и неорганического происхождения, то именно *метод цилиндра* применяется для оценки механических и химических примесей в лабораторных условиях. Принцип метода основан на визуальной оценке шрифта в 3,5 мм в столбике воды отобранной пробы. Методика определения заключается в следующем: проба воды тщательно взбалтывается, мерный цилиндр помещается на пластину со шрифтом и заполняется водой до тех пор, пока текст перестаёт быть читаемым, затем замеряется высота водного столба. Вода считается чистой, если буквы отчётливо видны при высоте 50 см и более [118].

Метод кольца применяется для оценки прозрачности воды в полевых и лабораторных условиях. Изготавливается проволочное кольцо диаметром 1–1,5 см и опускается на дно цилиндра ёмкостью 500 мл, вливается проба воды до тех пор, пока контуры кольца станут невидимыми. Линейкой измеряют

высоту воды в сантиметрах. Получаемые результаты переводят на показания по шрифту [118].

Метод диска (Секки) используется для определения относительной прозрачности в полевых условиях. Прибор представляет собой плоский диск диаметром 20–30 см, окрашенный в белый цвет или чёрными и белыми секторами по 90 градусов (рис. 1.2).



[Электронный ресурс - <http://ufapribor.ru>]

Рис. 1.2. Диск Секки

Диск крепится к тросу, размеченному на метры и сантиметры. Прибор опускается в водоём до полного исчезновения из виду. Глубину, соответствующую его исчезновению, следует записать. Затем, продержав диск 1–2 минуты вне пределов видимости, начинают медленно поднимать его, и замечают глубину, на которой он становится заметен. Средняя арифметическая из этих двух величин и записывается как показатель прозрачности. Измерение рекомендуется повторить несколько раз [8].

Диск Секки применяется более 150 лет и назван по имени Пьетро Анджело Секки, измерившего в 1865 году прозрачность воды Средиземного моря таким способом [219]. Этот, широко применяемый метод (особенно среди гидробиологов), в силу своей простоты и практичности всё-таки считается субъективным, т.к. обладает значительной погрешностью измерений (20% и

более) и существенным ограничением его использования в зимних подлёдных условиях. В настоящее время его заменяют более точные приборы – турбидиметры, гидрофотометры, спектрофотометры, прозрачномеры, которые позволяют определить прозрачность воды на любой глубине, а результаты записать на самопишущих приборах [8, 110].

Проводились попытки выявить зависимость между глубиной исчезновения диска Z_0 и показателем ослабления света ε [18, 107, 210], но однозначной зависимости пока не получено. На основании проделанных работ ряд исследователей приходят к выводу, что приближённо

$$\varepsilon = \frac{\alpha}{Z_0}, \quad (1.2)$$

где α – постоянная величина. Однако применительно к разным водным объектам α изменяется от 0,8 до 10. Уже этот факт показывает, что глубина исчезновения белого диска не связана однозначным образом с показателем ослабления света [64].

Экспериментальная гидрооптика получила развитие в основном с появлением фотоэлектрических приборов, т.е. примерно шестьдесят лет назад. За это время появилось такое количество методов измерений и приборов, что описать здесь пусть даже малую их часть невозможно. Это объясняется, наверное, тем, что каждый естествоиспытатель создавал свой неповторимый прибор.

Наибольшее применение для определения показателя ослабления света нашёл базисный метод с помощью оптических приборов: *фотометра*, позволяющего измерять световой поток на фиксированных длинах (диапазонах) волн и *спектрофотометра*, который разлагает световой поток на непрерывный спектр и позволяет измерять его на любой длине волны в пределах оптического диапазона. В качестве диспергирующего устройства, разлагающего свет на монохроматический, используется диспергирующая призма или дифракционная решетка. Последовательность и месторасположение отдельных

оптических элементов и систем на пути следования светового потока от источника света до детектора излучения в том или ином спектрофотометре характерны для данного прибора. Существенным для спектрофотометра является возможность непрерывной регистрации спектра, разрешающая способность. Основные элементы приборов: фотометра и спектрофотометра представлены на рисунках 1.3 и 1.4, соответственно [51].

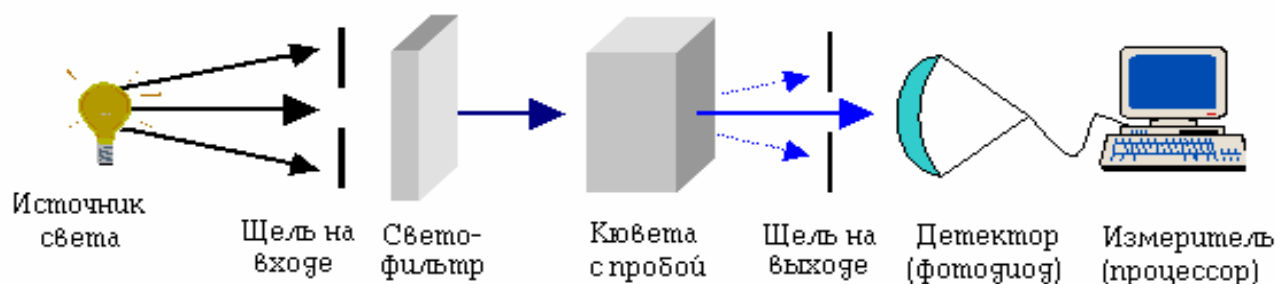


Рис. 1.3. Основные компоненты одноканального фотометра

Свет от источника излучения проходит через входную щель и попадает на светофильтр, который пропускает узкую область спектра, необходимую для измерения. Свет попадает на кювету с пробой (образцом) и ослабляется в основном за счёт поглощения и рассеяния. Прошедший через кювету свет отделяется на выходной щели от рассеянного света. Однако, нужно иметь в виду, что при этом часть света, рассеянного в малых углах, попадает в детектор (фотоприёмник), что вносит погрешность в измерениях, которое указывается в техническом паспорте фотометра. В детекторе световой поток преобразуется в электрический сигнал, который измеряется микропроцессором. Интенсивность прошедшего через кювету света зависит от состава и количества вещества в ней. В одноканальном фотометре измерение эталонной пробы (калибратора) и исследуемых проб проводятся последовательно, в двухканальном фотометре измерение осуществляется по схеме компенсации, т.е. постоянного сравнения с эталонной пробой [51].

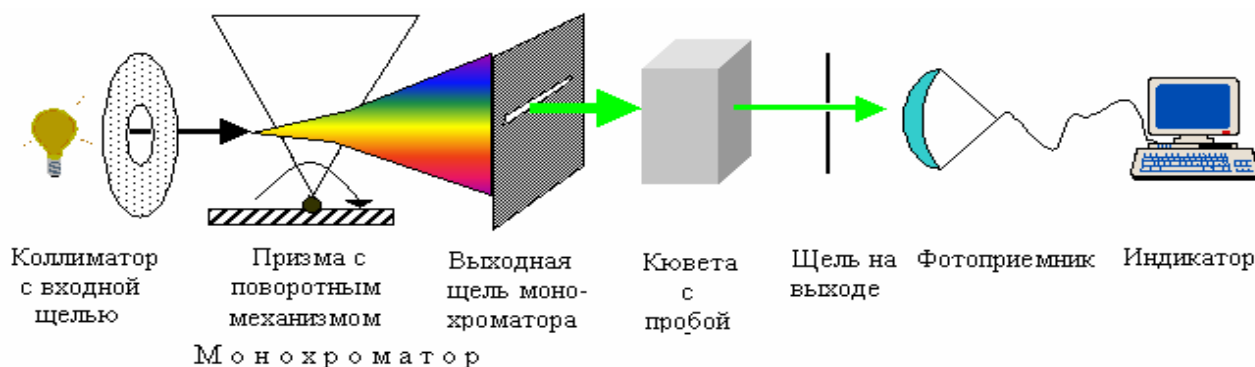


Рис. 1.4. Основные компоненты спектрофотометра

Свет пропускается через монохроматор, чтобы обеспечить выбор желательной области спектра, которую нужно использовать для измерений. Щели нужны, чтобы выделить узкий луч света. Свет затем проходит через кювету, где часть энергии оптического излучения поглощается и рассеивается, в зависимости от природы и концентрации вещества. Ослабленный свет попадает на фотоприемник (фотоэлемент, фотоумножитель, фотодиод и др.), преобразующий энергию излучения в электрический сигнал, величина которого может быть зарегистрирована измерительным устройством и выведена на стрелочный или цифровой индикатор [51].

Базисный метод основан на непосредственном использовании закона Бугера-Ламберта-Бера – физического закона, определяющего ослабление параллельного монохроматического пучка света при распространении его в среде, который описывается формулой

$$I(\ell) = I_0 e^{-\varepsilon(\lambda)\ell} , \quad (1.3)$$

где $I(\ell)$, I_0 – интенсивности прошедшего и падающего светового пучка, соответственно, ℓ – толщина слоя вещества, через которое проходит свет, $\varepsilon(\lambda) = \sigma(\lambda) + \kappa(\lambda)$ – показатель ослабления, $\sigma(\lambda)$ – показатель рассеяния, $\kappa(\lambda)$ – показатель поглощения; не путать с безразмерным показателем поглощения k , который связан с $\kappa(\lambda)$ формулой

$$\kappa(\lambda) = 4\pi k / \lambda , \quad (1.4)$$

где λ – длина волны света [8].

При измерениях базисным методом невозможно избежать ошибок, связанных с тем, что фотоприёмник регистрирует световой поток в конечном телесном угле и на него кроме прямого потока частично попадает и рассеянный свет. Доля этого света зависит от апертурного угла фотоприёмника, геометрии опыта, оптической толщи воды, индикатрисы светорассеяния, вероятности выживания фотона [65, 106, 198, 205, 238].

Кроме базисного метода, требующего непосредственного контакта с водой, в гидрооптических исследованиях для измерения ослабления света применяются различные дистанционные методы: обратного рассеяния света [79], нестационарного рассеяния света [64, 67], фазометрический [66].

Рассеяние, также, как и поглощение, является основным процессом, определяющим перенос излучения в водной среде. В зависимости от поставленной задачи строятся измерители рассеяния различных типов: приборы, измеряющие рассеянный свет при фиксированном угле; измеряющие интегральные характеристики светорассеяния; нефелометры для измерения индикатрис и матриц рассеяния. Приборы с фиксированным углом измерения рассеяния отличаются меньшими габаритами и обычно используются для исследований вертикальных профилей распределения показателя рассеяния *in situ* [82, 83].

Характер (тип) рассеяния зависит от соотношения длины волны света (λ) и диаметра частицы, на которой оно происходит. Если размер частиц рассеивающей среды значительно меньше длины волны светового потока, проходящего через кювету (диаметр частиц $< \lambda/10$), такой вид рассеяния называют упругим. Интенсивность светового потока, рассеянного небольшими частицами, подчиняется уравнению Релея [88]

$$I_r = I_o \frac{n_1^2 - n^2}{(n_1^2 + 2n^2)} \frac{NV^2}{\lambda^4 d^2} (1 + \cos^2 \beta), \quad (1.5)$$

где I_r и I_o соответственно интенсивность рассеянного и падающего света, n_1 и n – коэффициенты преломления частиц и среды; N – общее число частиц; V –

объем частиц; λ – длина волны падающего света; d – расстояние до наблюдателя; β – угол, образованный падающим и рассеянным светом.

Фотоколориметры и нефелометры служат в основном для определения концентрации веществ в средах, поглощающих или рассеивающих свет в видимой области спектра, для объективной оценки цветности веществ, определения оптической плотности и коэффициентов пропускания растворов, измерения светорассеяния коллоидных систем, определения численной концентрации микрочастиц в суспензиях. Действие *фотоколориметров* основано на изменении интенсивности светового потока при прохождении через среду в зависимости от толщины слоя, степени окраски и концентрации. *Нефелометры* измеряют интенсивность светового потока, рассеянного и поглощённого диспергированной фазой коллоидной системы. На рисунке 1.5 изображена принципиальная схема отечественного нефелометра НФМ [51].

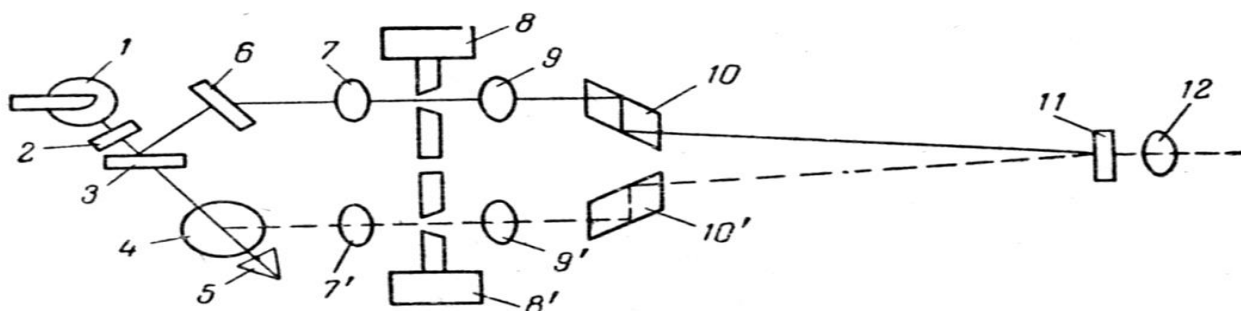


Рис. 1.5. Оптическая схема нефелометра НФМ:

1–лампа; 2, 11–светофильтры; 3–стеклянная пластинка, разделяющая свет на два пучка; 4–кювета с исследуемым веществом; 5–ловушка света; 6–стеклянный рассеиватель; 7, 7', 9, 9'–линзы, 8, 8'–уравнительные диафрагмы; 10, 10'–ромбические призмы; 12–окуляр

Свет от лампы разделяется на два пучка – один пучок проходит через раствор исследуемого вещества, другой – через канал сравнения. В окуляре видны два поля: одно – измерительного канала, второе – канала сравнения. Изменяя ширину щели, добиваются равной освещенности полей. Результат получают по калибровочным кривым, связывающим ширину щели и концентрацию вещества. В последнее время в нефелометрах вместо обычных ламп используют лазерные источники излучения. Лазер имеет большую

интенсивность излучения, высокую направленность излучения и строго фиксированную длину волны излучения, что делает лазерный луч идеальным для нефелометрических измерений [51].

Метод исследования светорассеивающих сред, основанный на измерениях интенсивности прошедшего через них света называется турбидиметрией. Для измерения световых потоков используются *турбидиметры*, построенные по принципу визуальных или электрических фотометров. При турбидиметрических исследованиях интенсивность прошедшего светового потока I_t может быть определена по уравнению [51]

$$\lg \frac{I_t}{I_0} = -k \frac{Cbd^3}{d^4 + \alpha\lambda^4}, \quad (1.6)$$

где I_0 – интенсивность падающего светового потока; I_t – интенсивность потока, прошедшего через среду; C – концентрация рассеивающих частиц в среде, моль/дм³; b – толщина поглощающего слоя, дм; d – средний диаметр рассеивающих частиц; k и α – константы, зависящие от природы вещества и метода измерения; λ – длина волны света. При постоянных b , d , k , α и λ имеем

$$\lg \frac{I_t}{I_0} = -tC \quad \text{или} \quad I_t = I_0 10^{-tC} \quad (1.7)$$

– выражение, подобное закону Бугера-Ламберта-Бера для окрашенных прозрачных сред. Здесь t – удельный молярный коэффициент мутности среды, дм³/моль. Таким образом, интенсивность пучка (плотность потока) параллельных лучей света при прохождении через кювету вследствие поглощения меняется по экспоненциальному закону. При турбидиметрии проводится измерение прошедшего светового пучка, также как измеряется и абсорбция при фотометрии. Поэтому в качестве турбидиметра можно использовать большинство фотометров и биохимических анализаторов, так как этот способ не требует особой конструкции прибора. Обычно при турбидиметрических исследованиях используются короткие длины волн, как правило, 340 нм. Это связано с тем, что доля рассеянного света увеличивается обратно пропорционально четвертой степени длины волны, соответственно при

меньшей длине волны прошедший свет будет составлять большую часть от падающего, то есть будет более интенсивным. В то же время оптические системы, как правило, уверенно работают в ближнем ультрафиолете при 340 нм, в более дальнем ультрафиолетовом диапазоне необходимо использовать специальную оптику [99].

Прозрачномеры в физической оптике относятся к классу фотометров – приборов, измеряющих энергию, переносимую оптическим излучением в какой-либо среде. В результате поглощения и рассеяния света в среде энергия светового луча ослабевает. Так, известны прозрачномеры (измерители спектрального ослабления света) Петерсона [245], Йозефа [232], Ерлова [56], Козлянинова и Очаковского [80], прозрачномер конструкции М. Ли, разработанный в МГИ (г. Севастополь) [93]; прибор "Океан" разработанный ЦКБ АМН СССР [84]; "Катран", разработанный совместно ВНИИ-ОФИ и ИОАН под руководством Б.Ф. Кельбалиханова [73]; "Дельфин" [113] и т.д. Во всех перечисленных приборах использовался прямой спектрофотометрический метод измерений. На рисунке 1.6 показана оптическая схема лабораторного прозрачномера, который широко применяет в своих исследованиях В.И. Маньковский с коллегами [101, 104, 108].

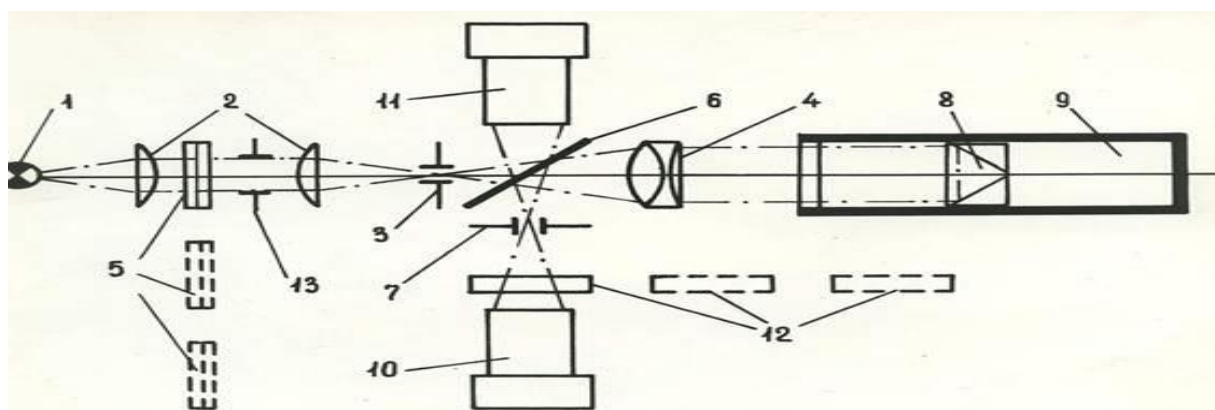


Рис. 1.6. Оптическая схема прозрачномера:

- 1–источник света, 2–конденсорные линзы, 3–выходная диафрагма,
- 4–объектив, 5–цветные светофильтры, 6–полупрозрачное зеркало,
- 7–входная диафрагма, 8–трипель-призма, 9–кювета,
- 10–измерительный фотоумножитель, 11–опорный фотоумножитель,
- 12–нейтральные калибровочные светофильтры, 13–диафрагма

Флуориметры – это приборы, предназначенные для изучения концентраций вещества посредством измерений интенсивности флуоресценции при его облучении [99]. Флуориметрический метод отличается высокой чувствительностью и позволяет изучать: возбужденные состояния молекул, фотохимические реакции, динамику молекулярных быстрых процессов, структуру и свойства биологических и химических сложных объектов. Использование флуориметров различается от областей их применения – от простых портативных устройств для несложных задач до автоматизированных лабораторных, позволяющих вести научные серьезные исследования и изучать рутинные процессы. *Спектрофлуориметры* широкого профиля могут эффективно работать в режимах фосфоресценции, флюоресценции, биолюминесценции. Кроме того, возможно проведение кинетических измерений, поляризованного излучения на волнах длиной от 1 до 3 нм. Схема спектрофлуориметра СПФ, позволяющего регистрировать спектры возбуждения и флуоресценции, представлена на рисунке 1.7 [8].

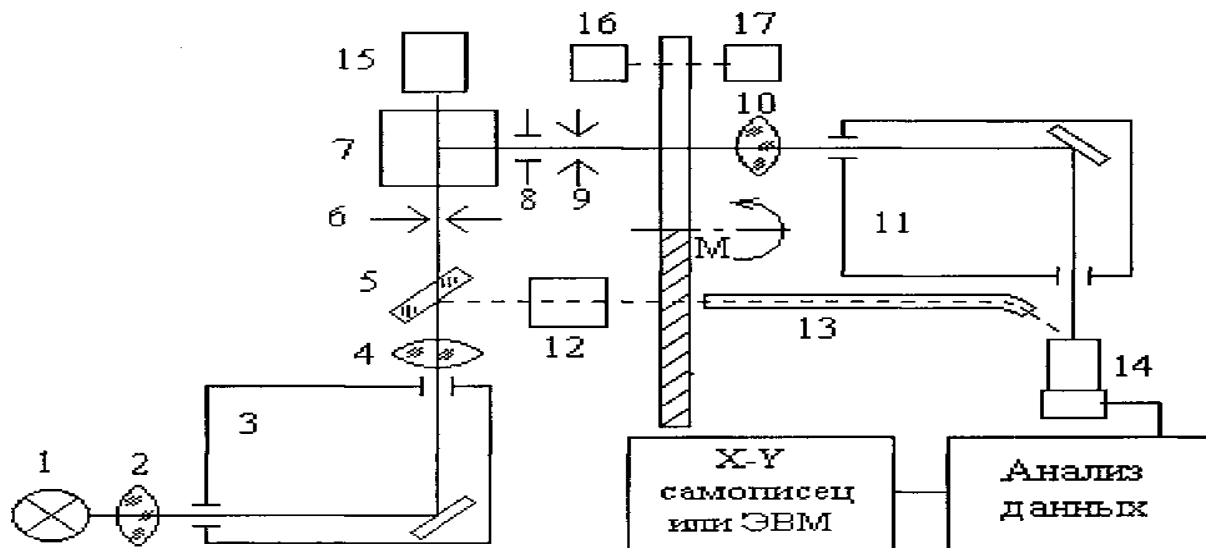


Рис. 1.7. Схема спектрофлуориметра СПФ: 1–ксеноновая лампа ДКсШ–150; 2, 4, 10–фокусирующие линзы; 3–монохроматор возбуждения; 5–светоделительная пластинка; 6, 9–затворы; 7–кювета для образцов; 8–диафрагма; М–модулятор света; 11–монохроматор флуоресценции; 12–кювета для эталона; 13–световод; 14–фотоэлектронный умножитель; 15–неселективный фотоприемник; 16, 17–пара светодиод-фотодиод для получения опорного напряжения при синхронном детектировании

При измерении спектров возбуждения непрерывная развертка по длинам волн осуществляется на монохроматоре возбуждения, в то время как второй монохроматор настроен на определенную длину волны (обычно в максимуме флуоресценции) [8].

Таким образом, на основе анализа теоретических и экспериментальных (литературных) оптических данных, полученных авторами за многие годы на различных водоёмах в составе комплексных экологических исследований с использованием гидрооптических, гидробиологических, гидрохимических и гидрофизических методов, определён минимальный набор аппаратуры и применяемых методов, необходимых для изучения функциональной полидисперсной структуры водных экосистем.

1.4. Исследования гидрооптических характеристик озёр мира

Необходимо отметить, что в зарубежной и отечественной научной литературе данные по оптическим свойствам пресноводных водоёмов представлены по результатам исследования прозрачности, измеренной, в основном, методом по диску Секки. Несмотря на то, что в последние десятилетия используется более перспективный спектрофотометрический метод, тем не менее, оптический метод по диску Секки до сих пор находит широкое применение.

Прозрачность по белому диску Секки входит в число основных признаков, характерных для определённых типов озёр [10, 75–77, 144, 211, 213, 218, 230, 236, 256 и др.], кроме того, прозрачность воды является одним из важнейших факторов, определяющих подводную освещённость, изучение которой необходимо для выяснения световых условий фотосинтеза [11, 12, 23–29, 34, 137, 248, 255 и др.]. И, наконец, измерение прозрачности на разных глубинах позволяет судить о расслоении водной толщи и распределении водных масс не только по горизонтали, но и по вертикали [37, 80, 149 и др.].

Авторы В. Åberg и W. Rodhe (1942) в своей работе по шведским озёрам делят по прозрачности все водоёмы Швеции на три группы:

1. Малопрозрачные (полигуמוзные) озёра с прозрачностью менее 3 м;
2. Среднепрозрачные (мезогуמוзные) переходные с прозрачностью 3–5 м;
3. Высокопрозрачные (олигогуמוзные) с прозрачностью более 5 м.

Другие исследователи [75, 211, 213, 231, 236, 256] установили величины прозрачности воды, характерные для разных типов озёр (табл. 1.2).

Таблица 1.2

Классификация озёр по прозрачности воды (в метрах) разных авторов

Класс прозрачности	Åberg, Rodhe, 1942	Alm, 1960	Järnefelt, 1963	Китаев, 1970	Vollenweider, Kerekes, 1980	Kudelska et al., 1982	Преобладающий тип по степени гумификации или трофии
Очень низкий	3	2	<2	<1	1	1	Эвтрофный, полигуמוзный, политрофный, дистрофный
Низкий	–	2–3	–	1–2	2,4	–	Мезотрофный, полимезогуמוзный, эвтрофный
Средний	3–5	3–5	~2	2–4	4,2	2	Мезогуמוзный, мезотрофный
Высокий	–	–	–	4–8	–	–	Олигомезогуמוзный, олиготрофный, мезотрофный
Очень высокий	5	5	>2	>8	9,9	4	Олигогуמוзный, олиготрофный

В работе [77] для установления классов прозрачности взята геометрическая прогрессия со знаменателем 2. Исследование озёр разных природных зон Европы и Америки подтвердило правильность выделения классов прозрачности, проведённой на основании изучения 856 водоёмов Карелии, Финляндии и Швеции. Средняя величина прозрачности воды 3159 озёр Европы и Америки составляет 3,39 м. Если принять во внимание средние

показатели прозрачности озёр зоны тундры, тайги и смешанных лесов только Европы, то она составляет 2,84 м при колебании от 0,1 до 16,0 м. Обычно в разных природных зонах встречаются все классы прозрачности воды: от очень малопрозрачных до очень высокопрозрачных, но удельный вес различных классов и средние показатели прозрачности не одинаковые.

Хорошо изучены оптические свойства 21 озера Финляндии и Эстонии в работе [214]. Результаты по 14 озёрам Эстонии и 7 – Финляндии представлены в таблице 1.3.

Таблица 1.3

Значения прозрачности по диску Секки в озёрах Финляндии и Эстонии

Озеро: (Э) – эстонское, (Ф) - финское	Прозрачность, м	Озеро: (Э) – эстонское, (Ф) - финское	Прозрачность, м
Äntu Sinijärv (Э)	13,0	Uljaste (Э)	2,3
Päijänne (Ф)	5,5	Pääjärvi (Ф)	1,8
Paukjärv (Э)	5,2	Linajärv (Э)	1,7
Puujärvi (Ф)	4,0	Lohjanjärvi (Ф)	1,3
Koorküla Valgjärv (Э)	4,0	Verevi (Э)	2,2
N. Valgjärv (Э)	4,9	Valkeakotinen (Ф)	1,0
Kurtna Nõmmjärv (Э)	3,6	Tuusulanjärvi (Ф)	0,6
Maardu (Э)	2,5	Ülemiste (Э)	0,7
Vesijärvi (Ф)	2,5	Vörtsjärv (Э)	0,8
Mähuste (Э)	2,7	Nohipalu Mustjärv (Э)	0,5
		Harku (Э)	0,3

Результаты измерений относительной прозрачности (и многих других показателей) по 52 озёрам Канады широко представлены в работе [216]. Минимальные значения прозрачности (чуть больше 2 м) относятся к озеру Карибу, максимальные (более 26 м) – Боукер. Среднее значение по

прозрачности озёр составило 10 м, что говорит о хороших показателях данного параметра.

Прозрачность американских озёр (Онондага, Отиско, Оваско, Скэниэтлес; штат Нью-Йорк) приведена в работе [233] и составила для водоёмов 1,8 м, 3,4 м, 3,8 м, 7,1 м, соответственно.

Прозрачность воды на Байкале самая высокая среди пресноводных водоёмов, т.к. содержит мало растворённых и взвешенных веществ и близка к прозрачности вод океанов [203]. Вид озера Байкал представлен на рисунке 1.8. Самая большая прозрачность в районе наибольших глубин зарегистрирована в южной и средней котловинах Байкала. Самый малый коэффициент ослабления светового потока наблюдается на глубинах от 250 и до 1200 м. Белый диск Секки в байкальской воде виден до глубины 40 м. [203]. Цвет воды зависит от присутствия взвешенных в ней частиц, от глубины, от характера облаков, высоты стояния солнца. Так, вблизи берегов или в придельтовых участках крупных рек она голубовато-серая либо зеленоватая, а в открытом Байкале – синего цвета [128].



[Электронный ресурс - <http://s2.goodfon.ru>, <http://data.photo.sibnet.ru>]

Рис. 1.8. Озеро Байкал

Многие исследователи отмечали зависимость между цветностью и прозрачностью воды по диску Секки [55, 76, 77, 213, 226, 231 и др.]; с

увеличением цветности (определённой либо по шкале Фореля–Уле, либо по Pt-Co шкале (табл. 1.4), либо по шкале Ohle, либо просто визуально от голубого цвета воды к коричневому со всеми переходами) уменьшается прозрачность, т.е. наблюдается обратная корреляционная зависимость между двумя этими факторами.

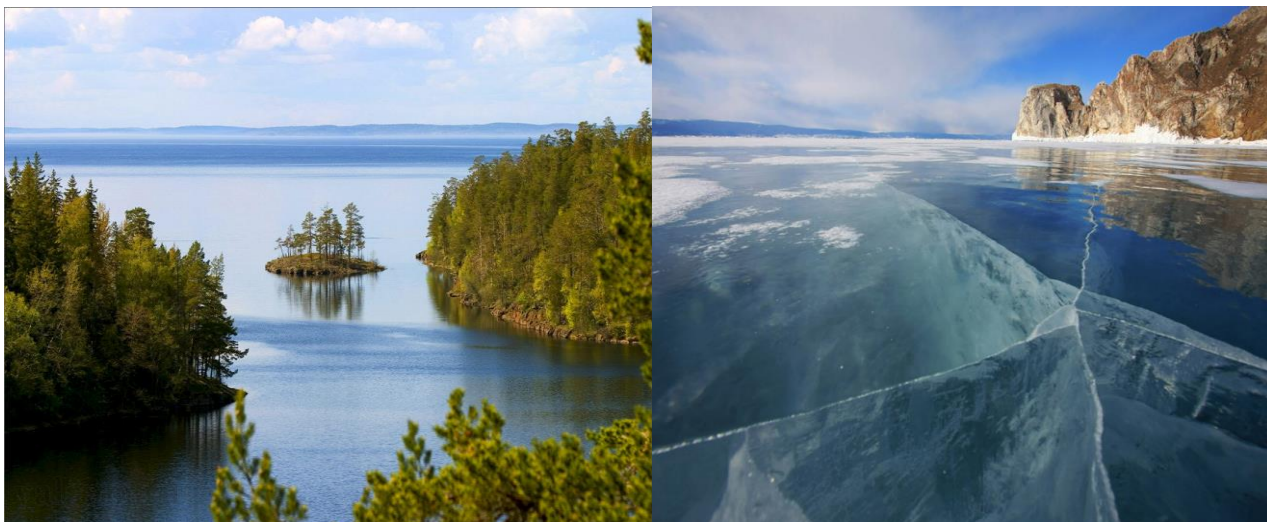
Таблица 1.4

**Характеристика природных вод по цветности
(по градусу Pt-Co шкалы) [55]**

Цветность	градус Pt-Co шкалы, °
Очень малая	До 25
Малая	Более 25 до 50
Средняя	Более 50 до 80
Высокая	Более 80 до 120
Очень высокая	Более 120

При одинаковой цветности наибольшие показатели прозрачности наблюдаются в озёрах северной тайги, а наименьшие – в озёрах зоны смешанных лесов, что связано с более высокими биомассами фито- и зоопланктона водоёмов зоны смешанных лесов. В озёрах тундры и тайги с прозрачностью воды менее 1 м средняя цветность составила 118–160°, а в озёрах смешанных лесов – всего 42°. Более того, в этой же зоне при прозрачности 1–2 м цветность воды в среднем составляет 50°. В озёрах с прозрачностью воды более 4–8 м средняя цветность во всех природных зонах примерно одинакова (17–22°). Таким образом, в зоне тундры и тайги с увеличением прозрачности уменьшается цветность, а в зоне смешанных лесов наибольшая цветность наблюдается в озёрах с прозрачностью 1–2 м [77].

В Ладожском озере в течение года бывают два максимума прозрачности воды (по диску Секки) – в конце лета, когда реки несут меньше всего мути, а планктон еще не начал отмирать, и зимой подо льдом, что связано с минимумом речного стока и отсутствием взмученности воды под действием ветра (рис. 1.9).



[Электронный ресурс - <http://savepic.ru>, <http://andresh.ru>]

а)

б)

Рис. 1.9. Вид озера Ладожское (*а* – летом, *б* – зимой)

Прозрачность у западного побережья 2–2,5 м, у восточного побережья 1–2 м, в приустьевых участках 0,3–0,9 м, а к центру озера увеличивается до 4,5 м. Наименьшая прозрачность наблюдалась в Волховской губе (0,5–1 м), а наибольшая – к западу от Валаамских островов (летом 8–9 м, зимой свыше 10 м) [119].

Для примера также можно привести прозрачность озера Телецкое, которая в разные годы изменяется от 0,4 до 15,5 м. Для глубоководного водоёма, питающегося слабоминерализованными снеговыми и дождевыми водами, каким является Телецкое озеро, эта величина незначительна (по сравнению с тем же Байкалом). Наиболее прозрачно озеро в конце зимы – начале весны. Летом, когда наиболее активен приток воды в озеро, прозрачность уменьшается. Цветность воды определяется учёными по специальной шкале цветов. Особо чистая вода имеет голубой цвет. Вода почти всех притоков озера имеет чётко выраженный голубой цвет со слабым зеленоватым оттенком (исключая воды весеннего половодья и дождевых паводков). Но на реке Чулышман при прохождении паводка цвет воды желто-коричневый, по мере уменьшения мутности он переходит в жёлто-зелёный и зелёный. Цвет воды в озере (рис. 1.10; фотографии предоставлены А.Т. Зиновьевым), в основном,

определяется этой рекой, поэтому цвет с голубоватым оттенком, т.е. цвет чистой воды, практически не встречается в озере [91, 152].



Рис. 1.10. Озеро Телецкое

Основные результаты исследований гидрооптических характеристик (показателей ослабления ϵ , поглощения k и рассеяния σ света) на озёрах в нашей стране представлены такими авторами как П.П. Шерстянкин, А.Д. Апонасенко, В.И. Маньковский, Ф.Я. Сидько, В.Н. Лопатин и др.

Одними из первых измерений по показателям поглощения и ослабления воды были проведены группой авторов [194] в южной и средней частях оз. Байкал (от п. Слюдянка до пролива Ользонские Ворота – 28 станций; в районе устья р. Солзан – 5 станций) и относятся к 1974 г. прошлого столетия. Применение спектрофотометра дало возможность регистрировать авторам спектры поглощения и ослабления воды в диапазоне длин волн 360–800 нм. Прозрачность определялась по диску Секки. Измерения показали, что величина ослабления воды в поверхностном слое возрастает от центра озера к коллектору. На станциях, сделанных вдоль берега, выявлено влияние промышленных сточных вод на величины ϵ . Резкое возрастание показателя ослабления в синей области спектра к устью р. Селенги с минимумом смещения его в длинноволновую область свидетельствовало о заметном увеличении взвешенных в воде мелких частиц.

В июле 1979 года В.И. Маньковский провёл на оз. Байкал многочисленные измерения показателя и индикатрисы рассеяния света на глубинах до 150 м (также были проведены измерения на пробах, отобранных с глубин 500 м и 1000 м в среднем Байкале) [105]. Рассеивающие свойства водной среды оказались сильно неоднородны. Длина рассеяния различалась более чем в 10 раз, а средний косинус угла рассеяния лежал в пределах от 0.889 до 0.967. Наблюдаемая изменчивость показателя ослабления света и индикатрисы рассеяния в байкальской воде означала, что задача будет состоять не только в проведении разовых измерений оптических свойств поверхностного слоя озера, но и в организации постоянного контроля за состоянием гидрооптических параметров водной среды водоёма. Таким образом, методика измерений должна была предусматривать калибровку и юстировку измерительной аппаратуры *in situ*, тем самым, исключая влияние обрастания оптических элементов приборов на результат измерений.

К началу 80-х годов существовал уже большой объём данных о величине показателя ослабления света в водах Байкала. Измерения проводились П.П. Шерстянкиным, начиная ещё с 1968 г., с помощью логарифмического фотометра-прозрачномера конструкции М. Ли, изготовленного в Морском гидрофизическом институте г. Севастополь [128]. По данным наблюдений автора величина ϵ менялась в Байкале в широком диапазоне в зависимости от времени, места и глубины, что определялось как характером водообменных процессов, имеющих место в озере, так и сезонностью биологической продуктивности водоёма. Показатель ослабления света в байкальской воде, особенно в приповерхностной зоне, обладал сезонной цикличностью. В вертикальной структуре вод глубоководных районов открытого Байкала автор выделил три области [203]: поверхностную, глубинную и придонную. Поверхностная – отличалась максимальными на профиле значениями показателя ослабления и его вертикальных градиентов (область простиралась до глубин 200–400 м). Глубинная область имела минимальные на профиле

значения ε и близкие к нулю вертикальные градиенты. Эта область располагалась на глубинах от 400–500 м до, примерно, 1200 м. Придонная область отличалась более высокими по сравнению с глубинной областью значениями ε и положительными значениями вертикальных градиентов. Она образовывалась примерно за 200 м до дна, но появлялась не всегда. Рекордно низкое значение показателя ослабления по данным П.П. Шерстянкина составило $0,04 \text{ м}^{-1}$. Данные по ослаблению света в байкальской воде, предоставленные автором, оказались очень полезными для дальнейших гидрооптических, гидрофизических и гидрохимических исследований экосистемы уникального озера Байкал. В другой работе Шерстянкина П.П. (совместно с Вологдиным М.П.) приведены результаты измерений показателя ослабления на Иваново-Арахлейских озёрах в Центральном Забайкалье в зимний период. Вертикальные распределения ε указывали, что водные массы озёр состояли в основном из двух слоёв: верхнего (значения ε в пределах $0,1–0,3 \text{ м}^{-1}$) и нижнего, который начинался у дна и для его вод были характерны более высокие значения показателя ослабления ($0,7–4,5 \text{ м}^{-1}$) [38]. На рисунке 1.11 представлен вид озера Арахлей.



[Электронный ресурс - <http://forums.drom.ru>]

Рис. 1.11. Озеро Арахлей

Группой авторов в работе [192] приведены результаты измерения показателя поглощения света k по разнотипным озёрам Алтайского края: Безымянное, Большое Островное, Лапуниха, Ивановское, Горькое, Новенькое. Наиболее высокие значения k зарегистрированы в оз. Безымянное (значения варьировались в пределах 24,4–27,8 м⁻¹). Высокие значения параметра свидетельствовали о том, что воды озера содержали очень большое количество растворённого органического вещества (РОВ). На оз. Большое Островное значения показателя поглощения света на большинстве станций (всего 11 станций) были в пределах 11,7–16,7 м⁻¹, а на одной из станций (ст. 1) в районе отделённого дамбой участка озера – очень большое значение k равное 33,3 м⁻¹. Это свидетельствовало о высоком содержании органических веществ и, соответственно, о неблагоприятном экологическом состоянии отделённого дамбой участка озера. Такая же ситуация наблюдалась и на оз. Ивановское. А вот в пробах, взятых с оз. Лапуниха, значения были в пределах 5,3–9,9 м⁻¹. В остальных исследуемых озёрах (Горькое и Новенькое) значения показателя поглощения света изменялись 1,0–7,0 м⁻¹ и характеризовались авторами как средние.

В работе [72] приведены результаты измерений десятичного коэффициента ослабления света (в десяти спектральных участках) в поверхностном слое оз. Телецкое, которые были получены авторами в 2000 г. в ходе двух летних экспедиций. В результате анализа пространственного распределения коэффициента ослабления света для фиксированной длины волны авторами не было установлено какой-либо систематической зависимости коэффициентов ослабления света от координат места отбора проб (всего 9 пунктов). Были определены среднегеометрические величины коэффициента ослабления света по материалам обеих экспедиций во всех исследуемых пунктах, которые варьировали в пределах от 0,6 м⁻¹ до 2,4 м⁻¹.

Другими авторами в работе [60] по результатам проведённых летних экспедиционных исследований в период с 22 по 27 июля 2013 г. на оз. Телецкое

получены количественные данные по динамике показателя ослабления света ϵ в поверхностном слое водоёма (измерения проводились в спектральном диапазоне 400–800 нм) на 14 пунктах отбора проб. Авторами установлено, что летом вблизи устьев рек (Челюш, Самыш, Кокши), впадающих в озеро, на глубине 5 м формируются «оптические линзы» с повышенными характеристиками прозрачности воды. Значения ϵ находились в диапазоне 0,1–5,3 м⁻¹ и указаны при натуральном основании логарифма.

Подводя итоги литературного обзора, можно заключить, что комплексные измерения первичных гидрооптических характеристик как индикаторов экологического состояния озёр являются важной задачей в исследовании внутренних водоёмов. С развитием спутниковых средств наблюдений роль непосредственных измерений *in situ* возросла. Изучение динамики всех сложных процессов, происходящих в озёрах, немыслимо без мониторинга различных гидрофизических параметров, среди которых наиболее информативны оптические.

ГЛАВА 2. ОПИСАНИЕ ИСПОЛЬЗУЕМЫХ МЕТОДОВ И РАЗРАБОТАННОГО ИЗМЕРИТЕЛЬНО-ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОГО КОМПЛЕКСА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ЧАСТИЦ ВОДНОЙ ВЗВЕСИ И СПЕКТРАЛЬНОЙ ПРОЗРАЧНОСТИ ОЗЁРНОЙ ВОДЫ

2.1. Методы исследований концентрации и размерного состава частиц водной взвеси

Потребность в оперативных и в то же время точных методах определения концентрации и размерного состава взвешенного в воде вещества особенно актуальна при решении основных задач экологического мониторинга водных экосистем. В этом направлении необходимы разработки новых методических подходов, создание измерительно-вычислительных комплексов (лабораторных установок). В этих исследованиях важное место занимает изучение водной взвеси, которая, в свою очередь, влияет на многие гидрофизические характеристики водных объектов. Среди них такие, как прозрачность, цветность и температура воды, состав растворённых соединений, а также структура и распределение донных отложений, скорость осадкообразования [36, 94, 96].

Взвесью принято считать частицы разнообразного происхождения – терригенного, биогенного, вулканогенного, хемогенного, космогенного, пассивно взвешенные в воде и имеющие размеры от 0,5 мкм до 1 мм [95]. Поскольку частицы взвеси обладают различными размерами и плотностью, имеют разную площадь и, следовательно, физико-химическую активность, разное время нахождения в воде и скорость оседания, то от этого зависят оптические свойства воды. Изучение взвеси как дисперсной системы требует комплексного подхода – соединения воедино гидрооптических, биофизических и геохимических параметров природных вод. Такие работы только начинаются [85] и внедряются в практику гидрооптических и гидротермических исследований в морских и пресноводных экосистемах.

Проблемы гидрооптических исследований водных экосистем в нашей стране в тех или иных аспектах решаются в Институте водных проблем Севера Карельского НЦ РАН (г. Петрозаводск), Институте озераедения РАН (г. Санкт-Петербург), Институте биофизики (г. Красноярск), Лимнологическом институте СО РАН (г. Иркутск), Институте вычислительного моделирования СО РАН (г. Красноярск), и проводятся, в основном, на крупных водоёмах: озёрах – Ладожское, Онежское, Телецкое, Байкал, Ханка, Иваново-Арахлейских и водохранилищах – Новосибирское и Красноярское.

В Институте водных и экологических проблем СО РАН (г. Барнаул) проводятся работы, включающие гидрологические, гидрофизические, гидрохимические и гидробиологические исследования водных объектов Сибири, в том числе озёр Алтайского края.

В настоящее время существует большое количество различных методов измерения параметров водной взвеси. Это методы фильтрации и сепарации, пробоотборников, оптической и электронной микроскопии, нефелометрический и турбидиметрический методы, измерение объёмной концентрации взвеси по пульсациям электропроводности природной воды, оптический метод флуктуаций прозрачности и др. [7, 85].

Измерение концентрации взвеси с помощью методов фильтрации и сепарации

При использовании *метода фильтрации* применяются мембранные ультрафильтры с различным диаметром отверстий от 10^{-3} до 40 мкм. Фильтры с диаметром пор до 0,5 мкм применяются крайне редко, так как фильтрация через них идёт очень медленно, а исследование таких тонких осадков требует специальных методов анализа. Поэтому используются более грубые фильтры с размерами пор от 0,5 до 1,5 мкм и более. Недостатком всех фильтров является их закупорка в процессе работы и учесть её очень трудно [206]. *Метод сепарации* – это пропускание природной воды через ультрацентрифугу. Сепараторы работают непрерывно и перерабатывают большие массы воды. Недостаток сепарации в том, что разделение взвеси на фракции происходит не

по размерам, а по так называемой гидравлической крупности. Вся очень мелкая взвесь, а также крупные, но легкие частицы при этом уходят вместе с водой. Здесь также невозможно точно учесть, как отличается собранная проба от взвеси в исследуемой воде. Конечный этап этих двух методов – подсчёт проб частиц под микроскопом. Этот подсчёт занимает много времени, а главное, он связан с большими ошибками, которые обычно приводят к занижению числовой концентрации. Наблюдатель просто не видит большую часть частиц, размеры которых лежат за пределом разрешающей способности микроскопа. Кроме того, занижению способствует слипание частиц, затенение мелких частиц крупными [206].

Измерение количества взвеси с помощью пробоотборников (ловушек)

Для количественного и качественного определения взвесей, переносимых потоками воды в придонном слое, применяются различного рода ловушки. *Ловушки* накапливают частицы взвеси, количество которой во времени нарастает. В простых конструкциях ловушки по истечении определённого времени снимаются с донной конструкции, а вся уловленная взвесь подвергается лабораторной обработке с целью определения её количества и качественного состава. Для определения количества взвеси, накопленной в ловушке, используются измерение уровня (высоты, толщины слоя осаждённой взвеси) или её массы (веса). Наиболее часто используется взвешивание (с учётом архимедовой силы и веса самой ловушки) осевшей взвеси с помощью силоизмерительного датчика, с оцифровкой полученного электрического сигнала. По окончании измерений осевшая взвесь может быть извлечена из ловушки и подвергнута лабораторной обработке на предмет исследования её качественного состава. *Пробоотборники* применяются в основном для получения информации о динамике накопления взвеси в них. Концентрация и размерный состав взвеси определяются, также, как и в указанных выше методах, путем анализа полученных проб под микроскопом. Соответственно данный метод имеет такие же недостатки, как и вышеуказанные [7].

Измерение объёмной концентрации взвеси по пульсациям электропроводности природной воды

Кондуктометрический метод измерения концентраций взвеси, основанный на различии электропроводности природной воды и взвешенной частицы, реализован в известном счётчике Коултера – лабораторном приборе, в котором проба воды под давлением пропускается через узкое калиброванное отверстие диаметром порядка 0,1 мм [7]. Непроводящие частицы взвеси, с большой скоростью пропускаемые через малый измерительный объём, уменьшают сечение проводника и формируют узкие импульсы напряжения, амплитуда которых зависит от размера частицы. Непосредственный счёт импульсов с применением амплитудного анализатора позволяет определять концентрацию взвеси в пробах природной воды. *Кондуктометрический метод* основан на регистрации среднего значения суммы импульсов, формируемых потоком непроводящих частиц, проходящих на различных прицельных расстояниях от точечного электрода малого диаметра. Данный метод позволяет измерять суммарную массовую концентрацию и может применяться для изучения корреляционных связей между флуктуациями интенсивности поля скорости течения и пульсациями массовой концентрации взвеси. При измерениях *in situ* существует также принципиальная возможность получения функции распределения частиц взвеси по размерам путем анализа амплитуд импульсов. Для этого среди всего множества импульсов нужно отобрать для анализа только те, которые проходят на фиксированном прицельном расстоянии, а значит, имеют одинаковую геометрическую ширину. В отличие от счётчика Коултера, в котором геометрическая ширина импульса и скорость частиц взвеси постоянны, для получения функции распределения по размерам при измерениях *in situ* нужно конструировать более сложное логически и комплексированное с измерителем мгновенной скорости течения устройство [53].

Турбидиметрический метод определения концентрации взвешенного вещества

В основе данного метода лежит закон Бугера-Ламберта-Бера (см. формулу 1.3). *Турбидиметрический метод* измерения концентрации предполагает, что между концентрацией взвеси и показателем ослабления существует линейная взаимосвязь. Турбидиметры позволяют определять интегральное значение концентрации взвеси и её средний размер, но не дают возможность для определения размерного состава. Важным преимуществом турбидиметрического метода является возможность проводить измерения *in situ*, а также относительная простота конструкции приборов [51].

Нефелометрический метод определения концентрации и размерного состава взвешенного вещества

К данному методу относят: метод малых углов, спектральной прозрачности, полной индикатрисы, обратного рассеяния [7].

Метод малых углов применим для анализа крупных частиц, размер которых больше длины волны зондирующего излучения; он основан на исследовании рассеянного вперёд излучения. Данный метод применяется в основном в лабораторных исследованиях. Его использование при измерениях *in situ* ограничено сложностью организации измерений, для получения достоверных данных.

Метод спектральной прозрачности применяется для диапазона размеров частиц 0,02–0,5 мкм по радиусу. Реализация этого метода заключается в экспериментальном нахождении коэффициента пропускания прямо прошедшего излучения через слой рассеивающих частиц при различных длинах волн в некотором спектральном интервале. Таким образом, определяется спектральная прозрачность полидисперсной системы [7]. Этот метод подробно будет рассмотрен в разделе 2.3. текущей главы.

Метод полной индикатрисы применяется для частиц, размер которых сопоставим с длиной волны зондирующего излучения. Он пригоден, когда

среда содержит оптически мягкие частицы. В основе метода лежит измерение индикатрисы рассеяния по всем направлениям [30].

2.2. Разработка измерительно-вычислительного комплекса для определения концентрации и размерного состава частиц водной взвеси оптическим методом флуктуаций прозрачности

2.2.1. Теоретические основы метода

Оптический метод флуктуаций прозрачности относится к физическим методам анализа, применяемым в гидрооптике, гидробиологии, и предназначен для определения средней концентрации и среднего размера взвешенного в воде вещества. Метод был предложен и описан в работе [208]; схема его довольно проста. Измерение прозрачности водной среды позволяет определить её оптическую толщину τ . В работе [207] показано, что если частиц в пучке немного, то прозрачность водной среды испытывает заметные флуктуации, которые вызваны случайными перемещениями частиц. Обычно при аналогичных измерениях прозрачности эти флуктуации часто усредняются и воспринимаются как помеха. В действительности, в них содержится ценная информация о параметрах изучаемой дисперсной системы. При этом, помимо величины τ , характеристика случайного процесса – дисперсия прозрачности, зависит непосредственно от числа частиц в изучаемом объёме, так что одновременное измерение прозрачности и её дисперсии даёт нам метод определения средней концентрации и среднего размера частиц взвеси [122].

В связи с тем, что в работе автора на базе данного метода создан измерительно-вычислительный комплекс и проведены исследования концентрации и размерного состава частиц взвеси в пробах озёрной воды, рассмотрим его теоретические основы и погрешность измерений более подробно.

В работе [208] авторы для построения теоретической модели явления принимают, что частицы в водной среде расположены совершенно случайно в пространстве. Рассмотрим прохождение параллельного пучка света в водной

среде через слой частиц, следуя работе [208]. Допустим, что наша дисперсная среда состоит из одинаковых частиц сферической формы и что ослабление интенсивности падающего параллельного пучка света I_0 обусловлено только наличием частиц в освещённом объёме. Тогда для построения модели спроектируем поперечники ослабления частиц, находящихся в освещённом объёме, на поперечное сечение падающего пучка. Если площадь последнего S , а площадь пучка, свободная от проекций частиц, Y , то интенсивность света, прошедшего сквозь дисперсную систему, $I = I_0 Y / S$. Вычисляя среднее значение и дисперсию случайной величины Y , можно найти среднее значение интенсивности прошедшего света и её дисперсию [122].

Статистическая модель явления сводится, таким образом, к задаче о случайном бросании кругов на плоскость. Моменты этой случайной величины определяются с помощью теоремы Г. Робинса [208].

Таким образом, можно записать окончательные формулы, позволяющие определить средний поперечник ослабления света частицей s_0 и концентрацию частиц \bar{n} через среднюю интенсивность \bar{I} прошедшего через водную среду параллельного пучка света, дисперсии сигнала (интенсивности прошедшего пучка света I) D и площадь сечения пучка S

$$s_0 = (D / I_0^2) [S \tau / \varphi(\tau)]; \bar{n} = \tau / (l s_0); \tau = -\ln(\bar{I} / I_0), S_0 = 2\pi r^2; \quad (2.1)$$

где r – средний радиус частицы, τ – оптическая толщина дисперсной среды, $\varphi(\tau)$ – специальная функция, значения которой приведены в таблице 2.1 [207], l – длина пути света в среде. Можно записать следующее выражение для дисперсии сигнала D :

$$D = \frac{1}{N(N-1)} \sum_{i=1}^N (I_i - \bar{I})^2, \quad (2.2)$$

где N – число измерений.

Таблица 2.1

Специальная функция $\varphi(\tau)$ [207]

τ	$\varphi(\tau)$	τ	$\varphi(\tau)$	τ	$\varphi(\tau)$
0	0	1,6	1,585-1	4,0	1,916-2
0,1	8,380-3	1,7	1,509-1	4,2	1,542-2
0,2	2,810-2	1,8	1,428-1	4,4	1,238-2
0,3	5,301-2	1,9	1,343-1	4,6	9,922-3
0,4	7,904-2	2,0	1,257-1	4,8	7,934-3
0,5	1,037-1	2,1	1,171-1	5,0	6,345-3
0,6	1,253-1	2,2	1,087-1	5,5	3,609-3
0,7	1,432-1	2,3	1,005-1	6,0	2,046-3
0,8	1,572-1	2,4	9,259-2	6,5	1,159-3
0,9	1,672-1	2,6	7,795-2	7,0	6,268-4
1,0	1,736-1	2,8	6,499-2	7,5	3,728-4
1,1	1,767-1	3,0	5,376-2	8,0	2,119-4
1,2	1,769-1	3,2	4,415-2	8,5	1,208-4
1,3	1,749-1	3,4	3,607-2	9,0	6,899-5
1,4	1,708-1	3,6	2,932-2	9,5	3,950-5
1,5	1,652-1	3,8	2,374-2	10,0	2,266-5

Погрешность оптического метода флуктуаций прозрачности

Этот метод проверялся многими авторами на модельных взвесах в водных системах со сферическими и несферическими частицами. Например, в работе [208] описаны опыты с шариками полистирола диаметром 50–54 мкм, взвешенными в воде. Экспериментальная установка включала источник параллельного пучка света и кювету с взвешенными в воде частицами. В качестве источника света использовался гелий-неоновый (He-Ne) лазер. Регистрирующая часть прибора состояла из усилителя постоянного тока и выпрямителя. Выпрямленная переменная составляющая подавалась на самописец, показания которого давали среднюю амплитуду флуктуаций интенсивности прошедшего света. Для восьми случаев средний диаметр частиц,

вычисленный по формулам (2.1), оказался равным 39 мкм, т. е. на 30% меньше. Это несовпадение, на взгляд автора [207] вызвано следующими причинами:

1) заменой среднего квадратического отклонения $\left((\Delta\bar{l})^2\right)^{1/2}$, для которого выведена формула (2.1), на среднее линейное $|\Delta\bar{l}|$. Это приводит к снижению результатов примерно на 20%;

2) включением в регистрирующую систему электрического фильтра, чтобы избавиться от колебаний излучения самого источника света. Этот фильтр частично зарезал непосредственно изучаемый эффект, что приводило к уменьшению измеряемых флуктуаций примерно на 5–10%.

Таким образом, основной погрешностью можно считать погрешность определения дисперсии и ошибку, связанную с измерением интенсивности падающего и прошедшего света. Частотный спектр флуктуаций интенсивности, вызванный движением частиц, занимает область низких частот, начиная от нуля герц, что существенно затрудняет определение дисперсии при наличии низкочастотных компонент сигнала, обусловленных нестационарностью источника, шумами приёмника и других элементов приборной схемы. Необходимо также минимизировать погрешности, связанные с изменением прозрачности дисперсной среды, за счёт происходящих в ней процессов [207]. Особенно сильно шумы источника сказываются в случае использования газового лазера с питанием от электрической сети. Здесь реально наблюдаемая дисперсия интенсивности прошедшего пучка D' есть сумма интересующей нас величины D и паразитной D_0 .

Величина вариации дисперсии D' определяется формулой [207]

$$\sigma[D']/\bar{D}' = \sqrt{2/(n-1)}, \quad (2.3)$$

где n – число отсчётов при обработке записей флуктуаций.

Когда вычисляется s_0 , то вместо D подставляется D' . Ошибка в определении D будет иметь два независимых источника: первый –

погрешность определения D' и второй – неучитываемая систематическая ошибка из-за вклада величины D_0

$$\left| \frac{dD}{D} \right| = \frac{1}{D} \sqrt{\frac{2}{n-1} D'^2 + D_0^2} = \sqrt{\frac{2}{n-1} (1+\eta)^2 + \eta^2}, \quad \eta = D_0 / D. \quad (2.4)$$

При очень малых и больших τ , когда $\varphi(\tau)/\tau \rightarrow 0$, величина D , как следует из формул (2.1), убывает и может стать сравнимой с D_0 . В таких случаях величина η и погрешность $|dD/D|$ возрастают. В диапазон τ , где $D \ll D_0$ и $\eta \ll 1$, погрешность определяется только числом отсчётов и практически зависит от τ . Отметим также, что $D \sim s_0 / S$, поэтому лучше иметь максимально малое S [207]. Что касается ошибок, связанных с измерениями интенсивностей I_0 и I , то, полагая, что относительные ошибки обеих величин примерно одинаковы, и обозначая величину вариации интенсивности как $\sigma[I]/I = A$, получается для полной ошибки величина s_0 следующее выражение:

$$\left| \frac{ds_0}{s_0} \right| = \sqrt{\frac{2}{n-1} (1+\eta)^2 + \eta^2 + A[2 - \mu(\tau) + |\mu(\tau)|]}. \quad (2.5)$$

$$\text{Здесь} \quad \mu(\tau) = 1/\tau - d \ln \varphi(\tau) / d\tau \quad (2.6)$$

Из выражения (2.5) видно, что необходимо обеспечить такие условия измерений, чтобы параметры η и A были по возможности минимальными. Величина A , определяемая шумами источника и приёмника излучения, является константой фотометрического устройства. В отличие от параметра A величина η зависит от переменного значения D и при разработке лабораторных комплексов нужно стараться получить как можно больше D во всем интервале τ .

При учете всех неточностей и использовании полупроводникового лазера с питанием от аккумулятора средняя ошибка в определении концентрации частиц может составлять менее 20% [122].

Таким образом, оптический метод флуктуаций прозрачности, предлагаемый для исследования средней счётной концентрации и среднего

радиуса частиц взвеси, имеет существенные преимущества. Основное из них состоит в том, что для определения концентрации и размера взвешенного вещества не требуется большой объём проб. К преимуществам так же можно отнести и сравнительную простоту методики анализа. При подготовке и обработке исследуемого материала отсутствие таких операций, как разделение взвесей на фракции, выпаривание, высушивание, взвешивание частиц не только существенно упрощает анализ, но и в значительной степени избавляет от погрешностей, обусловленных механическим воздействием на частицы.

2.2.2. Описание измерительно-вычислительного комплекса и результаты измерений

Для реализации оптического метода флуктуаций прозрачности была разработана принципиальная схема измерительно-вычислительного комплекса (рис. 2.1) и проведены экспериментальные исследования, описанные в работах [59, 177, 178, 179, 253].

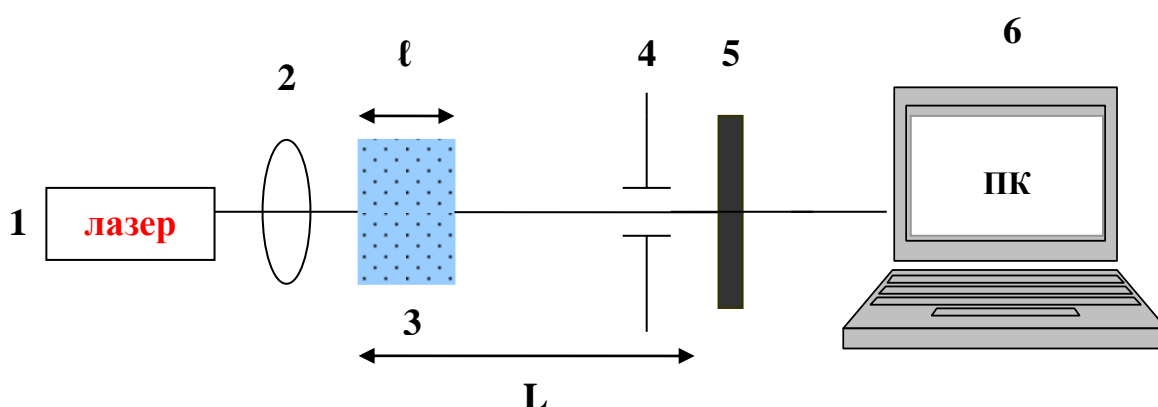


Рис.2.1. Принципиальная схема измерительно-вычислительного комплекса
1 – лазер, **2** – линза для создания параллельного пучка, **3** – кювета с исследуемой водой, **4** – диафрагма, **5** – фотодиодная линейка, **6** – ПК

В качестве источника излучения использовался полупроводниковый лазер с длиной волны в вакууме $\lambda_0 = 0,64$ мкм. Диаметр выходного лазерного пучка составлял 2,5 мм. Размер отверстия диафрагмы, помещённой перед фотодиодной линейкой и предназначенной для отсекаания рассеянного света, составлял 2 мм. Слаборасходящийся лазерный пучок с расходимостью порядка

10' направлялся в кювету с исследуемой жидкостью, оптический путь луча ℓ в среде составлял 30 мм. Измерение интенсивности прошедшего излучения проводилось с помощью фотодиодной линейки, сигнал с которой поступал на персональный компьютер (ПК) и обрабатывался специальной программой, разработанной в среде LabView 7.1. Угол приёма излучения был около 10'. Расстояние L от кюветы до приёмной фотодиодной линейки составляло 550 мм. С помощью данного комплекса измерялась интенсивность излучения лазера, прошедшего через кювету, расположенной перпендикулярно падающему потоку света.

Метод флуктуаций прозрачности заключается в одновременном измерении прозрачности и дисперсии интенсивности светового потока при прохождении через слой исследуемой воды, что позволяет определить средний размер и концентрацию частиц взвеси. Наблюдения по измерению прозрачности показывают, что если частиц в световом пучке сравнительно немного, то она испытывает заметные флуктуации. Данные флуктуации вызваны в общем случае, как случайными перемещениями частиц, так и направленным их движением. Флуктуации частиц происходят преимущественно из-за броуновского движения, остальные механизмы (конвекция, вибрация, движение под действием силы тяжести и др.), которые могут привести к дополнительным перемещениям частиц, сводились к минимуму, что обеспечивалось методикой эксперимента.

Для оценки влияния силы тяжести, которая могла бы вызвать дополнительные флуктуации, приведём результаты расчётов скорости (табл. 2.2) и времени (табл. 2.3) осаждения частиц в воде различных фракций и плотности при разных температурах – 10°С и 21°С (автор благодарит У.И. Янковскую за выполненные расчёты по скорости и времени осаждения частиц взвеси).

Таблица 2.2

Скорость осаждения частиц в воде

Диаметр частиц (мкм)	Скорость осаждения (мкм/с) частиц в воде для $\rho_1=1,01$ (г/см ³) (органические частицы)		Скорость осаждения (мкм/с) частиц в воде для ρ_2 (минеральные частицы)					
			$\rho_2=1,2$ (г/см ³)		$\rho_2=1,7$ (г/см ³)		$\rho_2=2$ (г/см ³)	
	при T=21° C	при T=10° C	при T=21° C	при T=10° C	при T=21° C	при T=10° C	при T=21° C	при T=10° C
0,1	0,000066	0,000043	0,001121	0,000834	0,003896	0,002915	0,005561	0,004164
0,25	0,000416	0,000267	0,007006	0,005210	0,024349	0,018218	0,034756	0,026022
0,5	0,001662	0,001069	0,028024	0,020840	0,097398	0,072870	0,139022	0,104089
1	0,006649	0,004275	0,112097	0,083361	0,389591	0,291482	0,556088	0,416354
1,5	0,041555	0,026718	0,700605	0,521005	2,434946	1,821761	3,475551	2,602214
10	0,664877	0,427480	11,209673	8,336077	38,959135	29,148174	55,608812	41,635432
20	2,659508	1,709922	44,838691	33,344309	155,836539	116,592695	222,435247	1,665·10 ²

Таблица 2.3

Время осаждения частиц в воде

Диаметр частиц (мкм)	Время осаждения (с) для $\rho_1=1,01$ (г/см ³) (органические частицы)					
	при T=21° C			при T=10° C		
	h =45·10 ³ мкм	h =24·10 ³ мкм	h =10 ⁶ мкм	h =45·10 ³ мкм	h =24·10 ³ мкм	h =10 ⁶ мкм
0,1	6,8·10 ⁸	3,6·10 ⁸	1,5·10 ¹⁰	1,1·10 ⁹	5,6·10 ⁸	2,3·10 ¹⁰
0,25	1,1·10 ⁸	5,8·10 ⁷	2,4·10 ⁹	1,7·10 ⁸	9,0·10 ⁷	3,7·10 ⁹
0,5	2,7·10 ⁷	1,4·10 ⁷	6,0·10 ⁸	4,2·10 ⁷	2,2·10 ⁷	9,4·10 ⁸
1	6,8·10 ⁶	3,6·10 ⁶	1,5·10 ⁸	1,1·10 ⁷	5,6·10 ⁶	2,3·10 ⁸
1,5	1,1·10 ⁶	5,8·10 ⁵	2,4·10 ⁷	1,7·10 ⁶	9,0·10 ⁵	3,7·10 ⁷
10	6,8·10 ⁴	3,6·10 ⁴	1,5·10 ⁶	1,1·10 ⁵	5,6·10 ⁴	2,3·10 ⁶
20	1,7·10 ⁴	9,0·10 ³	3,8·10 ⁵	2,6·10 ⁴	1,4·10 ⁴	5,8·10 ⁵

Время осаждения (с) для ρ_2 (минеральные частицы)								
при T=21° C								
$\rho_2=1,2$ (г/см ³)			$\rho_2=1,7$ (г/см ³)			$\rho_2=2$ (г/см ³)		
h =45·10 ³ мкм	h =24·10 ³ мкм	h =10 ⁶ мкм	h =45·10 ³ мкм	h =24·10 ³ мкм	h =10 ⁶ мкм	h =45·10 ³ мкм	h =24·10 ³ мкм	h =10 ⁶ мкм
4,01·10 ⁷	2,14·10 ⁷	8,92·10 ⁸	1,16·10 ⁷	6,16·10 ⁶	2,57·10 ⁸	8,09·10 ⁶	4,32·10 ⁶	1,80·10 ⁸
6,42·10 ⁶	3,43·10 ⁶	1,43·10 ⁸	1,85·10 ⁶	9,86·10 ⁵	4,11·10 ⁷	1,29·10 ⁶	6,91·10 ⁵	2,88·10 ⁷
1,61·10 ⁶	8,56·10 ⁵	3,57·10 ⁷	4,62·10 ⁵	2,46·10 ⁵	1,03·10 ⁷	3,24·10 ⁵	1,73·10 ⁵	7,19·10 ⁶
4,01·10 ⁵	2,14·10 ⁵	8,92·10 ⁶	1,16·10 ⁵	6,16·10 ⁴	2,57·10 ⁶	8,09·10 ⁴	4,32·10 ⁴	1,80·10 ⁶
6,42·10 ⁴	3,43·10 ⁴	1,43·10 ⁶	1,85·10 ⁴	9,86·10 ³	4,11·10 ⁵	1,29·10 ⁴	6,91·10 ³	2,88·10 ⁵
4,01·10 ³	2,14·10 ³	8,92·10 ⁴	1,16·10 ³	6,16·10 ²	2,57·10 ⁴	8,09·10 ²	4,32·10 ²	1,80·10 ⁴
1,00·10 ³	5,35·10 ²	2,23·10 ⁴	2,89·10 ²	1,54·10 ²	6,42·10 ³	2,02·10 ²	1,08·10 ²	4,50·10 ³

при T=10° C								
$\rho_2 = 1,2 \text{ (г/см}^3\text{)}$			$\rho_2 = 1,7 \text{ (г/см}^3\text{)}$			$\rho_2 = 2 \text{ (г/см}^3\text{)}$		
h =45·10 ³ мкм	h =24·10 ³ мкм	h =10 ⁶ мкм	h =45·10 ³ мкм	h =24·10 ³ мкм	h =10 ⁶ мкм	h =45·10 ³ мкм	h =24·10 ³ мкм	h =10 ⁶ мкм
5,40·10 ⁷	2,88·10 ⁷	1,20·10 ⁹	1,54·10 ⁷	8,23·10 ⁶	3,43·10 ⁸	1,08·10 ⁷	5,76·10 ⁶	2,4·10 ⁸
8,64·10 ⁶	4,61·10 ⁶	1,92·10 ⁸	2,47·10 ⁶	1,32·10 ⁶	5,49·10 ⁷	1,73·10 ⁶	9,22·10 ⁵	3,84·10 ⁷
2,16·10 ⁶	1,15·10 ⁶	4,80·10 ⁷	6,18·10 ⁵	3,29·10 ⁵	1,37·10 ⁷	4,32·10 ⁵	2,31·10 ⁵	9,61·10 ⁶
5,40·10 ⁵	2,88·10 ⁵	1,20·10 ⁷	1,54·10 ⁵	8,23·10 ⁴	3,43·10 ⁶	1,08·10 ⁵	5,76·10 ⁴	2,4·10 ⁶
8,64·10 ⁴	4,61·10 ⁴	1,92·10 ⁶	2,47·10 ⁴	1,32·10 ⁴	5,49·10 ⁵	1,73·10 ⁴	9,22·10 ³	3,84·10 ⁵
5,40·10 ³	2,88·10 ³	1,20·10 ⁵	1,54·10 ³	8,23·10 ²	3,43·10 ⁴	1,08·10 ³	5,76·10 ²	2,40·10 ⁴
1,35·10 ³	7,20·10 ²	3,00·10 ⁴	3,86·10 ²	2,06·10 ²	8,58·10 ³	2,70·10 ²	1,44·10 ²	6,00·10 ³

Для скорости осаждения сферических частиц в воде использовалась формула [88]

$$v = \frac{gV\Delta\rho}{6\pi\eta r}, \quad (2.7)$$

где $\Delta\rho = \rho_{\text{частицы}} - \rho_{\text{воды}}$, $V = \frac{4}{3}\pi r^3$ – объём частицы.

Формула для расчёта времени осаждения частицы

$$t = \frac{h}{v}, \quad (2.8)$$

где η – коэффициент вязкости воды (при T=21°С $\eta = 0,981 \text{ Па}\cdot\text{с}$; при T = 10°С $\eta = 1,308 \text{ Па}\cdot\text{с}$), r – радиус частицы, h – высота кюветы, $\rho_{\text{воды}} = (0,99802 \text{ г/см}^3 \text{ при } T = 21^\circ\text{C}; 0,99973 \text{ г/см}^3 \text{ при } T = 10^\circ\text{C})$.

Как следует из таблицы 2.3 время осаждения органических частиц со средним диаметром 1,5 мкм в кювете высотой 24 мм равно $5,8 \cdot 10^5 \text{ с}$, а для минеральных (при $\rho_2=1,7 \text{ г/см}^3$) – $9,86 \cdot 10^3 \text{ с}$, т.е. составляет очень большое время по сравнению со временем проведения эксперимента. Таким образом, флуктуации за счёт перемещения частиц в световом пучке под действием силы тяжести пренебрежимо малы, поэтому автором не учитывались.

Объектом исследования для градуировки измерительно-вычислительного комплекса и апробации метода служили практически монодисперсные частицы ликоподия, взвешенные в дистиллированной воде. Было проведено 6 серий измерений интенсивности прошедшего излучения, для каждой из них

регистрировалось по 10 значений интенсивности с интервалом в 5 секунд. Среднее значение оптической толщины $\tau = 1,2$, при котором и близких значениях τ погрешность минимальна [208]. Подтверждением этому служит рисунок 2.2, который получен на основании результатов работы [206] (по оси абсцисс отложены значения τ в логарифмическом масштабе).

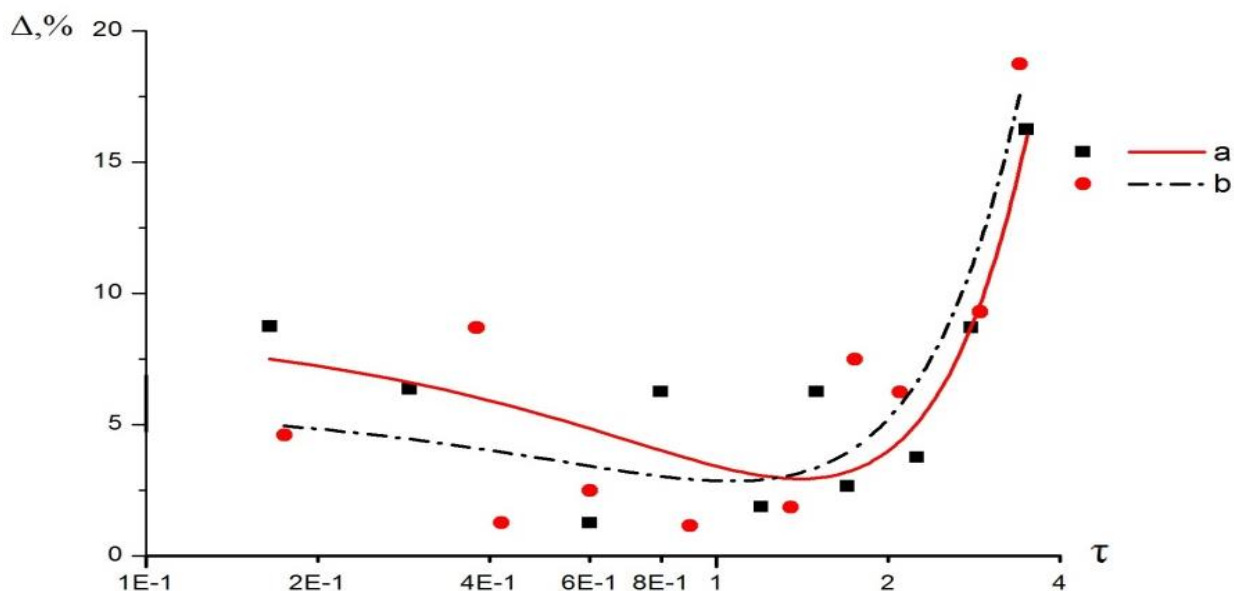


Рис. 2.2. Зависимость относительной погрешности измерений размеров частиц Δ от оптической толщины τ для частиц ликоподия и полистирола
a – экспериментальная погрешность для частиц ликоподия,
b – экспериментальная погрешность для частиц полистирола

Было учтено, что на пути луча в экспериментальном измерительно-вычислительном комплексе присутствуют аэрозольные частицы, которые могут повлиять на измеряемую величину. Вклад наночастиц аэрозоля, присутствующих в установке, оценивался с помощью диффузионного спектрометра аэрозолей ДСА-21, дополнительно определялись их размеры и концентрации. Результаты представлены на рисунке 2.3. Использование этих данных и расчётов показателя ослабления аэрозольными частицами, выполненных на основании теории Ми и представленных в работе [209], можно сделать вывод, что наличие частиц аэрозоля с размерами 0,3–200 нм не вносит заметную погрешность в измерения.

Счётная концентрация частиц, см⁻³

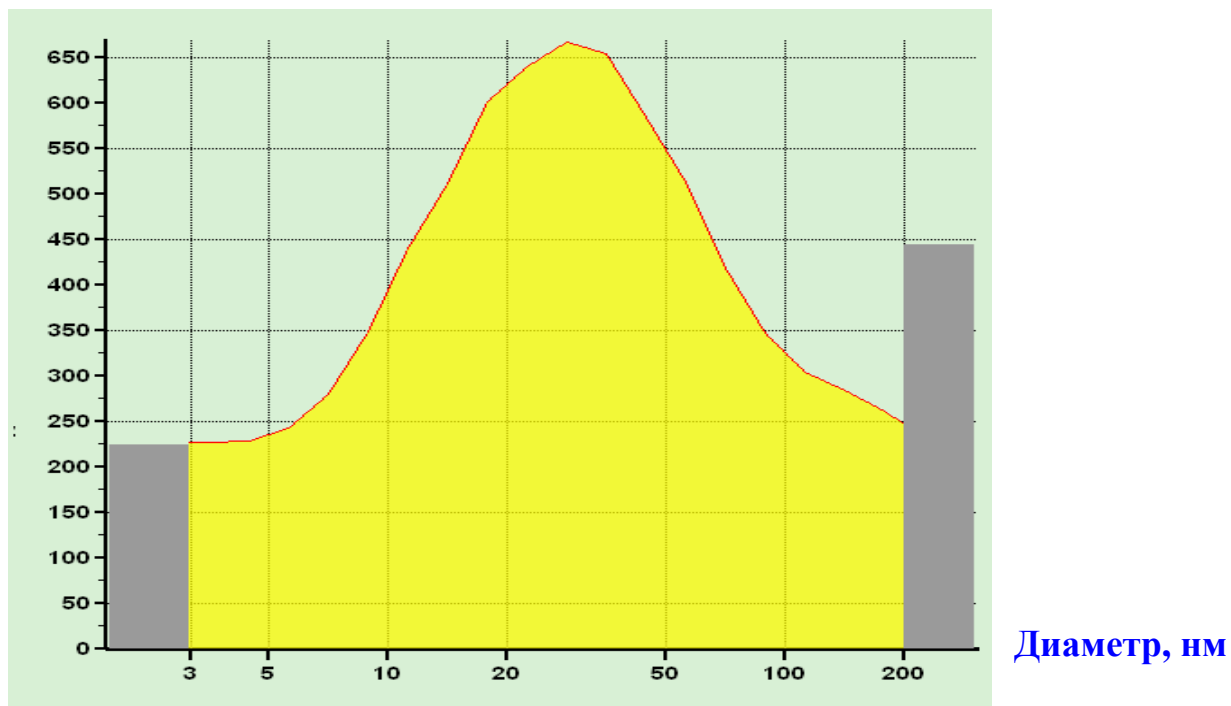


Рис. 2.3. Распределение частиц аэрозоля по диаметру

Результаты

Средний размер частиц ликоподия, взвешенных в воде, определяется методом флуктуаций прозрачности через поперечник ослабления света частицей s_0 . Ликоподий представляет собой споры растения, имеющие сферическую форму и обладающие практически одинаковым размером. По результатам этого эксперимента средний радиус частиц составил 12,6 мкм, погрешность в определении размеров составила 13%.

Полученный результат сравнивался с данными, полученными методом оптической микроскопии, в соответствии с которым средний радиус частиц ликоподия составил $14,5 \pm 2$ мкм. Фотографии частиц, полученных с помощью счётной камеры Нажотта и светового микроскопа Nikon Eclipse 80i при разных увеличениях, приведены на рисунке 2.4. (фотографии предоставлены м.н.с. лаборатории водной экологии ИВЭП СО РАН О.С. Сутченковой).

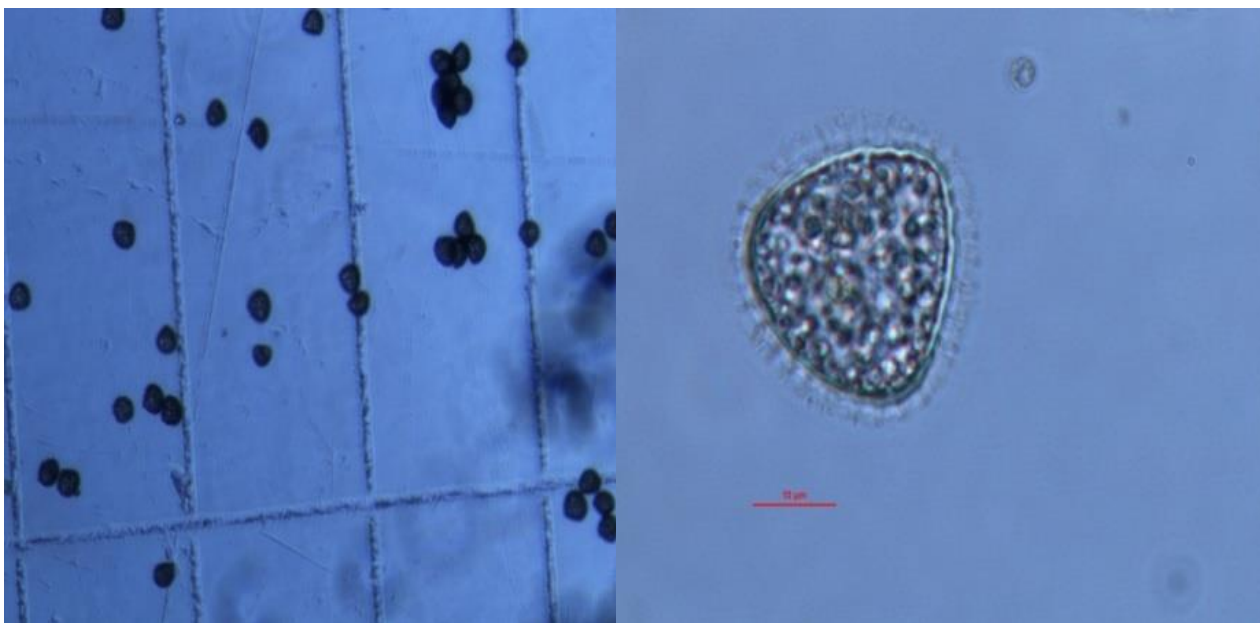


Рис. 2.4. Фотографии частиц ликоподия

Камера Нажотта – приспособление, предназначенное для подсчёта количества и размера клеток в заданном объёме жидкости. В данном случае при высоте 0.05 см и площади 1 см² общий объём камеры составлял 0.05 см³. Она разделена продольными полосками на 40 секторов, каждый из которых имеет объём 1/800 см³. Следует помнить, что подсчитываются все клетки, как живые, так и мёртвые. Точность определения зависит от того, насколько плотно пришлифовано покровное стекло к поверхности камеры, поэтому подсчёт клеток повторяют 3–4 раза, каждый раз заново монтируя камеру и заполняя её исследуемой взвесью микроорганизмов [146].

Метод оптической микроскопии позволяет получать изображение частиц, которое возможно проанализировать как вручную, так и автоматически [22, 193, 197, 212, 240, 258]. Измерения размера частиц проводят с помощью окуляр-микрометра, хотя можно применять и объект-микрометр, либо по фотографиям после микрофотографирования и увеличения изображения объектов. Разрешающая способность оптического микроскопа составляет примерно 0,2 мкм ($0,2 \cdot 10^{-6}$ м). Однако для определения размера, частица должна быть не менее 1 мкм, т.к. только в этом случае возможно точное воспроизведение её формы. Для частиц меньших размеров применяют метод

счёта. В этом случае по изображению определяют число частиц в образце, и по известной массе образца и плотности вещества вычисляют радиус частиц.

После градуировки и апробации оптического метода флуктуаций прозрачности с использованием частиц ликоподия на измерительно-вычислительном комплексе были проведены измерения размера и концентрации частиц в микрокосме (экспериментальная модель природной среды, представляющая собой пространственно-изолированную часть исследуемой экосистемы). Проведены 4 серии измерений интенсивности прошедшего через исследуемую среду излучения, в каждой из них регистрировалось по 10 значений с интервалом в 5 секунд. Пробы отбирались с глубины 0,5 м, а также с поверхностного слоя. Были получены следующие результаты: средний радиус частиц r , измеренный с помощью метода флуктуаций прозрачности на глубине 0,5 м, равен 1,8 мкм, а при методе оптической микроскопии $r = 1,01$ мкм. Средний радиус частиц в пробах, взятых с поверхностного слоя, определённый по методу флуктуаций прозрачности, равен 2,4 мкм.

Было получено, что для частиц радиусом 10–20 мкм погрешность измерения составила 6–13%, для частиц, размеры которых менее 10 мкм – 30–50%. Средняя концентрация частиц поверхностного слоя составила $2,9 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$, с глубины 0,5 м – $1,9 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$.

При помощи оптического метода флуктуаций прозрачности были определены средний радиус и счётная концентрация частиц водной взвеси трёх озёр Алтайского края (табл. 2.4).

Для каждой отдельной пробы, отобранной в мае 2013 г., было проведено 3 серии измерений, в каждой серии регистрировалось по 10 значений интенсивности с интервалом в 5 секунд. Результаты сравнивались с данными, полученными методом оптической микроскопии.

Таблица 2.4

Размер и концентрация взвешенных частиц в исследуемых озёрах

Озеро	Метод флуктуаций		Метод оптической микроскопии	
	Средний радиус частиц, мкм	Счётная концентрация, см ⁻³	Средний радиус частиц, мкм	Счётная концентрация, см ⁻³
Лапа	3,8	1,2·10 ⁵	1,7	2,2·10 ⁵
Красиловское	3,6	4,0·10 ⁵	2,4	3,0·10 ⁵
Бол. Островное	4,0	2,6·10 ⁵	2,3	5,0·10 ⁵

Как следует из результатов измерений в микрокосме, а также данных, представленных в таблице 2.4, средний радиус частиц, измеренный методом флуктуаций прозрачности, в 1,5–2 раза превышает аналогичный размер, полученный по методу микроскопии. Это, может быть вызвано тем, что за время измерения порядка нескольких минут методом микроскопии, крупные частицы оседают на дно камеры Нажотта, а в области резко изображаемого пространства микроскопа остаются более мелкие частицы, что и приводит к подобному результату. Поэтому расхождение в значениях, полученных с помощью этих двух методов, представляются непринципиальными и при интерпретации результатов дисперсного анализа водной взвеси нужно обязательно учитывать влияние времени проведения эксперимента.

Таким образом, анализ результатов измерений показал, что разработанный измерительно-вычислительный комплекс, основанный на оптическом методе флуктуаций прозрачности, позволяет адекватно определять концентрацию и средний размер частиц водной взвеси. Прибор представляет широкие возможности для сопоставления оптических характеристик как модельных, так и природных экосистем, а также для оценки качества воды. Измерительно-вычислительный комплекс обладает следующими преимуществами: возможность его применения для экспресс-анализа концентрации и размеров частиц *in situ*, достаточно высокой точностью измерений, а также относительная простота конструкции прибора для его реализации.

2.3. Спектрофотометрический метод определения спектральной прозрачности озёрной воды

В настоящее время в исследовании водных экосистем оперативно разрабатывается и активно применяется на практике спектрофотометрический метод определения прозрачности, в основу которого, как известно, положен принцип измерения отношения двух интенсивностей световых потоков: интенсивность потока, прошедшего через исследуемый образец I , и интенсивность потока, падающего на исследуемый образец I_0 . Применительно к нашему случаю на рисунке 2.5 [51] схематически показано изменение интенсивностей потоков световой энергии при прохождении пучка света через кювету с геометрической длиной L , в которой находится органо-минеральная взвесь и сплошная поглощающая среда (чистая вода, жёлтое вещество).

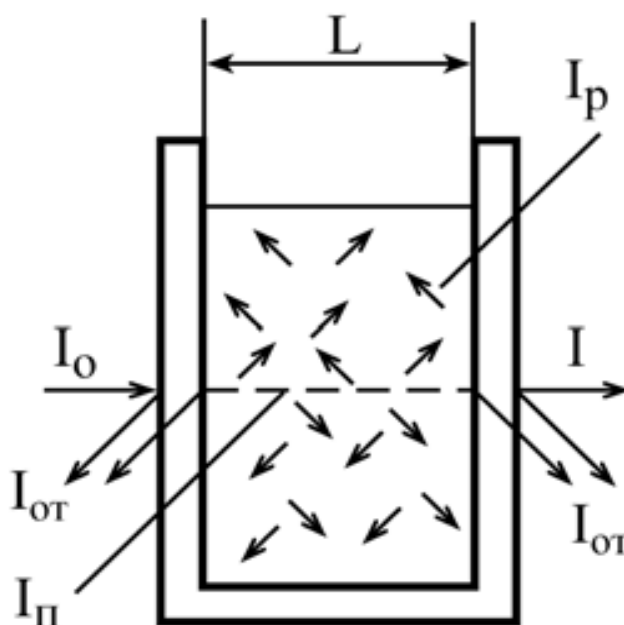


Рис. 2.5. Схема прохождения светового пучка через кювету с исследуемой водной средой

Если не учитывать поглощение потока световой энергии стенками кюветы, то интенсивность падающего светового потока I_0 при прохождении кюветы с исследуемой средой разлагается на составляющие следующим образом:

$I_0 = I_{om} + I_n + I_p + I$, где I_{om} – интенсивность потока света, отражённого от стенок кюветы, I_n – интенсивность потока света, поглощённого чистой водой, жёлтым веществом, хлорофиллом и частицами органо-минеральной взвеси, I_p – интенсивность потока света, рассеянного органо-минеральной взвесью и молекулами чистой воды.

Измерения спектральной прозрачности (коэффициента пропускания) воды $T(\lambda)$ проводятся в лабораторных условиях или *in situ* с помощью спектрофотометров различных систем. Отечественной промышленностью выпускаются: СФ-4, СФ-2М, СФ-10, СФ-46, ДСФ-1, ДСФГ-2, ПЭ-5400УФ и др.; иностранными производителями – DR/6000, DR/ 3900, JASCO V670, Apel 2800, Unicо 2804 и многие др.

В данных исследованиях использовались два спектрофотометра – СФ-46 и ПЭ-5400УФ. Приборы построены по однолучевой схеме, их краткое описание будет рассмотрено в последующих разделах.

2.3.1. Краткое описание спектрофотометров СФ-46 и ПЭ-5400УФ

Спектрофотометр СФ-46, внешний вид которого представлен на рисунке 2.6, предназначен для измерения спектральных коэффициентов пропускания жидких и твёрдых веществ в области спектра от 190 до 1100 нм. Это стационарный прибор и рассчитан на эксплуатацию вне жилых зданий в лабораторных помещениях без повышенной опасности поражения электрическим током. [188]. *В спектрофотометре обеспечены следующие режимы работы:* измерение спектрального коэффициента пропускания – $T(\lambda)$, который обычно измеряется в процентах и меняется в диапазоне от 0 до 100%; определение оптической плотности – $D(\lambda)$, оценивается в беллах; определение концентраций C (моль/г); определение скорости изменения оптической плотности $\Delta D/\Delta t$.



[Электронный ресурс - <http://www.expertcen.ru>]

Рис. 2.6. Внешний вид спектрофотометра СФ-46

Основные технические характеристики прибора

Спектральный диапазон измерений, нм от 190 до 1100

Диспергирующий элемент – вогнутая дифракционная решетка с переменным шагом и криволинейным штрихом:

фокусное расстояние, мм 250

число штрихов на 1 мм 600

рабочий порядок – первый.

Диапазон измерения спектральных коэффициентов пропускания, % от 1 до 100

Пределы допускаемой абсолютной погрешности спектрофотометра при измерении T , %:

в спектральном диапазоне от 400 до 750 нм $\pm 0,5$

в остальном спектральном диапазоне ± 1

Пределы допускаемого среднего квадратического отклонения случайной составляющей погрешности спектрофотометра, % 0,1

Пределы допускаемой абсолютной погрешности отсчётного устройства установки длин волн, нм $\pm 0,5$

Уровень мешающего излучения при длине волны 220 нм, %, не более 0,15

Спектрофотометр ПЭ-5400УФ служит для экологического контроля природной воды, воздуха, почвы, контроля качества питьевой воды,

технологического контроля сырья и готовой продукции различных отраслей промышленности. Внешний вид прибора приведён на рисунке 2.7.



[Электронный ресурс - <http://remote.dstu.edu.ru>]

Рис. 2.7. Внешний вид спектрофотометра ПЭ-5400УФ

Спектрофотометр ПЭ-5400УФ представляет собой стационарный настольный лабораторный прибор, состоящий из оптико-механического и электронного узлов, установленных в корпусе. Спектрофотометр ПЭ-5400УФ построен по однолучевой схеме. В приборе используется монохроматор с дифракционной решеткой. В качестве источника излучения применена галогенная лампа, а в качестве приемника – кремниевый фотодиод. Вывод результатов измерений осуществляется на жидкокристаллический графический индикатор [148].

Основные технические характеристики прибора

Спектральный диапазон, нм	190-1000
Спектральная ширина щели, нм	4
Погрешность установки длины волны, нм	не более ± 1
Воспроизводимость установки длины волны, нм	$\pm 0,5$
Пределы допускаемой абсолютной погрешности при измерении спектральных коэффициентов направленного пропускания:	$\pm 1,0 \%T$ (190–315 нм) и $\pm 0,5 \%T$ (315–1000 нм)
Диапазон измерений	
а) оптическая плотность	от 3,000 до 0,000
б) коэффициент направленного пропускания	от 0,0 до 100,0%

Рабочая длина кювет, мм	5-100
Источник света	дейтериевая и галогенная лампы
Цифровой выход для подключения к ПК	USB B.

Спектрофотометр ПЭ-5400УФ по своей конструкции и техническим характеристикам является аналогом UNICO 2100UV, LEKI SS1207UV, СПЕКОЛ 1300, превосходя их по ряду характеристик.

2.3.2. Результаты исследований пространственно-временной изменчивости спектральной прозрачности воды (на примере трёх озёр Алтайского края – Лапа, Красиловское и Бол. Островное)

Данный раздел написан на основании работ диссертанта, выполненных совместно с коллегами [1–4, 153–176, 180–185, 252].

Важным объектом исследований гидрооптических характеристик природных вод Западной Сибири, несомненно, являются озёра, количество которых насчитывает около 1 млн. с общей площадью более 100 тыс. км², из них 99% составляют водоёмы с площадью менее 1 км² [15, 16, 150]. При этом возникает проблема в определении точного количества озёр, расположенных на данной территории. В качестве примера можно привести озёра Алтайского края, количество которых (по разным подсчётам) колеблется в пределах от 11 до 13 тыс. [6, 9, 33].

Основными водными объектами для исследования были выбраны три пресноводных озера Алтайского края: Лапа, Красиловское и Бол. Островное. Водоёмы отличаются по происхождению и положению в ландшафте, по морфологии, проточности и степени трофности, т.е. являются разнотипными, что обусловлено гидрологическими особенностями экосистем, литологией пород, составом вод питающего бассейна и различной степенью антропогенной нагрузки. Трофический статус озёр оценивался по концентрациям хлорофилла и общего фосфора, относительной прозрачности с применением трофического индекса Карлсона (TSI) [218], в основу которого положены тесные корреляционные связи между вышеуказанными параметрами. В результате

расчётов получено, что трофический статус оз. Лапа можно охарактеризовать, как эвтрофное, оз. Красиловское – эвтрофно-гиперэвтрофное, оз. Бол. Островное – гиперэвтрофное. Морфометрические данные озёр представлены в таблице 2.5 (значения по площади и максимальной глубине озёр в период данных исследований предоставлены сотрудниками ИВЭП СО РАН А.В. Дьяченко и А.А. Коломейцевым).

Таблица 2.5

Морфометрические характеристики озёр

Озеро	Площадь, км ²	Максимальная глубина, м	Глубина в месте отбора проб*, м
Лапа	0,76	11,5	6,5–11,5
Красиловское	0,80	6,5	4,5–6,0
Бол. Островное	28,60	5,6	1,5 –2,5

Примечание: (*) – глубина озёр в месте отбора проб изменялась в зависимости от сезона года.

Краткая характеристика озёр

Озеро- старица Лапа (рис. 2.8) по происхождению и положению в ландшафте относится к пойменным озёрам и принадлежит к придаточной системе правобережной поймы реки Оби.



Рис. 2.8. Озеро Лапа (а – август 2013 г., б – февраль, 2012 г.)

Озеро расположено в окрестностях г. Барнаула, а большинство случаев антропогенного загрязнения водоёмов было отмечено в пределах крупных промышленных центров [143]. Озеро является непроточным и может сообщаться с рекой только в период весеннего половодья. В период исследований (2011–2014 гг.) озеро сообщалось с рекой только весной 2014 г. Вода озера по солёности относится к α -гипогалинным пресным водам [126]. В поверхностном слое летом (16 июля 2006 г.) минерализация составила 132 мг/дм^3 . Пробы воды отбирались в пелагиальной части озера на разных глубинах, в одной и той же точке (рис. 2.9.). Космические снимки исследуемых озёр любезно предоставлены м.н.с. ИВЭП СО РАН А.В. Дьяченко.



Рис. 2.9. Карта-схема оз. Лапа с указанием точки отбора проб

Озеро Красиловское расположено на юге Западно-Сибирской равнины, в зоне сочленения так называемых боровых террас с четвёртой террасой правобережья Верхней Оби на абсолютной высоте 220 м. Озеро находится в 60 км от краевого центра (Косихинский район Алтайского края) [141]. Питание водоёма происходит за счёт поверхностных и грунтовых вод. Озеро является бессточным. В прошлом оно имело большие размеры, о чём свидетельствует наличие озёрных террас [98]. Батиметрические исследования показывают, что за последние 50 лет максимальная глубина озера уменьшилась с 11 до 6 м, а

площадь сократилась с 1,8 до 0,8 км². Дальнейший экологический прогноз для озера приобретает особое значение. Существует необходимость проведения мероприятий по сохранению данного водоёма и установления особого режима его использования. Вид озера летом 2012 г. (*а*) и 2013 г. (*б*) представлен на рисунке 2.10.



Рис. 2.10. Озеро Красиловское (*а* – август 2012 г., *б* – июнь 2013 г.)

Растительный покров береговой части озера состоит преимущественно из сосновых и берёзовых лесов. Разнообразие растительных сообществ, представленных на сравнительно небольшой площади, обуславливает и разнообразие животного мира. Озеро богато планктоном, рыбой. Все это представляет интерес для научных исследований. Живописные ландшафты окрестностей озера привлекают к себе массу отдыхающих. В местах отдыха накапливается мусор. В результате хозяйственной деятельности озеро загрязняется отходами животноводства, уникальные луга распахиваются, рыбные запасы хищнически уничтожаются. В окружающих лесах ведется вырубка, которая не всегда оправдана [98]. По данным 2013–2014 гг. реакция воды озера слабо щелочная; $pH=7,30-7,70$ [52]. Вода озера по солёности относится к β -гипогалинным пресным водам [126]. В поверхностном слое летом 2013 г. минерализация составила 55,4 мг/дм³, весной 2014 г. – 39, 3 мг/дм³ (табл. 2.6).

Таблица 2.6

Температура и химический состав воды озера Красиловское [52]

Показатель	Дата отбора проб	
	19.06.2013	15.05.2014
T, °C	19,4	13,5
pH	7,30	7,75
O ₂ , мг / дм ³	–	–
БПК ₅ , мг O ₂ / дм ³	–	–
ПО, мг O/ дм ³	6,67	8,69
*PO ₄ ³⁻ , мг P/ дм ³	0,037	0,010
**NH ₄ ⁺ , мг N/ дм ³	0,24	0,07
***NO ₂ ⁻ , мг N/ дм ³	0,007	<0,003
****NO ₃ ⁻ , мг N/ дм ³	0,073	0,15
CO ₃ ⁻² , мг / дм ³	<1,00	<1,00
HCO ₃ ⁻ , мг / дм ³	22,8	24,0
Cl ⁻ , мг / дм ³	<10,0	<10,0
SO ₄ ²⁻ , мг / дм ³	13,6	5,05
Жёсткость, ммоль/ дм ³	0,33	0,33
Ca ⁺² , мг / дм ³	4,51	5,01
Mg ⁺² , мг / дм ³	1,22	1,00
Σ Na ⁺ + K ⁺ , мг/ дм ³	10,3	4,22
Σ и, мг/ дм ³	55,4	39,3
Содовость, %	31,7	35,3
Классификация по [5]	C _{10,1} ^{Na 0}	C _{10,0} ^{Ca 0}
Солёность по [126]	β-гг	β-гг
Класс качества воды: органические вещества (БПК ₅ –ПО) – [126]	3а	3б
Класс качества воды: биогенные вещества (*PO ₄ ³⁻ , **NH ₄ ⁺ , ***NO ₂ ⁻ , ****NO ₃ ⁻) – [126]	*3а **3а ***3а ****2а	*2а **2а ***2а ****2а

Примечание: «прочерк» – данные не определялись.

Весной в результате таяния льда и снега уровень озера повышается, минерализация и концентрация ионов натрия снижаются, и вода по классификации [5] переходит в подгруппу кальция. Летом вследствие повышения температуры воздуха в воде озера увеличивается содержание ионов натрия, сульфатов, т.е. происходит метаморфизация воды I рода – вода переходит в подгруппу натрия [52].

Само озеро Красиловское имеет преимущественно лапчатые очертания на юге и юго-востоке и округло-прямоугольную форму ванны на севере, где проводился отбор проб воды (рис. 2.11); на том же берегу расположен учебно-научный стационар Алтайского государственного университета [13, 98].

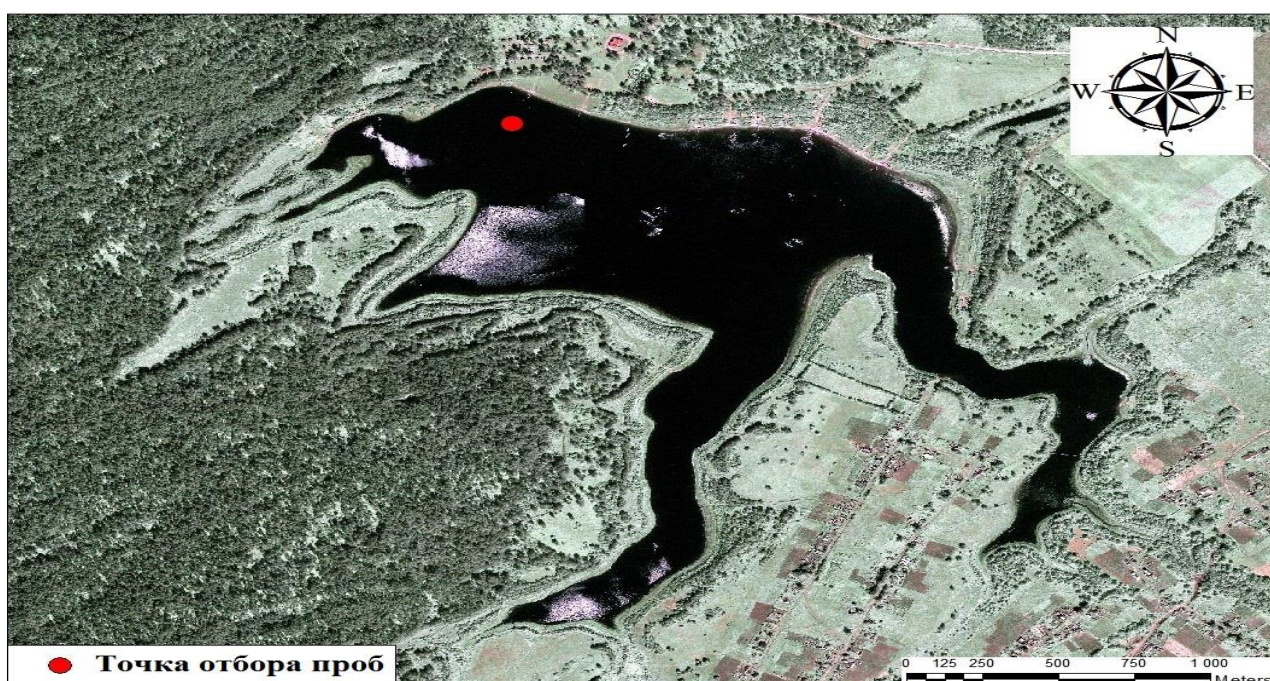


Рис. 2.11. Карта-схема оз. Красиловское с указанием точки отбора проб

Материковое озеро *Бол. Островное* расположено в долине древнего стока реки Касмалы и находится в 180 км от г. Барнаула (Мамонтовский район Алтайского края). Озеро является частично проточным. Берега большей частью низкие, заболоченные. Вдоль восточного берега тянется Касмалинский ленточный бор (рис. 2.12; фотографии предоставлены И.А. Суторихиным). Общая минерализация воды по многолетним данным колеблется в пределах 679,0–1726,1 мг/л, класс воды – гидрокарбонатно-магниевый [31].



Рис. 2.12. Озеро Бол. Островное в мае 2013 г.

На экосистему озера Бол. Островное отрицательное влияние оказали факторы увеличения распаханности и снижения лесистости, а также ликвидация мельничных плотин по руслу западной Касмалы, что впоследствии привело к снижению проточности озера [33]. На рисунке 2.13 указана точка отбора проб озёрной воды на разных глубинах водоёма.



Рис. 2.13. Карта-схема оз. Бол. Островное с указанием точки отбора проб

Содержание общего фосфора в исследуемых озёрах

Озера – это аккумулярующие системы, в том числе и для фосфора.

Фосфор – элемент осадочного цикла, т.е., в основном его соединения находятся в литосфере, почвах и донных отложениях разнотипных водоёмов. Этим он отличается от азота, также определяющего уровень развития продуцентов первичного органического вещества в водных экосистемах – макрофитов и водорослей (высших и низших растений). Но азот относится к элементам газообразного цикла и, соответственно, его соединения находятся главным образом в атмосфере [49].

В большинстве озёр низкое содержание фосфора является лимитирующим фактором развития растений. Это может показаться странным, поскольку он в значительном количестве находится в донных отложениях, если не учитывать инерционность и асинхронность процессов накопления фосфора в донных отложениях и дифференцированного поступления его соединений из донных отложений в воду. Одна из причин низкого содержания фосфора в воде – низкая скорость его поступления из донных отложений, как это было установлено на примере двух эвтрофных озёр в Подмосковье [112]. По-видимому, из-за депонирующей роли донных отложений (одного из наиболее инерционных элементов водных экосистем) в перераспределении фосфора по пространству, не установлено и прямой количественной зависимости концентрации соединений фосфора в воде от их поступления в водоём с водосборного бассейна. Также не наблюдается быстрого эффекта увеличения количества биогенов в водоёме для изменения уровня эвтрофирования озёр. Фосфор накапливается в донных отложениях и не сразу возвращается в воду. Известна роль бентоядного вида рыб – карпа в транспорте биогенов из донных отложений в воду за счет биотурбуленции донных отложений и экскреции его метаболитов. Но не установлены прямые последствия изъятия карпа из водоёма для снижения концентрации фосфора в воде термически стратифицированного озера [247].

Возможным объяснением неоднозначности влияния как абиотических, так и биотических факторов на содержание фосфора в поверхностных водах может

быть и то, что в воде и донных отложениях озёр можно обнаружить различные формы соединений фосфора [49]. Например, были исследованы 11 аналитически измеряемых фракций фосфора в озёрной и речной водах в Канаде и установлена их различная биодоступность [217]. Но, чаще всего рассматривают три формы соединений фосфора: ортофосфат, конденсированный фосфор, органический фосфор, сумма которых называется общим фосфором [49]. Общее (валовое) содержание фосфора в пробе определяют не сложением отдельных химических форм, а химическим путём, для чего фосфорсодержащие вещества гидролизуют или минерализуют до ортофосфата [68].

Содержание общего фосфора в воде озёр Лапа, Красиловское и Бол. Островное определялось в химико-аналитическом центре (ХАЦ) ИВЭП СО РАН фотометрическим методом после окисления персульфатом [133]. Исследования были проведены во все основные, различающиеся по гидрологическим, гидрофизическим и биологическим характеристикам, периоды годового лимнологического цикла: 1) подлёдный, 2) весеннего нагревания и обновления водных масс, 3) летней стратификации и максимального развития живых организмов, 4) осеннего охлаждения и угасания процессов биологического продуцирования. Содержание общего фосфора было различным в трёх озёрах, отличалось в поверхностном и придонном слоях, изменялось по сезонам.

В таблице 2.7 приведены концентрации (среднее значение двух измерений) общего фосфора, величины рН и электропроводности в воде поверхностного и придонного слоёв исследуемых озёр в различные сезоны 2014 года. Данные, приведённые в таблице 2.7, предоставлены сотрудниками ХАЦ ИВЭП СО РАН под руководством д.х.н. Т.С. Папиной.

Содержание общего фосфора, величина рН и электропроводность воды в разнотипных озёрах в различные сезоны 2014 г.

Показатель	оз. Лапа		оз. Красиловское		оз. Бол. Островное	
	Поверхностный слой	Придонный слой	Поверхностный слой	Придонный слой	Поверхностный слой	Придонный слой
Фосфор общий (Р _{общ.}), мг/дм ³	дата					
	21.01.2014		27.02.2014		26.02.2014	
	0,022 ± 0,005	0,024 ± 0,005	0,059 ± 0,008	0,17 ± 0,02	0,064 ± 0,008	0,067 ± 0,008
рН	–	–	6,2 ± 0,2	6,4 ± 0,2	8,5 ± 0,2	8,5 ± 0,2
Электропроводность, мкСм/см	–	–	44,5 ± 4,4	63 ± 6,3	1629 ± 81	1639 ± 82
Фосфор общий (Р _{общ.}), мг/дм ³	дата					
	22.05.2014		15.05.2014		23.05.2014	
	0,025 ± 0,006	0,033 ± 0,006	0,08 ± 0,01	0,15 ± 0,01	0,15 ± 0,01	0,17 ± 0,01
рН	8,6 ± 0,2	7,6 ± 0,2	8,7 ± 0,2	6,6 ± 0,2	9,1 ± 0,2	9,1 ± 0,2
Электропроводность, мкСм/см	215 ± 11	220 ± 11	44,5 ± 4,5	47 ± 4,7	928 ± 46	925 ± 46
Фосфор общий (Р _{общ.}), мг/дм ³	дата					
	31.07.2014		30.07.2014		22.08.2014	
	0,04 ± 0,01	0,62 ± 0,04	0,05 ± 0,01	0,24 ± 0,02	0,11 ± 0,01	0,33 ± 0,02
рН	7,6 ± 0,2	7,1 ± 0,2	7,0 ± 0,2	6,3 ± 0,2	9,05 ± 0,2	9,06 ± 0,2
Электропроводность, мкСм/см	154 ± 8	266 ± 13	41 ± 2	88 ± 4	955 ± 48	947 ± 47
Фосфор общий (Р _{общ.}), мг/дм ³	дата					
	14.10.2014		02.10.2014		07.10.2014	
	0,038 ± 0,006	0,041 ± 0,007	0,056 ± 0,007	0,075 ± 0,009	0,090 ± 0,010	0,092 ± 0,010
рН	7,2 ± 0,2	7,3 ± 0,2	6,9 ± 0,2	6,6 ± 0,2	8,9 ± 0,2	8,9 ± 0,2
Электропроводность, мкСм/см	221 ± 11	220 ± 11	46,8 ± 4,7	45,9 ± 4,6	1010 ± 50	1006 ± 50

Примечание: «прочерк» – данные не определялись.

Из таблицы 2.7 видно, что в оз. Лапа концентрация общего фосфора изменялась почти в 15 раз – от 0,04 мг/дм³ в поверхностном слое водоёма до 0,62 мг/дм³ в придонном слое в конце июля. Во все периоды года наблюдалось увеличение содержания фосфора с глубиной, но отличия поверхностного слоя от придонного, были минимальными зимой и осенью, и максимальными – в июле, когда глубина озера в месте исследования достигала сезонного максимума – 11 м.

В оз. Красиловское концентрация фосфора в поверхностном слое в июле изменялась от 0,05 до 0,24 мг/дм³ (в 5 раз) и по максимальным значениям была в 2,5 раза меньше, чем в оз. Лапа. Минимальное и максимальное значения наблюдались в конце июля, с увеличением концентрации фосфора с глубиной. Эта тенденция отмечена и во все другие периоды наблюдений. Максимальная глубина в точке отбора проб на оз. Красиловском составила 6 м.

В оз. Бол. Островное концентрация фосфора изменялась от 0,064 мг/дм³ в поверхностном слое воды в январе до 0,33 мг/дм³ в придонном слое в конце июля (в 5 раз) и по максимуму почти в 1,5 раза превышала таковую для оз. Красиловское, но более чем в 2 раза была меньше, чем в оз. Лапа. Наиболее значимые отличия поверхностного слоя от придонного (в 3 раза) – были в июле. Во все другие периоды в этом озере не наблюдалось увеличения содержания фосфора с глубиной. Максимальная глубина в точке отбора проб на озере Бол. Островное не превышала 2,5 м.

Таким образом, наибольшая амплитуда по сезонам и максимальное значение содержания фосфора в воде наблюдались в наиболее глубоком из исследованных водоёмов – озере Лапа. Здесь же наблюдались и наибольшие отличия между поверхностным и придонным горизонтами, отмеченные в конце июля. В двух других озёрах наибольшие отличия по вертикали также были отмечены в конце июля, в период летней стратификации и максимального уровня развития живых организмов. Можно предположить, что количество фосфора в воде исследованных озёр превышало уровень лимитирования для

развития не только сине-зеленых водорослей, но и представителей других типов водорослей.

Представляет интерес сравнение полученных результатов с аналогичными данными по другим озёрам и соотнесение с существующими классификациями озёр по уровню трофности в зависимости от содержания фосфора. По амплитуде сезонных колебаний концентрации общего фосфора исследованные озёра похожи на литоральные участки крупного Ладожского озера [69] и небольшого мелководного озера Лукнайно в Польше [237]. По максимальным величинам содержания общего фосфора исследованные озёра в соответствии с существующими классификациями для поверхностных вод умеренных широт [77, 126, 223, 244], относятся к классу высокоэвтрофных и гиперэвтрофных водоёмов. Это согласуется и с содержанием в них хлорофилла "а", как маркера уровня развития фитопланктона.

В литературе на примере большого числа разнотипных озёр было показано наличие прямой зависимости количества фитопланктона (содержания хлорофилла "а") от концентрации общего фосфора в воде. Учитывая лимитирующую роль фосфора для развития планктонных водорослей, эти результаты были использованы при математическом моделировании процесса эвтрофикации поверхностных вод, в том числе Великих озёр [220, 222]. При этом, при известной зависимости количества фитопланктона от содержания биогенов, существует зависимость его продуктивности от температуры и оптических свойств воды. Результаты экспериментов при значительных амплитудах содержания общего фосфора (1,4–10 мг/л) и температуры воды (15–25⁰С) показали, что количество хлорофилла в клетках зелёных и сине-зелёных водорослей увеличивалось, а размер их клеток уменьшался при увеличении количества фосфора и температуры воды. При этом эффект изменения температуры был более значим при больших концентрациях фосфора. Многолетние данные полевых исследований на крупном мелководном эвтрофном озере Тайху, находящемся в дельте реки Янцзы, на

границе провинций Цзянсу и Чжэцзян в Китае также свидетельствуют, что добавление температуры в математическую модель развития фитопланктона озера увеличивает оправдываемость прогноза количества хлорофилла в зависимости от общего фосфора [221]. Исследования на 12 шведских озерах с небольшим содержанием фосфора (около 30 мкг/л) показали снижение первичной продукции планктонных и бентосных водорослей при повышении концентрации фосфора. Причиной такого явления оказалась недостаточная освещенность водной толщи и дна озёр, обусловленная снижением прозрачности воды вследствие поступления в эти озёра большого количества взвешенного и растворенного органического вещества с территории водосборного бассейна [235].

Методы исследований

Для определения прозрачности (коэффициента пропускания) воды применялся спектрофотометрический метод, в основу которого положен принцип измерения отношения двух световых потоков, проходящих через объёмы с исследуемой и эталонной средами. В качестве последней использовалась дистиллированная вода высокой очистки. Спектральные измерения проводились в лаборатории с помощью двух спектрофотометров – СФ-46 и ПЭ-5400УФ.

Концентрацию хлорофилла в ацетоновых экстрактах водорослей фитопланктона определяли стандартным спектрофотометрическим методом согласно ГОСТу 17.1.4.02-90 и методическим рекомендациям. В основе метода – спектрофотометрирование экстракта пигментов водорослей до и после его подкисления раствором соляной кислоты. Расчёты концентрации хлорофилла "а" основаны на известных удельных спектральных показателях поглощения света хлорофиллом "а" и основными компонентами, мешающими анализу. Для приготовления экстракта пробу воды фильтруют через мембранный фильтр «Владипор» МФАС-ОС-3 с диаметром пор 0,8 мкм, пигменты экстрагируют водным ацетоном и удаляют центрифугированием из экстракта

светорассеивающую взвесь [44]. Погрешность определения концентрации хлорофилла составила не более 10%.

Количество и размеры частиц взвеси определялись с помощью счётной камеры Нажотта объёмом 0,01 и 0,05 мл (рис. 2.14 а) с использованием светового микроскопа Nikon Eclipse 80i (рис. 2.14 б).



[Электронный ресурс - <http://www.hlr.com.ua>]

а)



б)

Рис. 2.14. На фотографиях: а – Счётная камера (укрепляется специальным зажимом на предметном столике микроскопа); б – микроскоп Nikon Eclipse 80i

Сезонные исследования вертикальной изменчивости показателя ослабления света, температуры воды и хлорофилла в озёрах

Исследования на водоёмах проводились в разные сезоны 2011–2014 гг. Количественные пробы воды объёмом 0,5 л отбирались батометром через 0,5–1 м по глубине. Измерения спектральной прозрачности воды в области спектра 400–800 нм проводились спустя 1–3 часа после взятия проб в лабораторных условиях на спектрофотометрах с погрешностью, равной 0,5%. Водные пробы помещались в кварцевые кюветы. В различных сериях измерений использовались кюветы с рабочей длиной 10 и 12 мм. Пробы с придонного горизонта брались на расстоянии 15–20 см от донного ила для предотвращения его взмучивания. Затем рассчитывалась первичная гидрооптическая характеристика – показатель ослабления света ε по формуле

$$\varepsilon = (1/L) \cdot \ln(1/T), \quad (2.9)$$

где L – длина кюветы, $T = I/I_0$ – прозрачность в относительных единицах, I, I_0 – интенсивности прошедшего и падающего света, соответственно.

Абсолютная погрешность величины ε обусловлена погрешностью измерения коэффициента пропускания с помощью спектрофотометра и погрешностью определения длины кюветы. Максимальная абсолютная погрешность измерений показателя ослабления света составила около $0,5 \text{ м}^{-1}$.

Результаты вычислений спектрального показателя ослабления света на разных глубинах озёр, выполненных по формуле (2.9) по данным сезонных измерений спектральной прозрачности показали, что максимальные его значения имеют место в пробах воды, отобранных в придонном слое водоёмов (рис. 2.15–2.17).

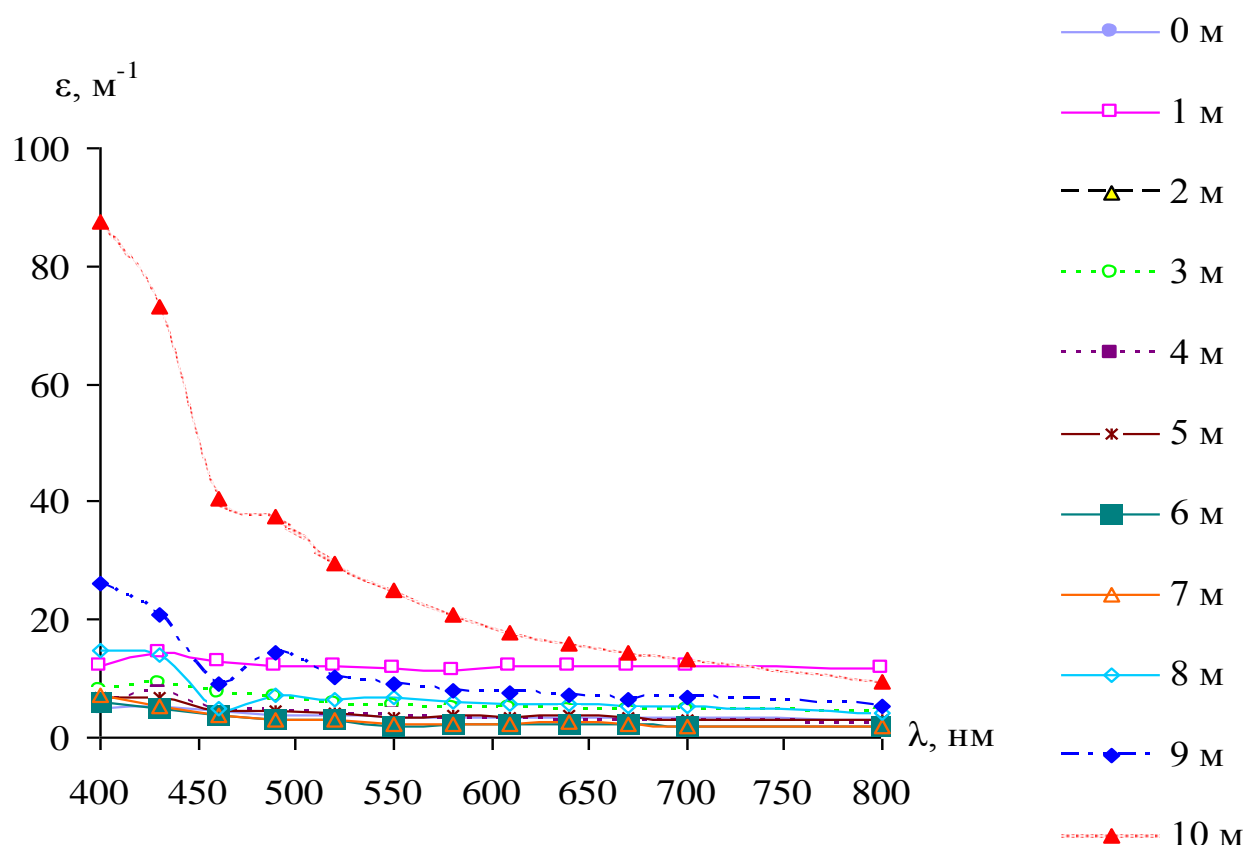


Рис. 2.15. Изменение показателя ослабления света ε от длины волны λ на разных глубинах оз. Лапа (12 октября 2012 г.)

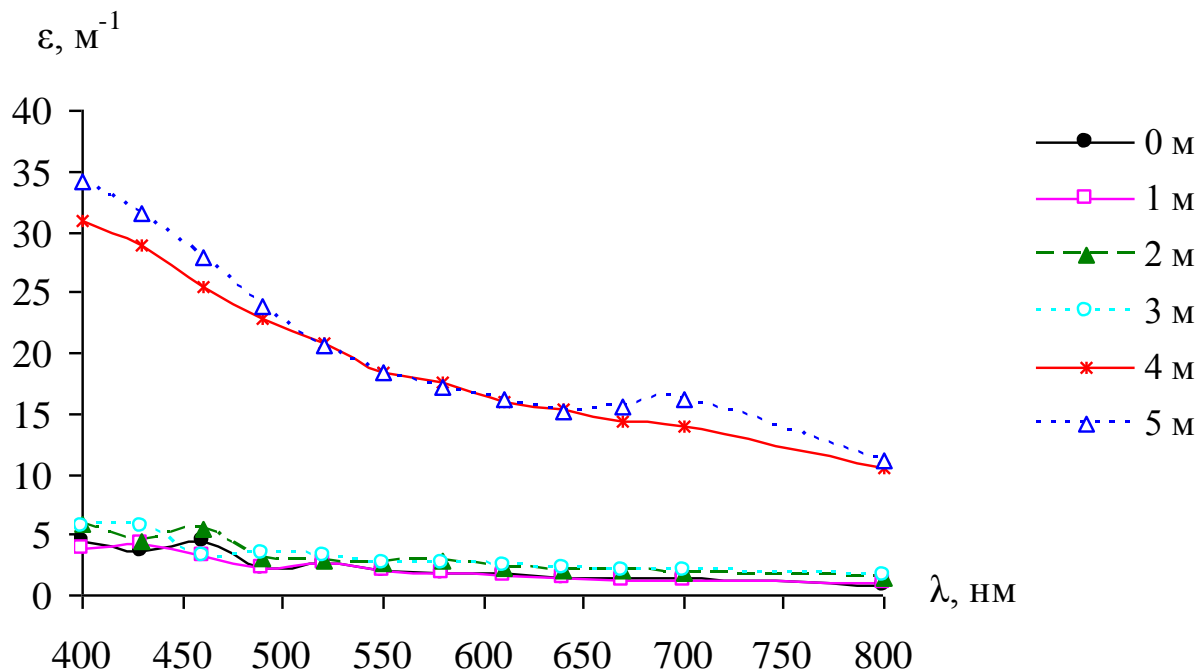


Рис. 2.16. Изменение показателя ослабления света ε от длины волны λ на разных глубинах оз. Красиловское (13 августа 2012 г.)

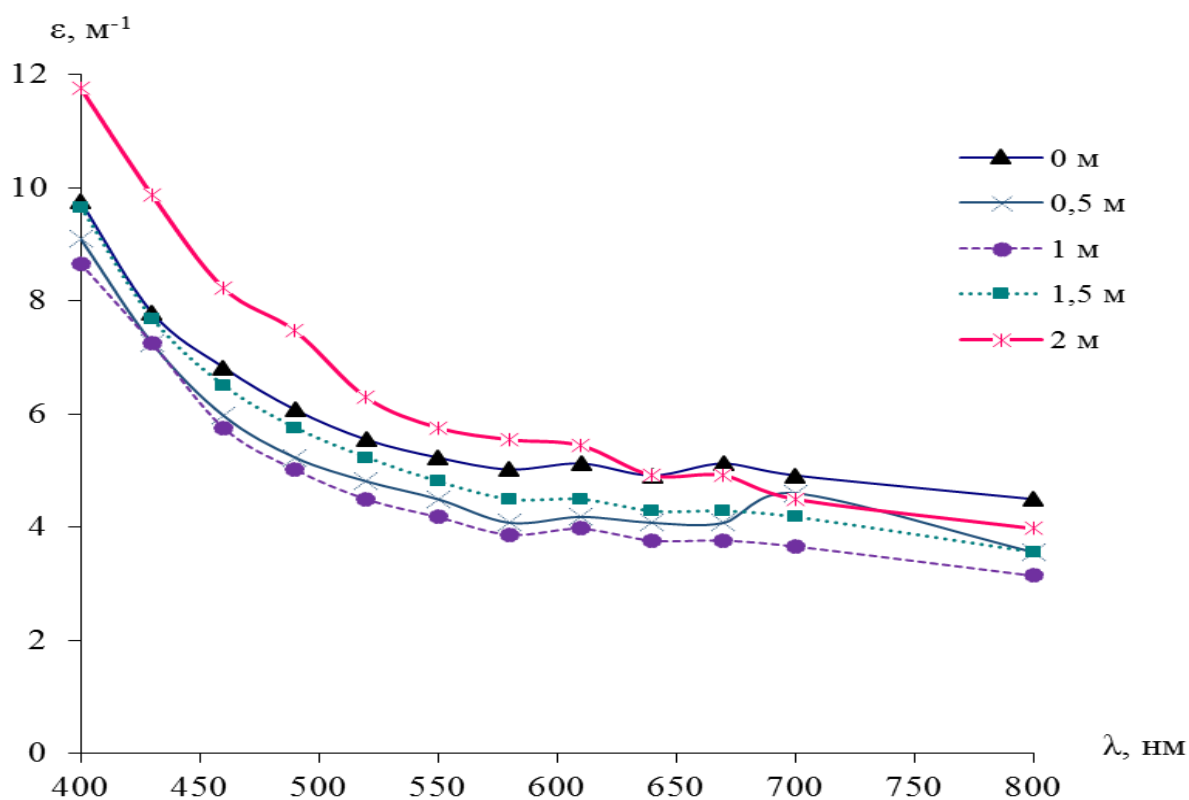


Рис. 2.17. Изменение показателя ослабления света ε от длины волны λ на разных глубинах оз. Бол. Островное (19 февраля 2014 г.)

Для сравнения на рисунке 2.18 приведены зависимости спектрального показателя ослабления света в поверхностном слое трёх озёр в зимний (а) и летний (б) периоды 2013 г.

Максимальные значения ε при $\lambda=430$ нм в поверхностном слое зимой 2013 г. ($32,2 \text{ м}^{-1}$) и летом 2013 г. ($23,7 \text{ м}^{-1}$) зарегистрированы на оз. Бол. Островное. Зимние значения для двух других водоёмов – оз. Лапа и оз. Красиловское в этом же году были существенно меньше и составили $0,9 \text{ м}^{-1}$ и $2,6 \text{ м}^{-1}$, соответственно. Аналогичная ситуация наблюдалась и летом $2,3 \text{ м}^{-1}$ – для оз. Лапа и $8,6 \text{ м}^{-1}$ – для оз. Красиловское.

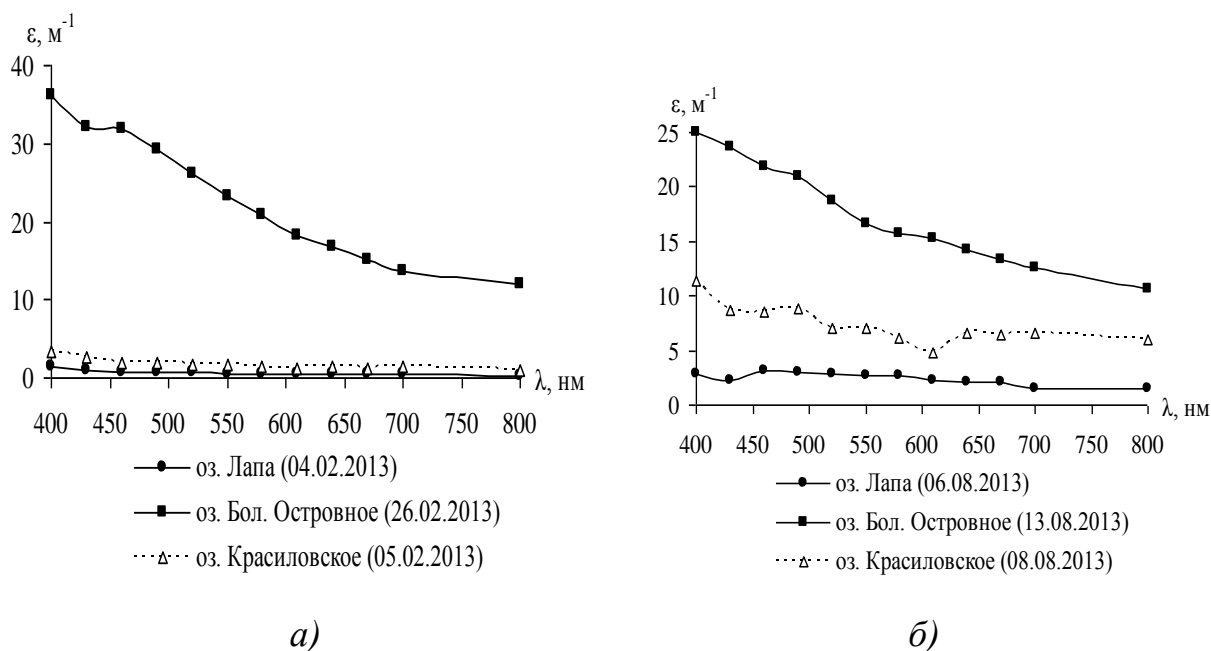


Рис. 2.18. Зависимость спектрального показателя ослабления ε от длины волны λ в поверхностном слое разнотипных озёр в феврале (а) и августе (б) 2013 г.

В целом для мелководного озера Бол. Островное показатель ослабления в диапазоне длин волн 400–800 нм зимой (в феврале), весной, до (в марте) и после (в мае) вскрытия льда, летом (в июле-августе) и осенью (в октябре) до ледостава в поверхностном слое водоёма существенно больше, чем в двух других озёрах. Это обусловлено в основном изменением размеров клеток водорослей фитопланктона и их счётной концентрацией в различные сезоны года.

На рисунках 2.19–2.21 представлен результат измерений показателя ослабления света в поверхностном слое трёх озёр Алтайского края в период 2011–2014 гг.

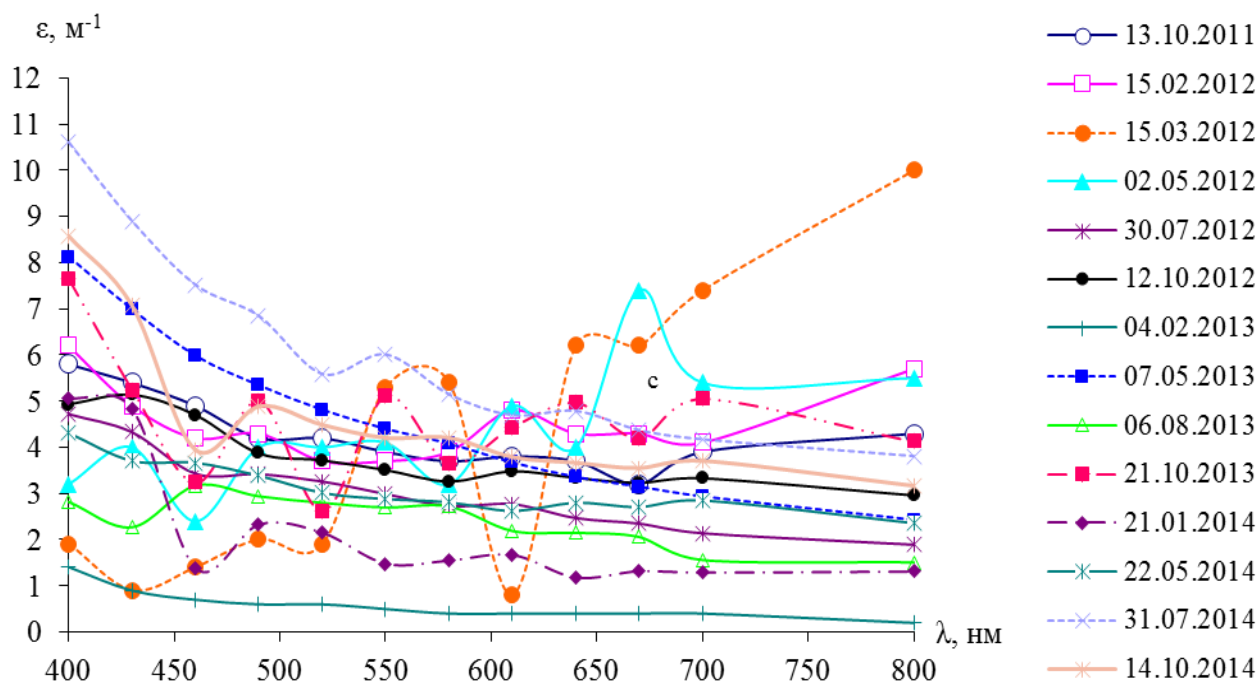


Рис. 2.19. Сезонное изменение показателя ослабления света ϵ от длины волны λ для оз. Лапа

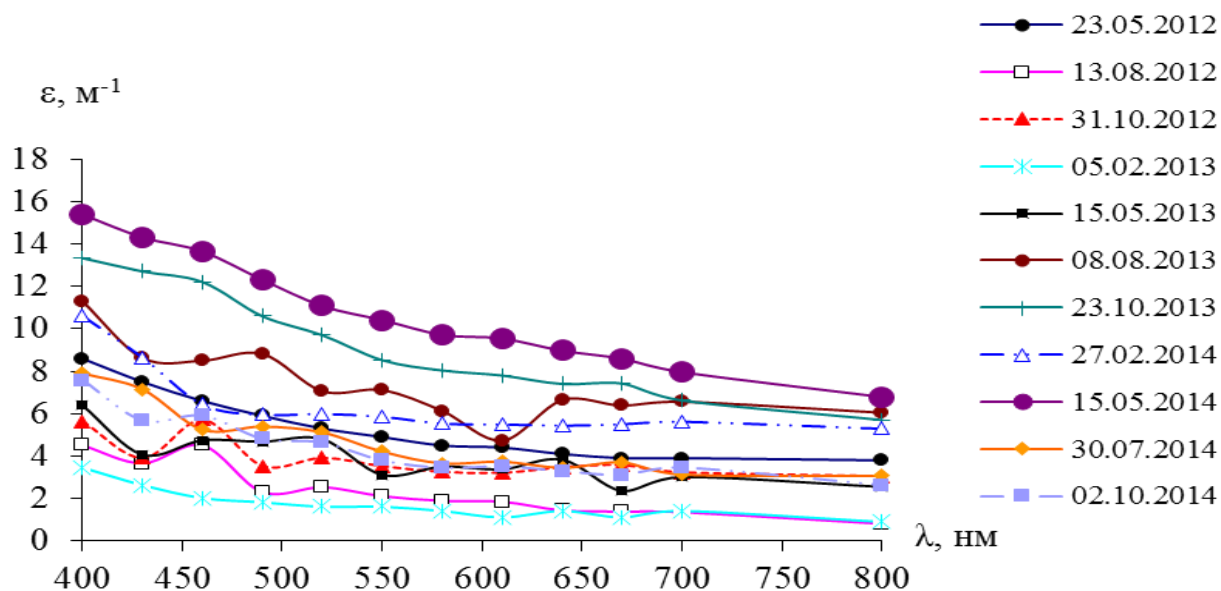


Рис. 2.20. Сезонное изменение показателя ослабления света ϵ от длины волны λ для оз. Красиловское

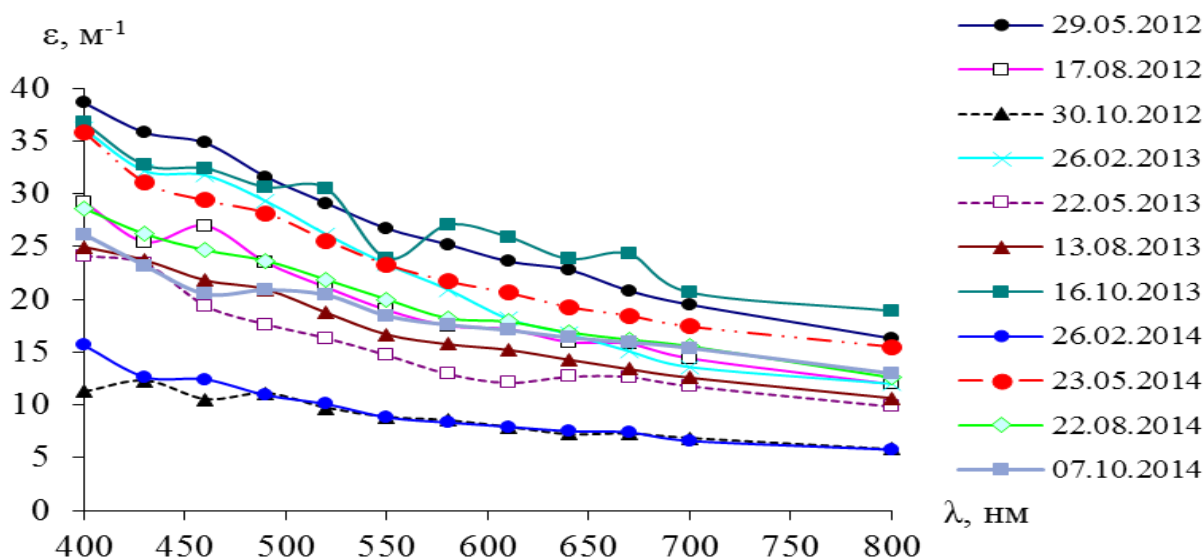


Рис. 2.21. Сезонное изменение показателя ослабления света ε от длины волны λ для оз. Бол. Островное

На основании приведённых данных можно сделать следующие выводы.

Исследования гидрооптических характеристик поверхностного слоя трёх озёр Алтайского края показали, что наибольшие значения показателя ослабления света ε наблюдаются на оз. Бол. Островное (среднее значение ε на характерной длине волны $\lambda=430$ нм за исследуемый период равно $25,3 \text{ м}^{-1}$), по сравнению с двумя другими озёрами (для оз. Лапа и оз. Красиловское ε составило $5,2 \text{ м}^{-1}$ и $7,4 \text{ м}^{-1}$, соответственно). Возможно это обусловлено динамикой температуры воды и, как следствие, изменением концентрации хлорофилла в фитопланктоне озёр, а также более высоким содержанием жёлтого вещества в различные сезоны года. Полученные данные можно считать репрезентативными применительно к другим средним и малым водоёмам Алтайского края. Рассчитанные автором спектральные показатели ослабления на основе экспериментальных данных о прозрачности изучаемых озёр испытывают заметные изменения по спектру и не коррелируют с показателями поглощения для чистой (дистиллированной) воды. Это следует из анализа спектральной зависимости показателя поглощения чистой воды [206] в исследуемом диапазоне длин волн. По-видимому, это обусловлено

преимущественно рассеянием и поглощением света на органических и минеральных частицах микровзвеси.

Температура воды T по глубине h в трёх озёрах в различные сезоны 2013 г. представлена на рисунках 2.22 и 2.23.

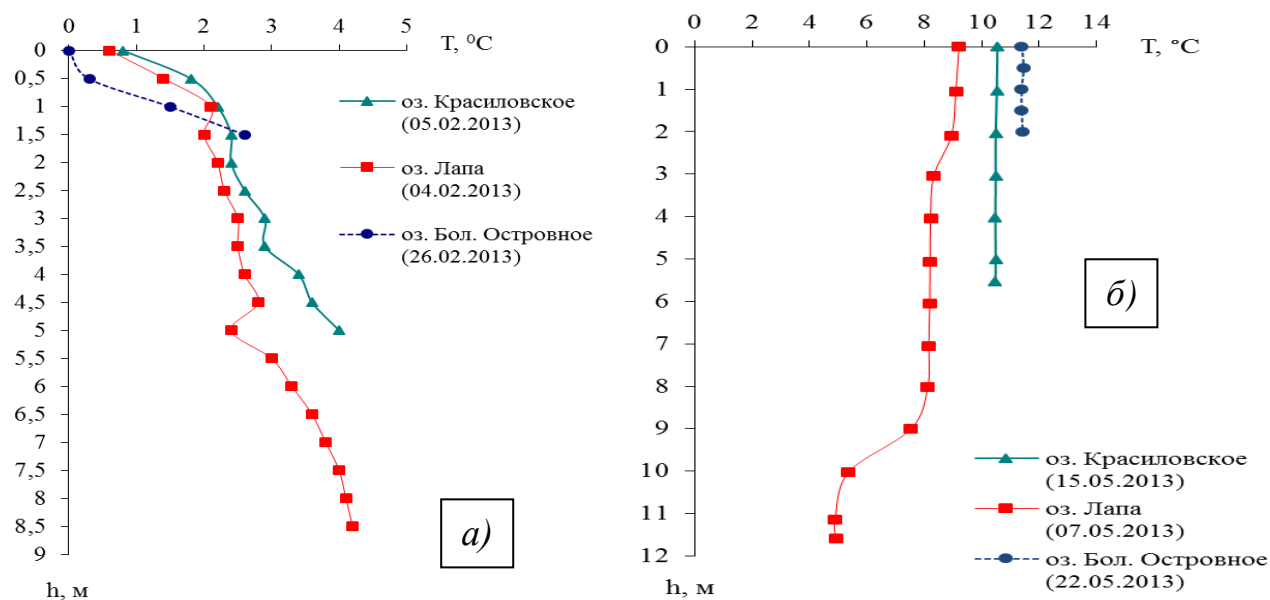


Рис. 2.22. Вертикальное распределение температуры воды в озёрах зимой (а) и весной (б) 2013 г.

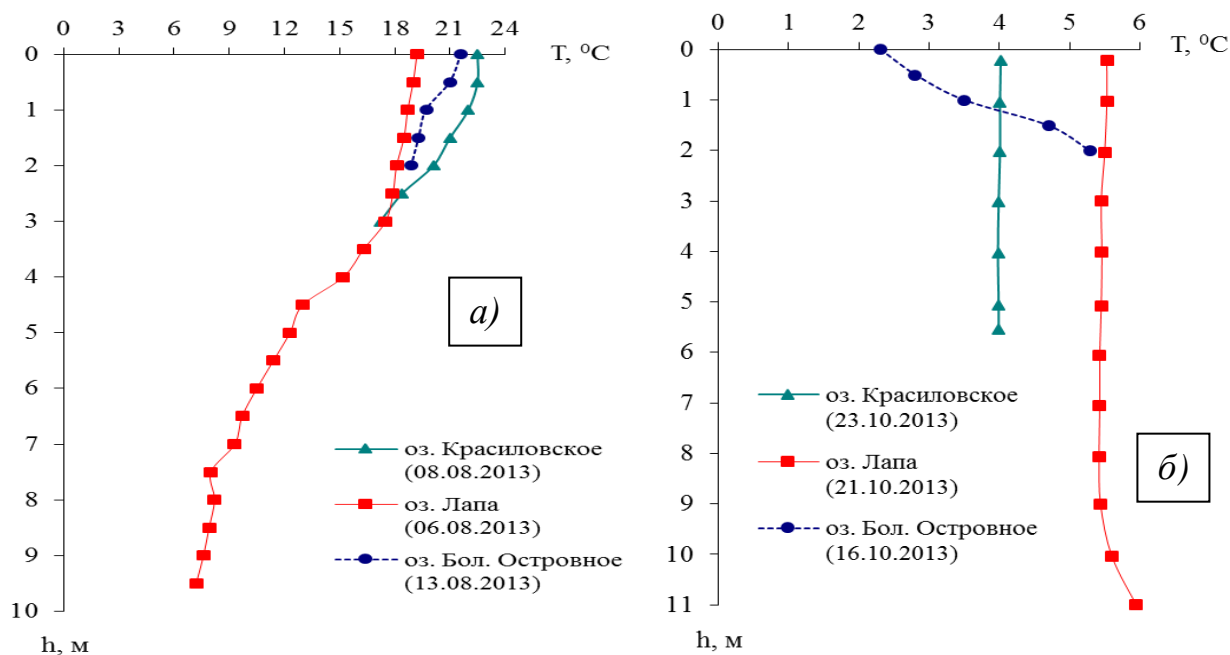


Рис. 2.23. Вертикальное распределение температуры воды в озёрах летом (а) и осенью (б) 2013 г.

Проанализируем изменение температуры воды в озёрах в течение года, которое влияет на динамику показателя ослабления света.

В работах [41, 135, 189] авторами подробно изучена температура воды T ($^{\circ}\text{C}$) в озёрах умеренных широт и установлено, что T , имеет ясно выраженный годовой ход, в котором можно выделить четыре периода.

Весеннее нагревание – это первый период, который начинается с момента, когда устанавливается направленный в воду положительный тепловой поток. На замерзающих озёрах весеннее нагревание воды начинается ещё при наличии ледяного покрова за счёт поглощения проникающей сквозь лёд (после схода снега) солнечной радиации.

Летнее нагревание – это второй период, который начинается с момента перехода гомотермии в прямую стратификацию. Перемешивание водных масс в это время осуществляется в основном деятельностью ветра, при этом по мере усиления прямой стратификации сопротивление перемешиванию возрастает и теплообмен с нижележащими слоями становится всё более затруднительным. Особенно большое сопротивление перемешиванию оказывает образующийся летом слой температурного скачка, имеющий большие градиенты плотности и, следовательно, обладающий большой устойчивостью. Конвекция проявляется при этом только во время ночного охлаждения.

Осеннее охлаждение – это третий период, который начинается с момента появления отрицательного теплового потока, направленного в воду, который заканчивается установлением температуры, соответствующей воды наибольшей плотности по всей толщине озера.

Зимнее охлаждение – это четвёртый период, который начинается с момента образования обратной стратификации температуры и на замерзающих озёрах заканчивается с наступлением ледостава. С установлением ледяного покрова охлаждение осуществляется путем теплопроводности через толщу снега и льда. Так как этот процесс идет медленно, поступление тепла от дна

начинает превышать расход и в мелководных озёрах часто наблюдается повышение температуры воды после ледостава.

С момента установления обратной стратификации при продолжающемся понижении температуры воздуха верхние слои воды охлаждаются до 0°C и начинается процесс замерзания озера. Период времени, в течение которого на озере наблюдаются ледовые явления, может быть разделен на три характерные части: *замерзание, ледостав и вскрытие* [41, 135, 189].

Полученные значения по температуре воды для исследуемых озёр (Лапа, Красиловское и Бол. Островное) свидетельствует о том, что данные по показателю ослабления света отражают все фазы годового гидротермического цикла водоёмов.

Для оценки влияния рассеивающих и поглощающих свойств частиц органико-минеральной взвеси на прозрачность проводились измерения коэффициента пропускания как до, так и после фильтрации проб воды через фильтр с диаметром пор $0,8\text{ мкм}$.

Для примера на рисунках 2.24–2.26 представлены результаты расчётов показателей ослабления света на основе экспериментальных данных по спектральной прозрачности в мае 2013 года для трёх озёр.

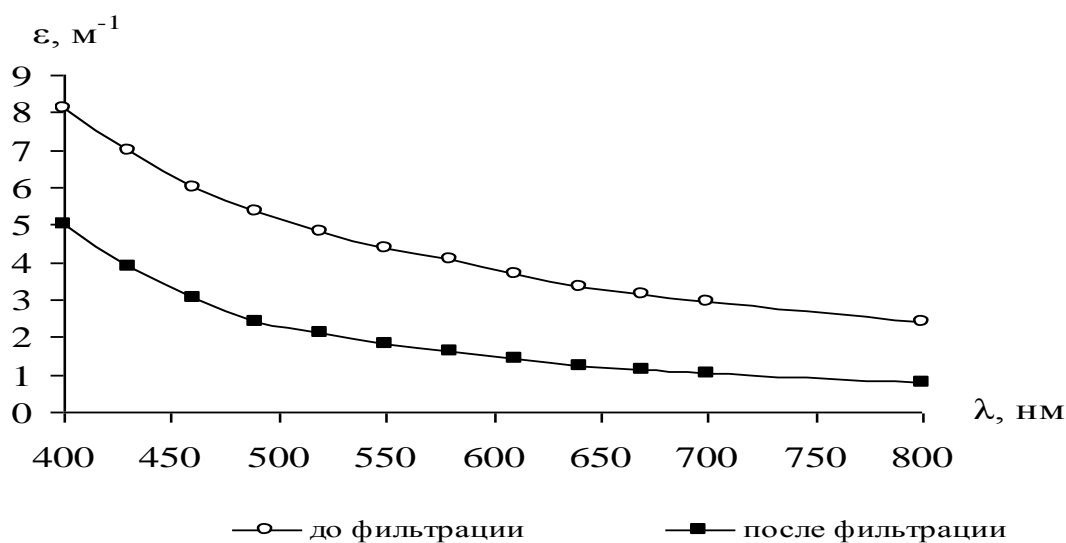


Рис. 2.24. Зависимость показателя ослабления света ε от длины волны λ в поверхностном слое оз. Лапа (7 мая 2013 г.)

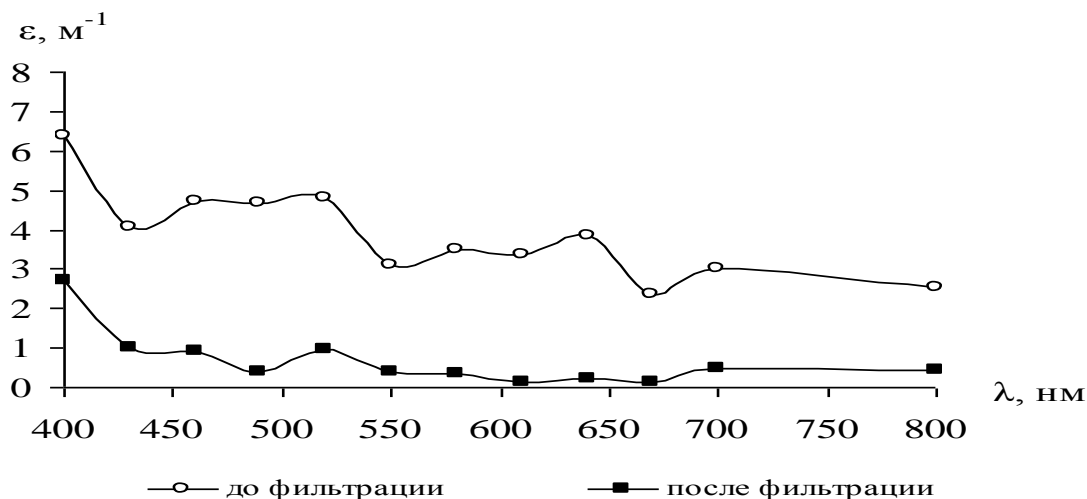


Рис. 2.25. Зависимость показателя ослабления света ε от длины волны λ в поверхностном слое оз. Красиловское (15 мая 2013 г.)

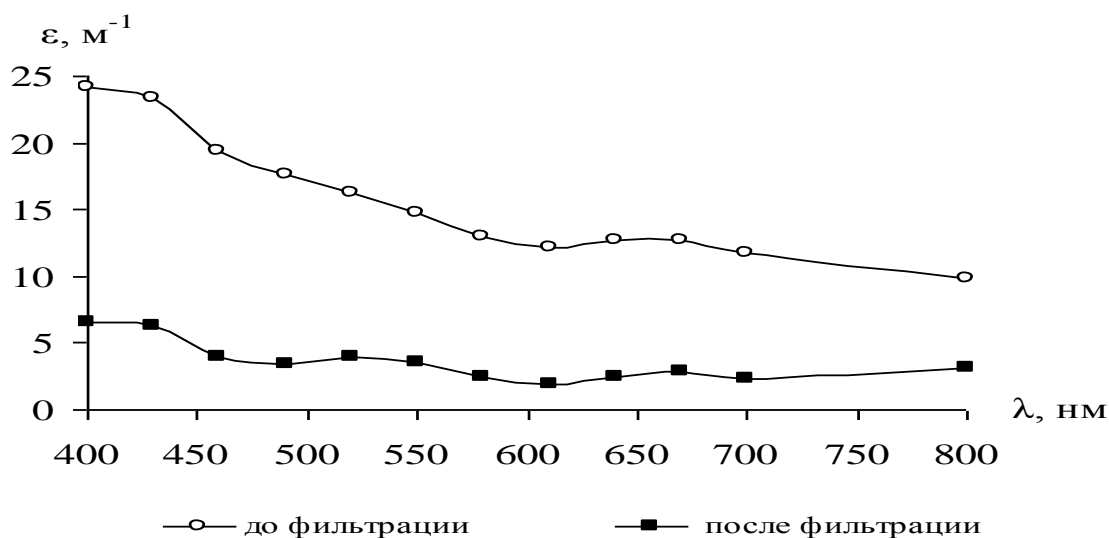


Рис. 2.26. Зависимость показателя ослабления света ε от длины волны λ в поверхностном слое оз. Бол. Островное (22 мая 2013 г.)

Из рисунков видно, что наибольшие значения ε во всём спектральном диапазоне как до, так и после фильтрации, наблюдаются на оз. Бол. Островное (в 3–4 раза больше, чем на озёрах Лапа и Красиловское).

Определение показателя ослабления света после фильтрации проб озёрной воды (ε_{ϕ}) позволяет оценить ослабление за счёт рассеяния и поглощения крупными частицами органо-минеральной взвеси по формуле: $\Delta\varepsilon = \varepsilon - \varepsilon_{\phi}$. Здесь ε — показатель ослабления света до фильтрации проб исследуемой воды.

Для сравнения с экспериментальными результатами сделаем теоретическую оценку показателя ослабления $\Delta\varepsilon$ в соответствии с формулами, приведёнными в работе [209]. Для этого будем считать, что исследуемая взвесь состоит из монодисперсных частиц с размером, равным среднеарифметическому диаметру реального распределения. Тогда можно записать

$$\Delta\varepsilon = N \cdot \pi \cdot \bar{D}^2 \cdot K(\rho) / 4, \quad (2.10)$$

где N – концентрация измеренных частиц, \bar{D} – их среднеарифметический диаметр, $K(\rho)$ – безразмерный поперечник ослабления света, равный сумме безразмерных поперечников поглощения и рассеяния, ρ – дифракционный параметр Ми, $\rho = \pi \cdot \bar{D} / \lambda$, $\lambda = \lambda_0 / n$, λ_0 – длина волны в вакууме, n – показатель преломления воды. Подставляя значения $N = 4,4 \cdot 10^7 \text{ см}^{-3}$, $\bar{D} = 0,9 \text{ мкм}$, $K(\rho) \approx 0,2$ для длины волны $\lambda = 400 \text{ нм}$ и $\rho = 9,4$, $n = 1,33$ из формулы, находим $\Delta\varepsilon \approx 5,6 \text{ м}^{-1}$. Следовательно, различие между экспериментальным значением $\Delta\varepsilon$ и расчётным составило около 15%.

На рисунках 2.27–2.29 представлен результат рассчитанной разности спектрального показателя ослабления света $\Delta\varepsilon$ по экспериментальным данным для трёх исследуемых озёр.

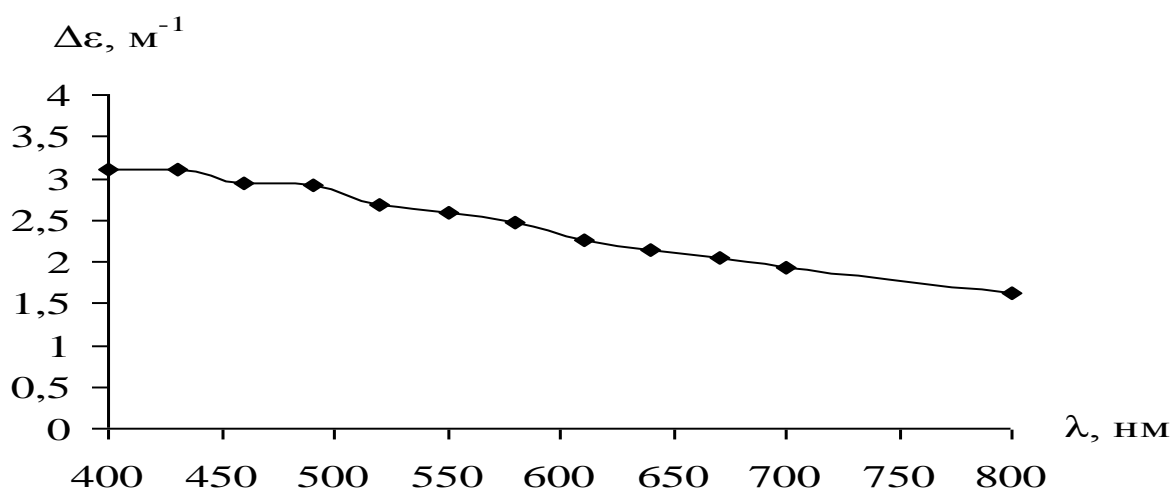


Рис. 2.27. Зависимость разности спектрального показателя ослабления света $\Delta\varepsilon$ в поверхностном слое оз. Лапа (7 мая 2013 г.)

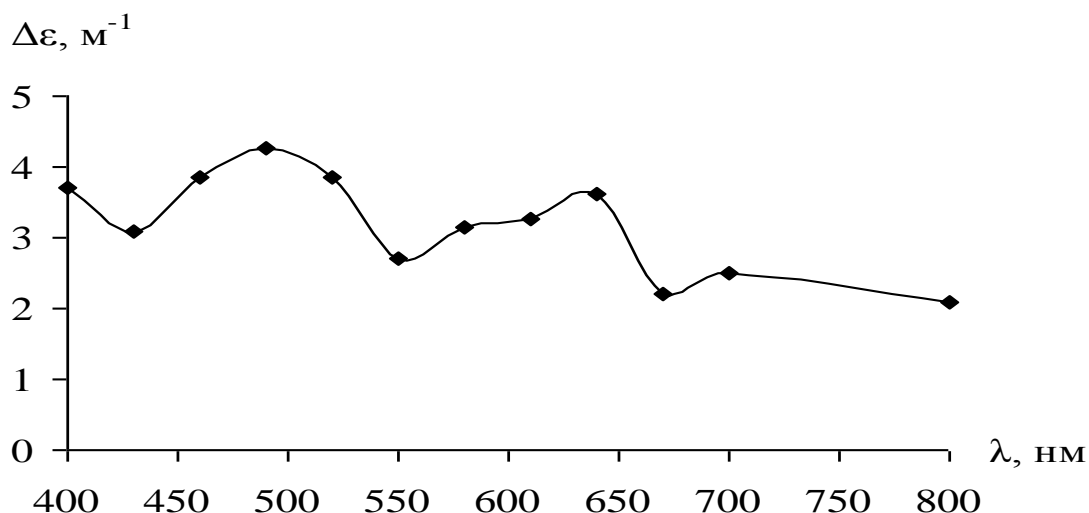


Рис. 2.28. Зависимость разности спектрального показателя ослабления света $\Delta\varepsilon$ в поверхностном слое оз. Красиловское (15 мая 2013 г.)

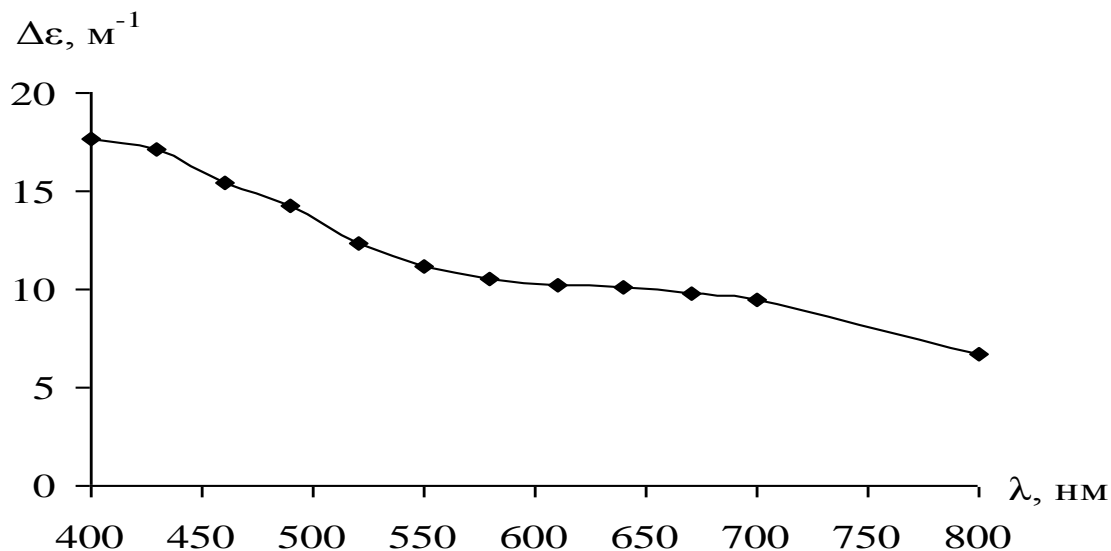


Рис. 2.29. Зависимость разности спектрального показателя ослабления света $\Delta\varepsilon$ в поверхностном слое оз. Бол. Островное (22 мая 2013 г.)

С тем, чтобы иметь возможность сравнить полученные диссертантом данные по спектральной прозрачности воды с результатами подобных оптических исследований, выполненных ранее другими авторами для озёрных экосистем, проводились также измерения по диску Секки (табл. 2.8).

Среднее значение прозрачности, измеренной с помощью диска Секки за исследуемый период составило для оз. Бол. Островное 35 см, для озёр Лапа и Красиловское – 95 см и 90 см, соответственно.

Таблица 2.8

Значения прозрачности, измеренной по диску Секки

Озеро	Дата	Прозрачность, см
Лапа	07.05.2013	50
	06.08.2013	150
	22.05.2014	125
	31.07.2014	70
	14.10.2014	85
Красиловское	15.05.2013	60
	18.06.2013	150
	08.08.2013	120
	23.10.2013	80
	15.05.2014	40
	30.07.2014	85
	02.10.2014	105
Бол. Островное	22.05.2013	45
	13.08.2013	25
	16.10.2013	30
	23.05.2014	25
	22.08.2014	40
	07.10.2014	35

Определение содержания хлорофилла "а" как показателя интенсивности развития водорослей фитопланктона, степени трофности водоёма и его экологического состояния активно используется в целях комплексного мониторинга разнотипных озёр. В связи с этим наряду с изучением гидрооптических характеристик озёр проводились одновременные измерения содержания (концентрации) хлорофилла "а", являющегося основным зелёным пигментом водорослей фитопланктона.

Результаты определения концентрации хлорофилла "а" (C , мг/м³) в исследуемых водоёмах выявили различия вертикального распределения содержания пигмента в разные сезоны года. В наиболее глубоком озере

(оз. Лапа) в летне-осенний период наблюдается выраженная неоднородность водного столба (рис. 2.30), в котором максимальные значения C в основном отмечены в придонном слое.

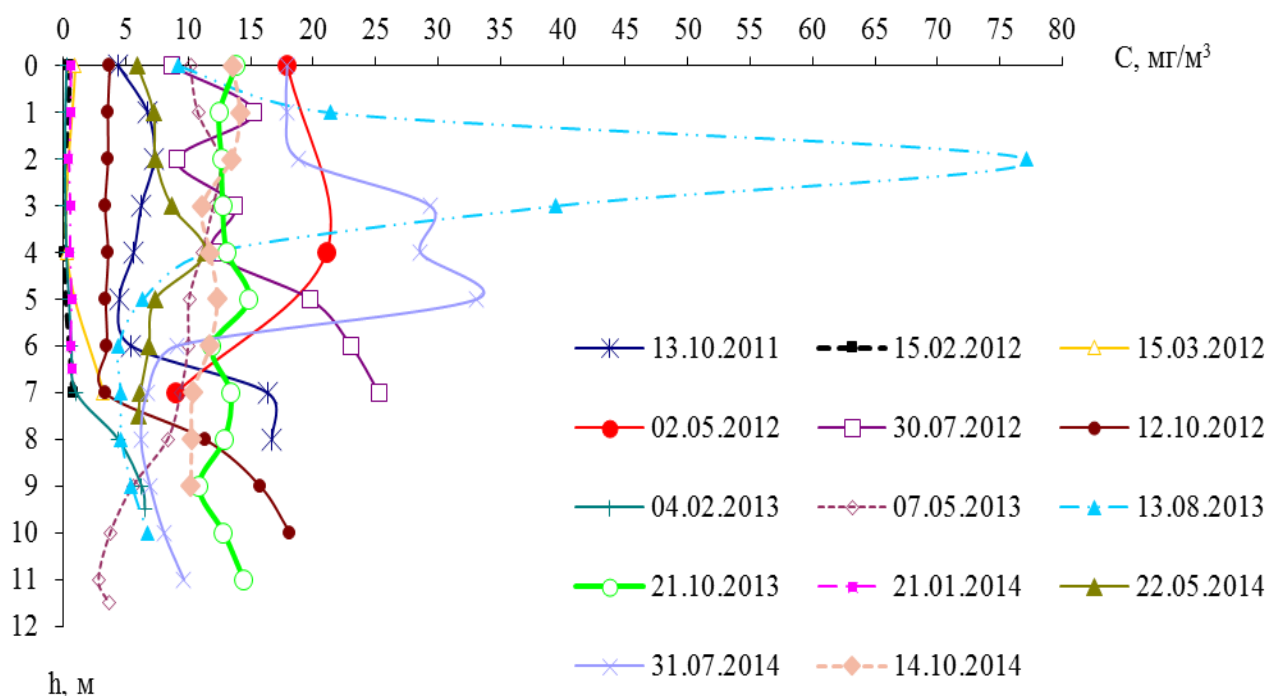


Рис. 2.30. Вертикальное распределение содержания хлорофилла "а" в оз. Лапа в 2011–2014 гг.

В сезонной динамике содержания хлорофилла в озёрах наблюдалась картина, характерная для других озёр умеренной зоны, когда максимум обилия фитопланктона приходится на весенне-летний период. Зимой в условиях ледостава и мощного снежного покрова количество фитопланктона снижается до минимума и величины первичной продукции становятся близки к нулю. Так, концентрация хлорофилла "а" в поверхностном слое озера Лапа 15 февраля 2012 г. равна $0,5 \text{ мг/м}^3$, 15 марта 2012 г. — $0,9 \text{ мг/м}^3$. Однако, в мелководном озере Бол. Островное весной (22.03.2012) концентрация составила $15,1 \text{ мг/м}^3$ (рис. 2.31), что свидетельствует о достаточном количестве света для высокого уровня развития фитопланктона даже подо льдом. При малой глубине этого озера его фотический слой даже зимой простирается до дна.

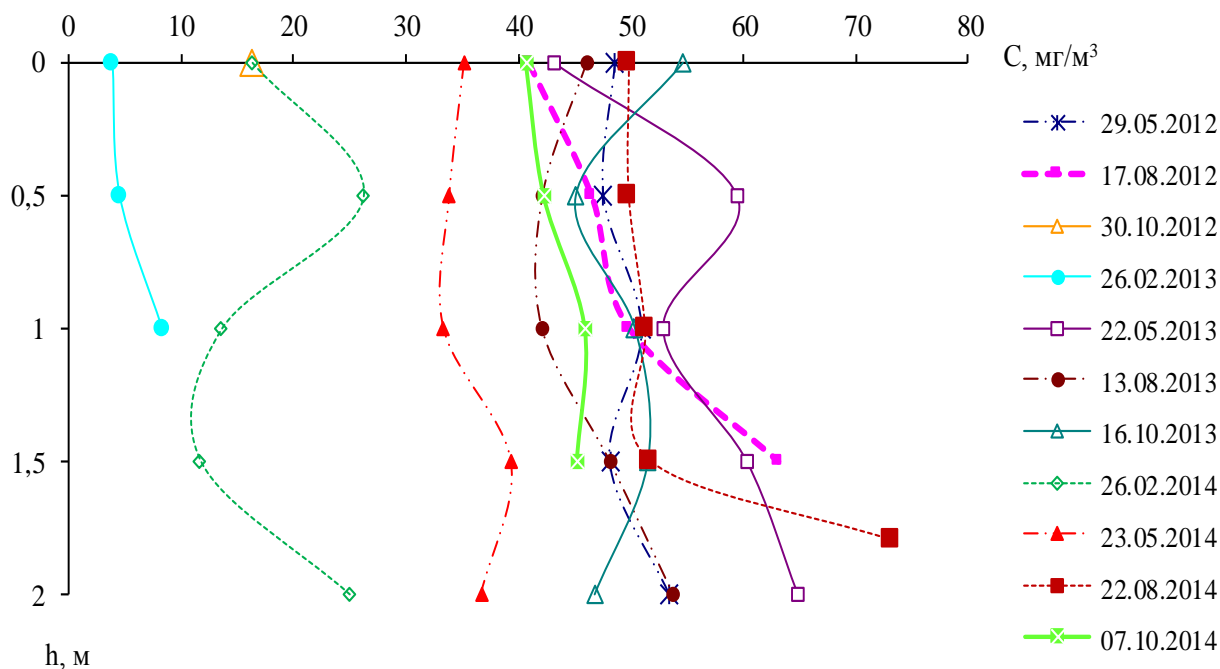


Рис. 2.31. Вертикальное распределение содержания хлорофилла "а" в оз. Бол. Островное в 2012–2014 гг.

Фотический слой водоёма – верхний слой воды, в котором достаточно света для синтеза растениями органического вещества с использованием солнечной радиации. Толщина фотического слоя зависит от прозрачности воды, высоты солнца над горизонтом, прозрачности атмосферы, облачности и от альбедо, меняющегося при различном состоянии поверхности водоёма. В полдень толщина фотического слоя минимальна зимой, когда он покрыт льдом, а если на льду имеется слой снега толщиной более 10 см, то он и вовсе отсутствует [34].

В исследуемых водоёмах вскрытие и очищение воды ото льда происходило в основном во второй половине апреля.

В эпилимнионе, где концентрируются водоросли, бактерии, зоопланктон, образуется детрит, представляющий собой остатки разложившихся клеток фитопланктона и организмов зоопланктона. Увеличение массы детрита осуществляется за счёт отмирания фитопланктона, и её количество в течение сезона сильно варьирует, что связано с происхождением детрита, скоростью

оседания, выеданием его зоопланктоном, соотношением между минеральными и органическими компонентами. Нахождение мелких частиц в толще воды связано с распадом водорослей при отмирании на относительно небольшие частицы и оседанием их с достаточно низкой скоростью. По мере оседания детрита происходит его минерализация [129]. Исходя из концентрации хлорофилла в придонном слое максимальное количество детрита зафиксировано на оз. Красиловское в начале августа 2012 г. Данный период характеризовался массовым развитием водорослей, как следствие, усиливались процессы аэробной деструкции органического вещества, образованного при фотосинтезе. Вертикальное распределение содержания хлорофилла "а" на озере Красиловское в период 2012–2014 гг. представлено на рисунке 2.32.

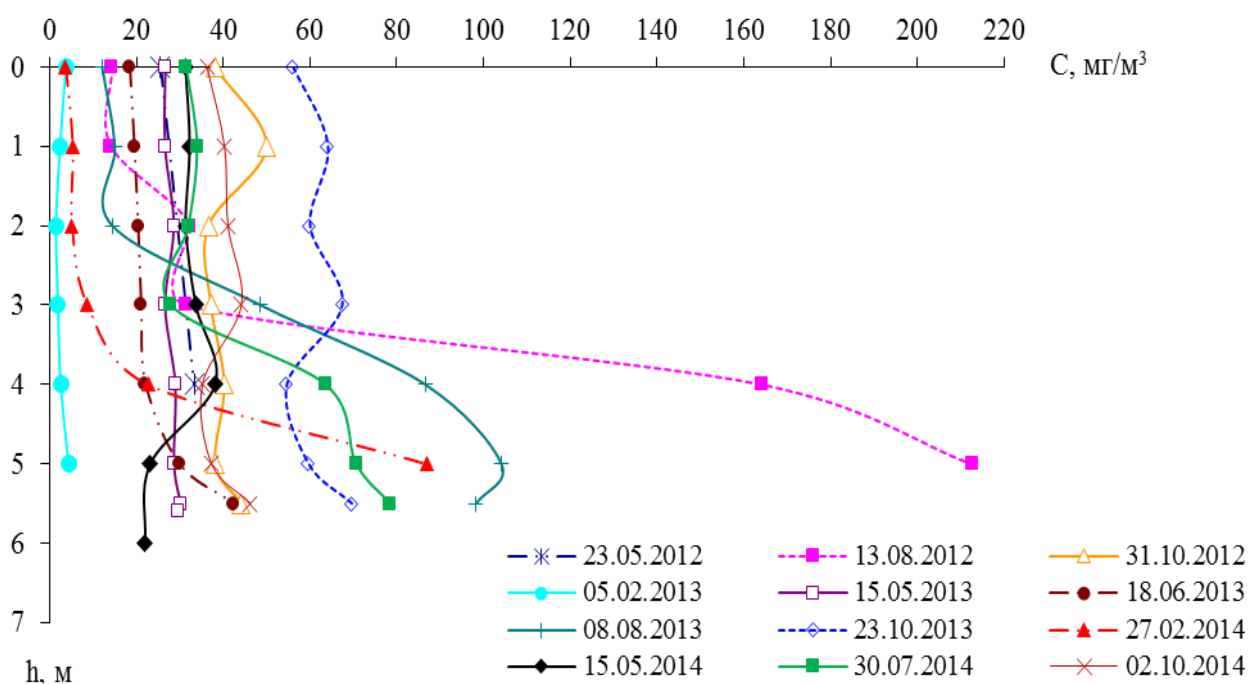


Рис. 2.32. Вертикальное распределение содержания хлорофилла "а" в оз. Красиловское в 2012–2014 гг.

Пробы воды, отобранные с придонного слоя озёр Лапа (11–11,5 м), Красиловское (5–5,5 м) и Бол. Островное (1,5–2 м), имели сероводородный запах, который характерен для разлагающейся массы скоплений водорослей фитопланктона в условиях гипертрофии экосистемы водоёма. Содержание хлорофилла в придонном слое озёр Лапа (30 июля 2012 г.), Красиловское (13

августа 2012 г.), Бол. Островное (17 августа 2012 г.) составило соответственно 25,3 мг/м³, 212,7 мг/м³, 63,1 мг/м³.

Исследуемые озёра отличались в зимний и летний периоды 2013 г. по концентрациям хлорофилла "а" (рис. 2.33).

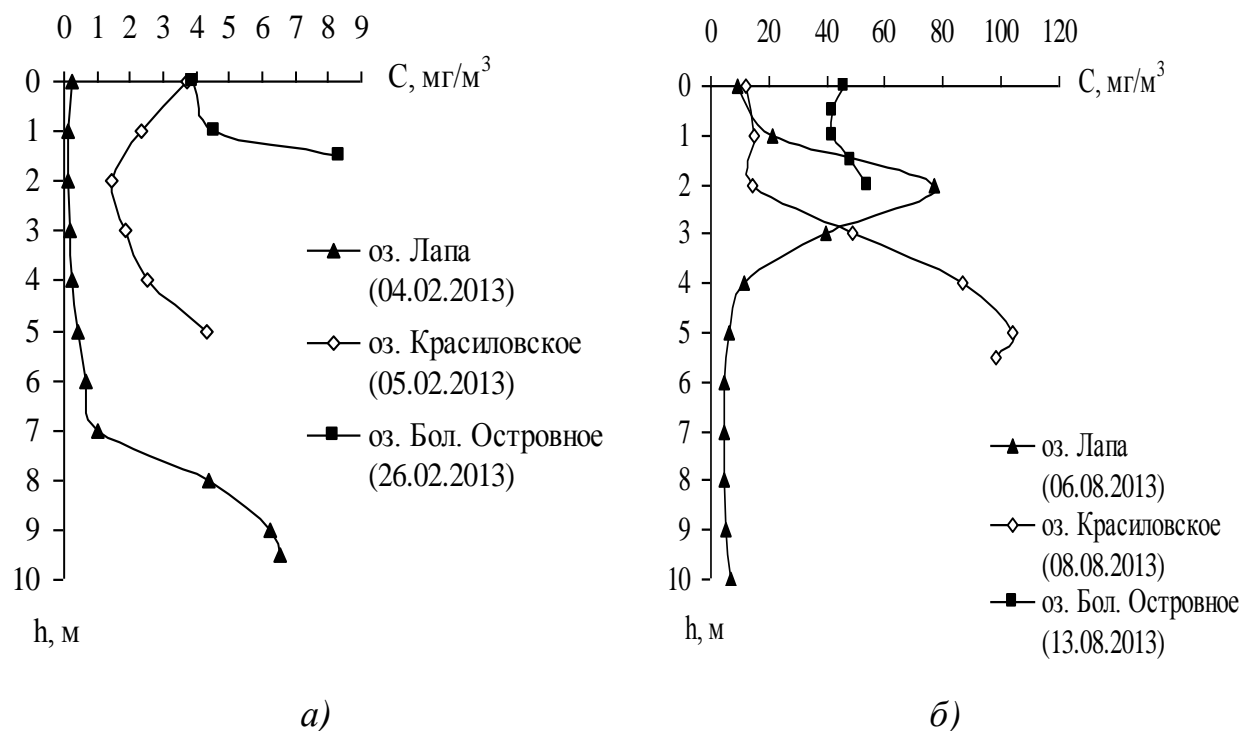


Рис. 2.33. Вертикальное распределение содержания хлорофилла "а" в разнотипных озёрах зимой (а) и летом (б) 2013 г.

В феврале 2013 г. концентрация хлорофилла "а" в поверхностном слое была наименьшей в оз. Лапа и составила 0,2 мг/м³. В озёрах Красиловское и Бол. Островное значения *C* были на порядок выше (3,7 мг/м³ и 3,9 мг/м³, соответственно) и практически совпадали в этих двух озёрах (рис. 2.33 а). В августе 2013 г. содержание хлорофилла в поверхностном слое озёр Лапа (6 августа), Красиловское (8 августа), Бол. Островное (13 августа) составило, соответственно, 9,2 мг/м³; 12,0 мг/м³; 46,1 мг/м³ (рис. 2.33 б).

Таким образом, в озёрах Лапа и Красиловское летняя концентрация основного пигмента по сравнению с зимними увеличилась примерно в 40 раз и в 4 раза, соответственно. Для оз. Бол. Островное она увеличилась почти в 10

раз. В летний период вертикальное распределение было более неравномерным, что более подробно рассмотрено ранее [166].

Среднее значение концентрации хлорофилла "а" в поверхностном слое озёр за исследуемый период 2011–2014 гг. составило для оз. Бол. Островное 36,0 мг/м³, для озёр Лапа и Красиловское – 11,3 мг/м³ и 24,8 мг/м³, соответственно.

В гидрооптике природных водоёмов актуальной является проблема нахождения аналитической зависимости между прозрачностью воды и концентрацией хлорофилла, что позволяет решить обратную оптическую задачу [8, 102, 206].

В результате проведённых исследований обнаружено, что между спектральной прозрачностью озёр и концентрацией хлорофилла "а" существует обратная зависимость, которая может быть представлена в виде аппроксимационной кривой, удовлетворяющей закону Бугера, что позволяет по данным оптических измерений оценивать биомассу фитопланктона и, в конечном счёте, определять трофический статус водоёма (рис. 2.34–2.36). Здесь R^2 – квадрат коэффициента корреляции, P – достоверность. Выбор рабочей длины волны $\lambda=430$ нм на вышеуказанных рисунках обусловлен, прежде всего, тем фактом, что наибольший главный максимум поглощения хлорофиллом "а", содержащимся в клетках водорослей фитопланктона, находится в области 430–440 нм [206]. Автор благодарит У.И. Янковскую за помощь при обработке данных по спектральной прозрачности воды и за построение аппроксимационных зависимостей для трёх исследуемых озёр.

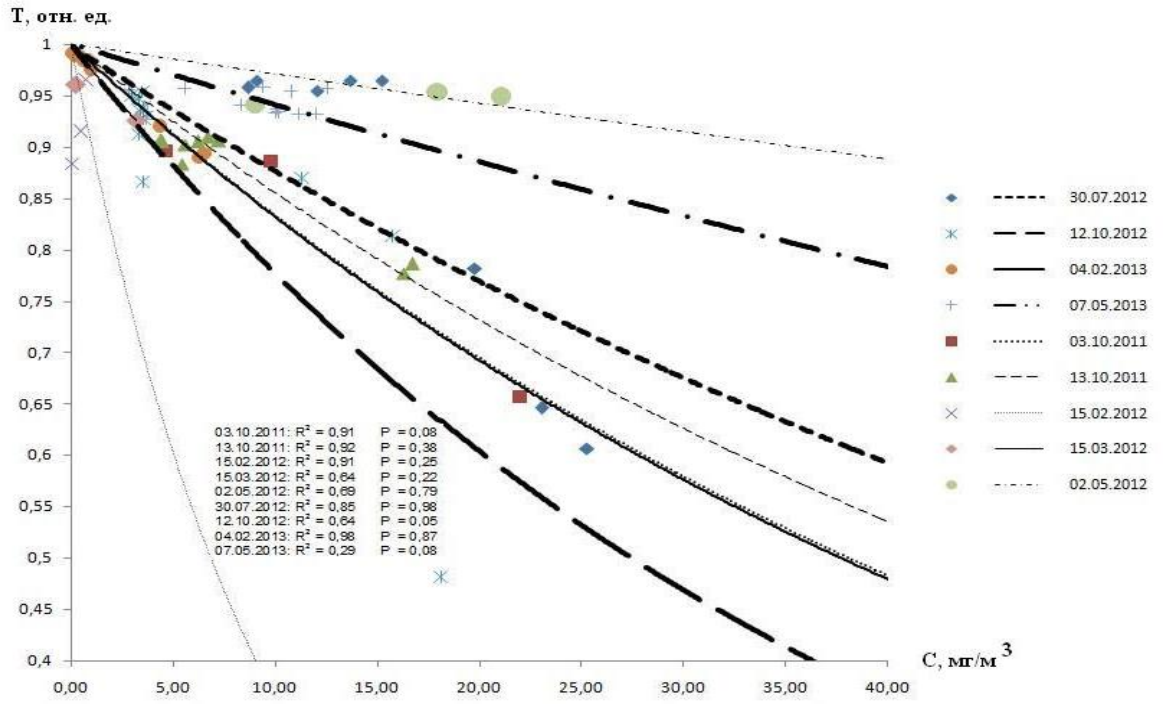


Рис. 2.34. Зависимость прозрачности воды Т на длине волны 430 нм от концентрации хлорофилла "а" на оз. Лапа в период 2011–2013 гг.

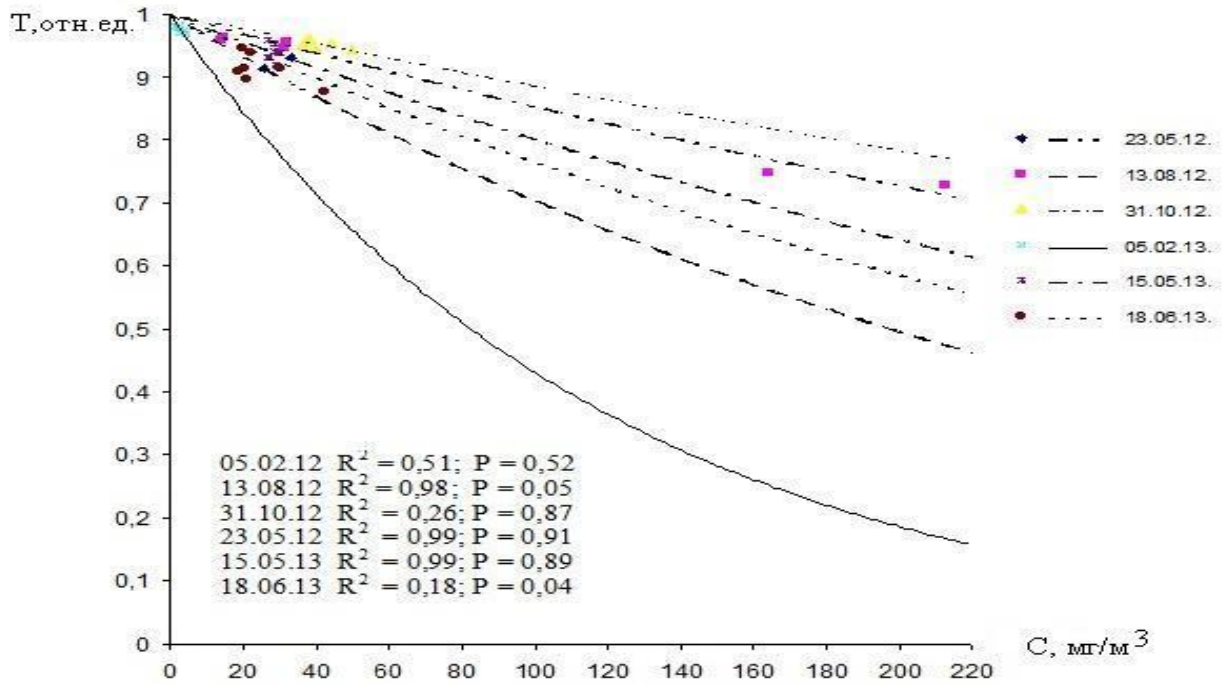


Рис. 2.35. Зависимость прозрачности воды Т на длине волны 430 нм от концентрации хлорофилла "а" на оз. Красиловское в период 2012–2013 гг.

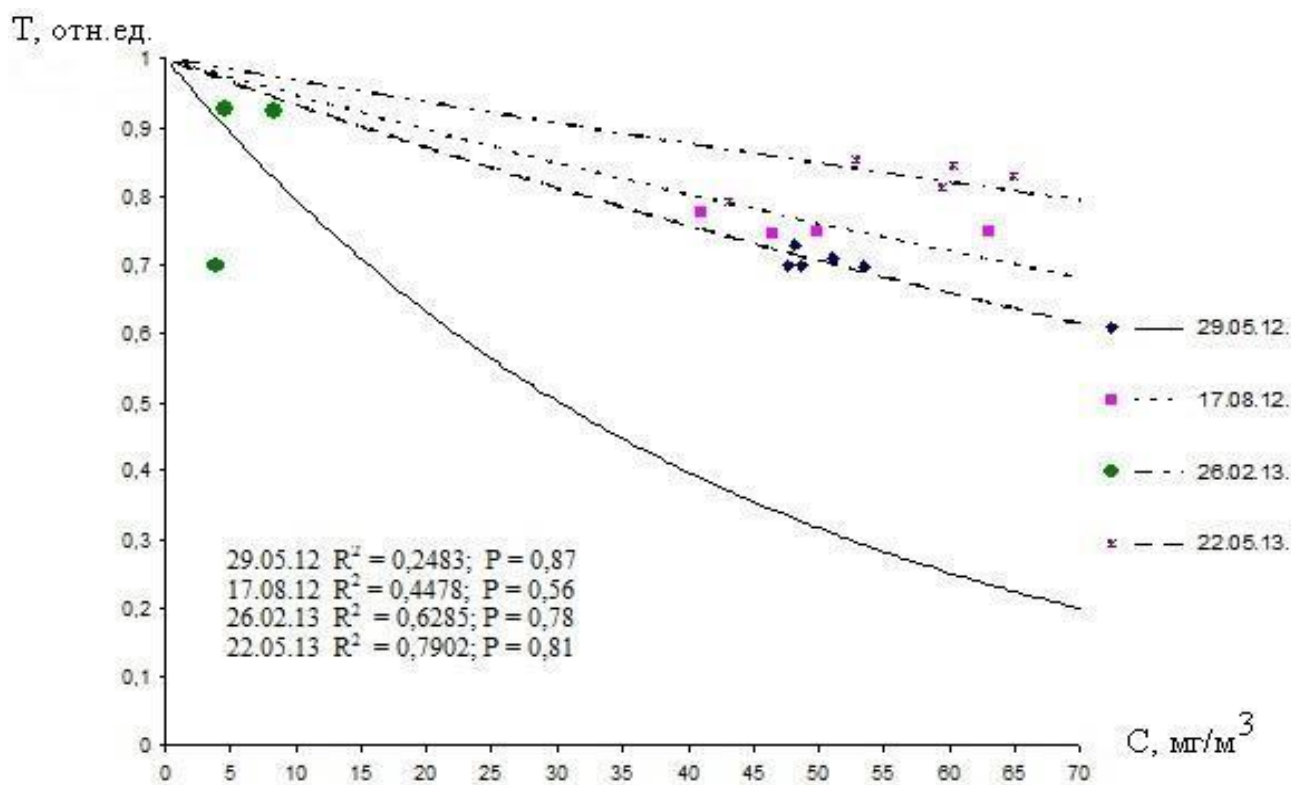


Рис. 2.36. Зависимость прозрачности воды T на длине волны 430 нм от концентрации хлорофилла "а" на оз. Бол. Островное в период 2012–2013 гг.

Суточные исследования на озере Красиловское

В июне 2013 г. на оз. Красиловское были проведены суточные исследования динамики спектрального показателя ослабления света ε , концентрации хлорофилла "а" C и температуры воды T на разных глубинах водоёма. Отбор проб в пелагиальной части озера осуществлялся каждые два часа для определения значений ε и T и каждые шесть часов – для значений C , после чего проводились измерения спектральной прозрачности воды в диапазоне длин волн 400–800 нм на спектрофотометре ПЭ-5400УФ и фильтрация проб водорослей фитопланктона *in situ*. В период суточных наблюдений (18–19 июня 2013 г.) было проведено 1092 серии измерений спектральной прозрачности воды. В данных сериях измерений использовались кварцевые кюветы с геометрической длиной пути 10 мм. При этом была обработана 91 водная проба, из них 35 проб – только для определения концентрации хлорофилла "а". На рисунке 2.37 представлена суточная

динамика показателя ослабления света на длине волны 430 нм на разных глубинах водоёма.

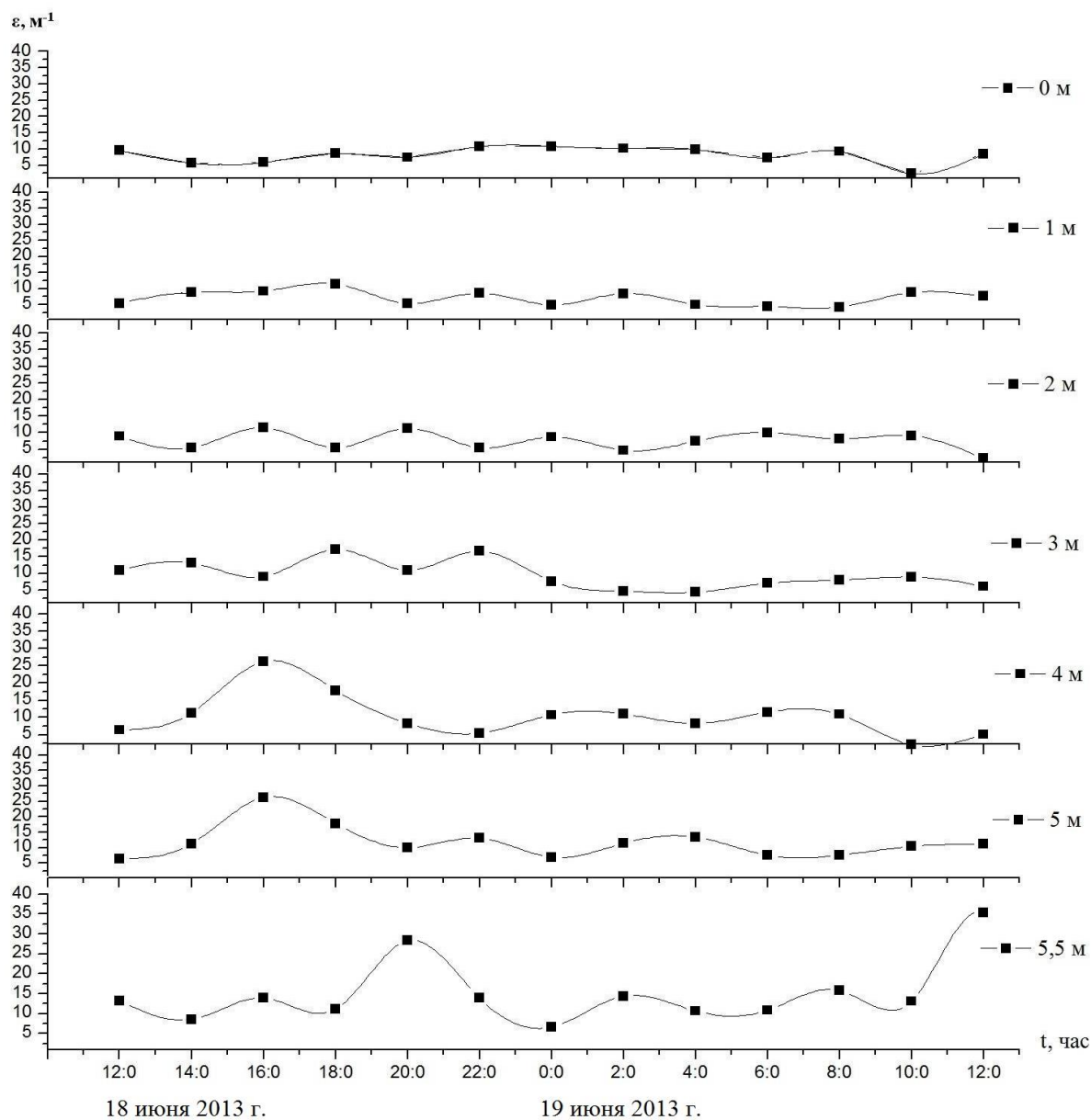


Рис. 2.37. Суточная динамика показателя ослабления света ϵ на разных глубинах оз. Красиловское 18–19 июня 2013 г.

На рисунках 2.38 и 2.39 приведён результат суточных измерений ϵ в диапазоне длин волн 400–800 нм в поверхностном и придонном слоях озера, соответственно.

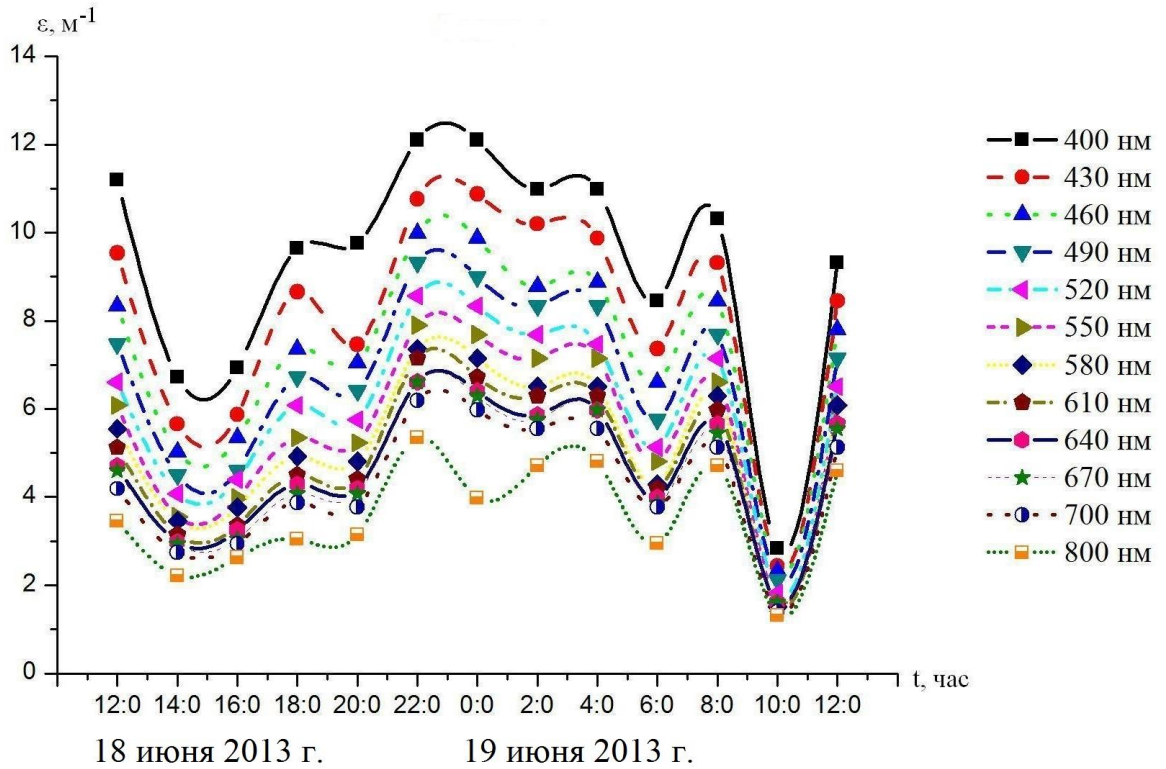


Рис. 2.38. Суточная динамика спектрального показателя ослабления света ε в поверхностном слое озера Красиловское 18–19 июня 2013 г.

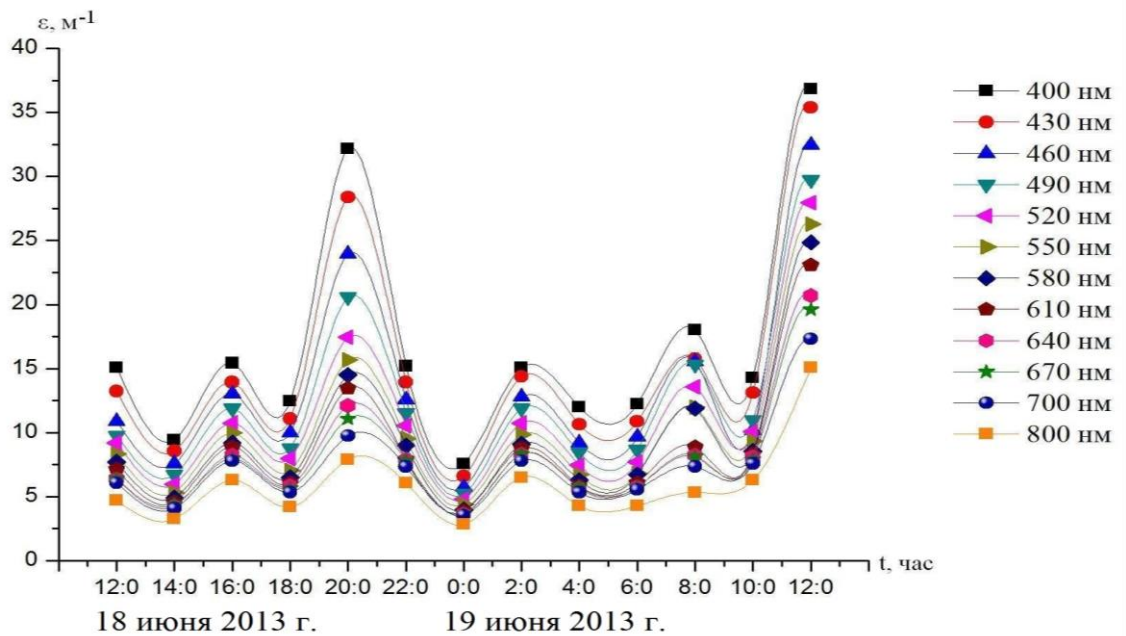


Рис. 2.39. Суточная динамика показателя ослабления света ε от длины волны λ в придонном слое озера Красиловское 18–19 июня 2013 г.

Из рисунков видно, что кривая динамики показателя ослабления света в придонном слое во время наблюдений в шести временных интервалах находится в противофазе и в шести – в фазе с кривой изменения этого параметра в поверхностном слое. Возможно, это обусловлено конвективным переносом вещества воды в течение суток по вертикали озера. Максимальные значения ϵ в поверхностном слое озера зарегистрированы в полдень (12-00), в 22-00 и в полночь (00-00) 18 июня, но с резким падением в 10-00 часов 19 июня. Это может быть связано, прежде всего, с процессами, проходящими на границе раздела вода – атмосфера. В придонном слое водоёма (на границе раздела вода – донные отложения) наибольшие значения показателя ослабления отмечены в 20-00 18 июня и в полдень 19 июня. Резкий минимум наблюдался в полночь.

Наибольшая концентрация хлорофилла "а" в поверхностном слое в течение суток отмечена ранним утром – 6:00, равная $21,1 \text{ мг/м}^3$ и в полдень – $18,4 \text{ мг/м}^3$, а в течение дня и ночью значения C понижались (рис. 2.40).

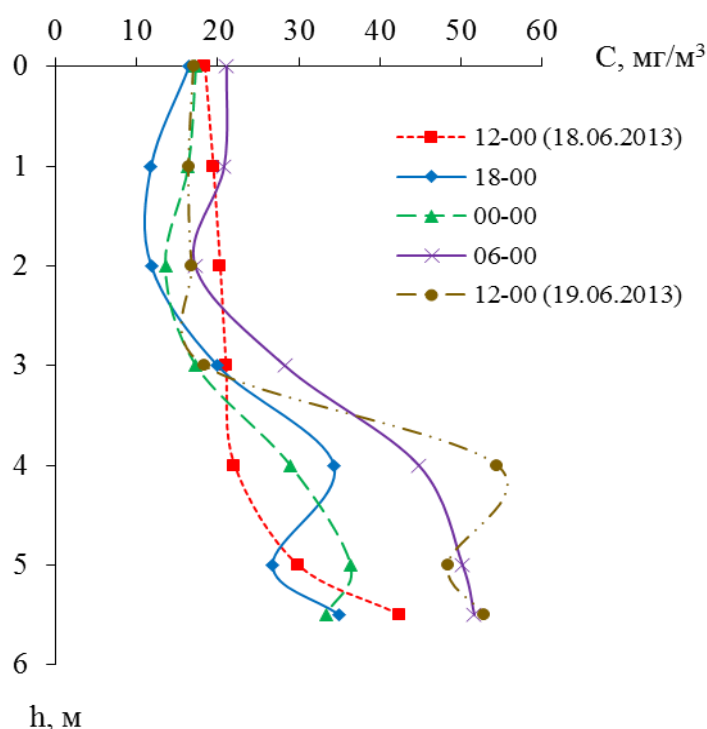


Рис. 2.40. Суточная динамика хлорофилла "а" на различных глубинах оз. Красиловское 18–19 июня 2013 г.

Суточное изменение хлорофилла определяется чередованием низкой и высокой интенсивности света и колебанием температуры воды. На рисунке 2.41 показана суточная динамика концентрации хлорофилла и температуры воды на озере Красиловское.

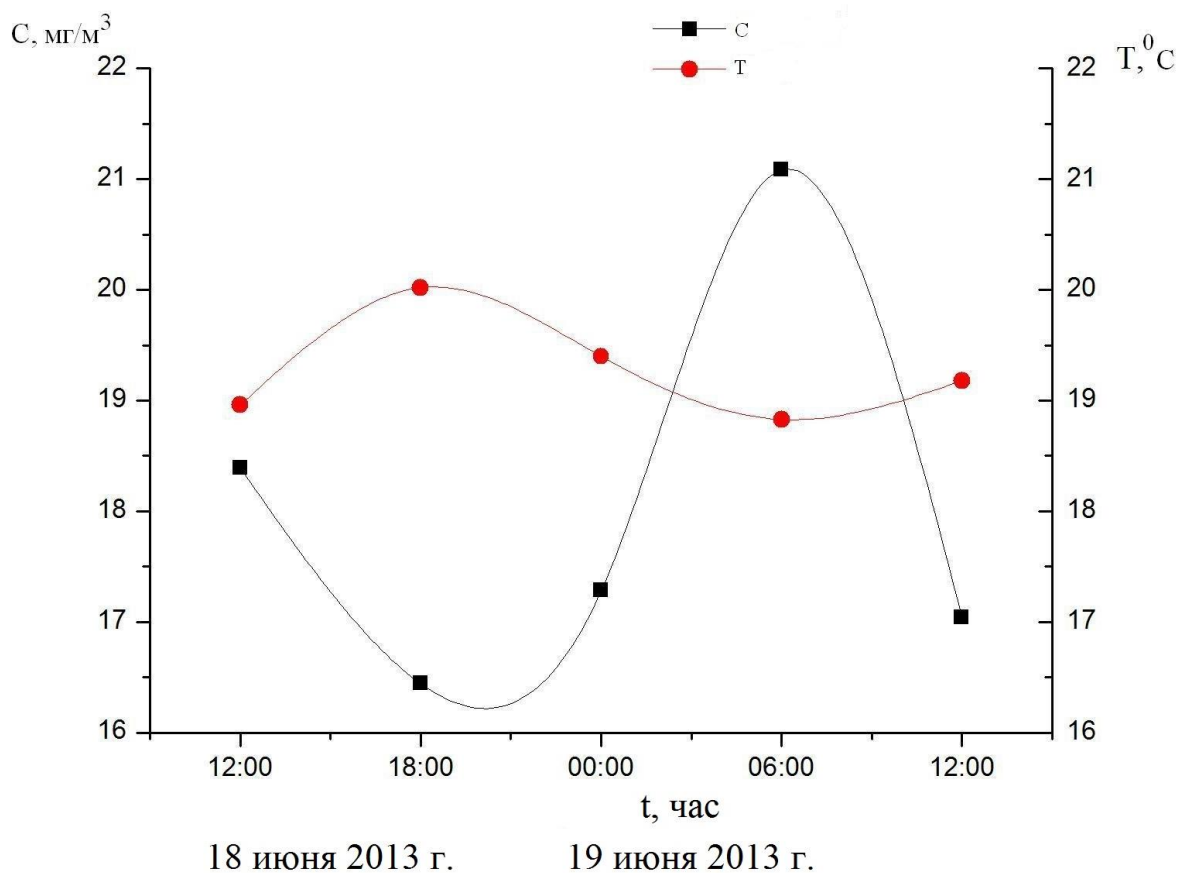


Рис. 2.41. Суточная динамика концентрации хлорофилла "а" и температуры воды в поверхностном слое оз. Красиловское 18–19 июня 2013 г.

Всякое изменение запасов тепла в озёрах происходит главным образом за счёт получения или отдачи тепла через поверхность воды. Согревание воды при этом получается не только вследствие проникновения солнечных лучей на некоторую глубину, но и в результате соприкосновения поверхности с более тёплой атмосферой. Потеря же тепла происходит, помимо излучения тепла в пространство, главным образом в ночные часы, также и вследствие соприкосновения поверхности водоёма с более охлаждённой атмосферой [135, 189].

Суточная динамика температуры воды во многом определяет суточные миграции гидробионтов (растений, животных и микроорганизмов, населяющих морские и пресноводные водоёмы) [19].

Дополнительно на разных глубинах озера проводились непрерывные измерения температуры воды, рН, растворенного в воде кислорода и электропроводности с помощью многопараметрического автоматического зонда YSI 6600 V2-4. Суточная динамика температуры воды на разных глубинах озера приведена на рисунке 2.42 (температурные данные любезно предоставлены А.В. Дьяченко).

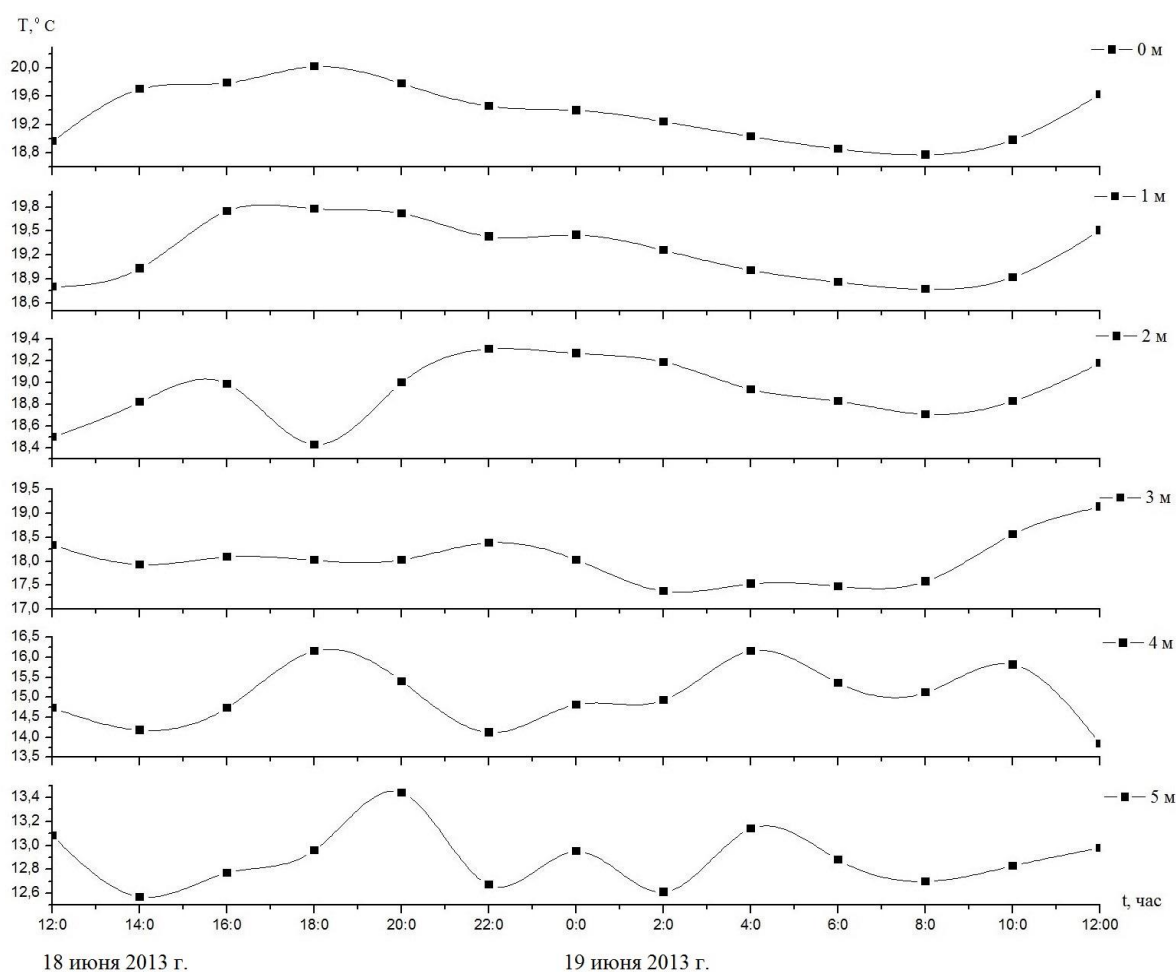


Рис. 2.42. Суточная динамика температуры воды на разных глубинах оз. Красиловское 18–19 июня 2013 г.

Неравномерное вертикальное распределение T в озере летом связано с прямой термической стратификацией, что характерно для водоёмов умеренных

широт. При этом максимальные значения в поверхностном слое отмечены в 18-00 часов 18 июня и в полдень 19 июня, минимальные – в 8-00 19 июня. В придонном слое наибольшие значения зафиксированы в полдень и вечером (20-00) 18 июня и в 4-00 19 июня. Это связано с миграцией планктонных организмов в течение дня, которые, в свою очередь, зависят от динамики температуры воды и освещённости, о чём уже говорилось выше, а также обусловлено перемешиванием водных масс в озере.

Исследования пространственного распределения показателя ослабления света в поверхностном слое воды озёр Красиловское и Бол. Островное

Известно, что оптические свойства природных вод (океанов, морей, озёр, водохранилищ и рек), в том числе, пространственное распределение и сезонная изменчивость показателя ослабления света ε тесно связаны с гидрологическим режимом самих водных объектов, метеорологическими условиями района исследования, а также величинами концентраций основных компонентов природной воды. Распределение значений ε в пространстве зависит от физико-химико-биологических и динамических процессов, интенсивность, изменчивость, периодичность и масштабы которых в пространстве водоёмов не одинаковы [114, 115].

Осенью 2014 года на озёрах Красиловское (2 октября) и Бол. Островное (7 октября) были проведены исследования по пространственному распределению спектрального показателя ослабления света и концентрации хлорофилла "а" в поверхностном слое двух водоёмов. На рисунках 2.43 и 2.44 указаны точки отбора проб воды на озёрах Красиловское (Т.1–Т.13) и Бол. Островное (Т.1–Т.5), соответственно. Для данного случая было обработано 18 проб воды и проведено 72 серии измерений спектральной прозрачности в диапазоне длин волн 400–800 нм до и после фильтрации проб озёрной воды через фильтры с диаметром пор 0,22 мкм.

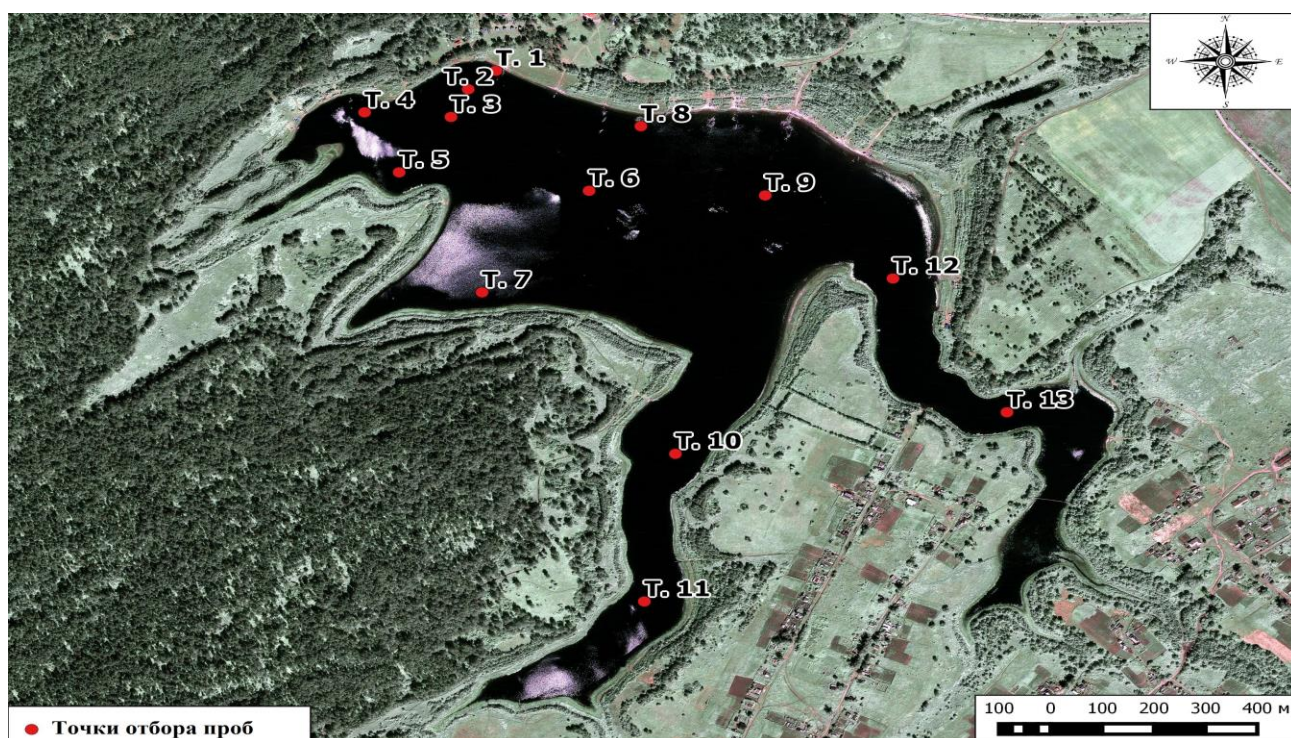


Рис. 2.43. Карта-схема оз. Красиловское с указанием точек отбора проб

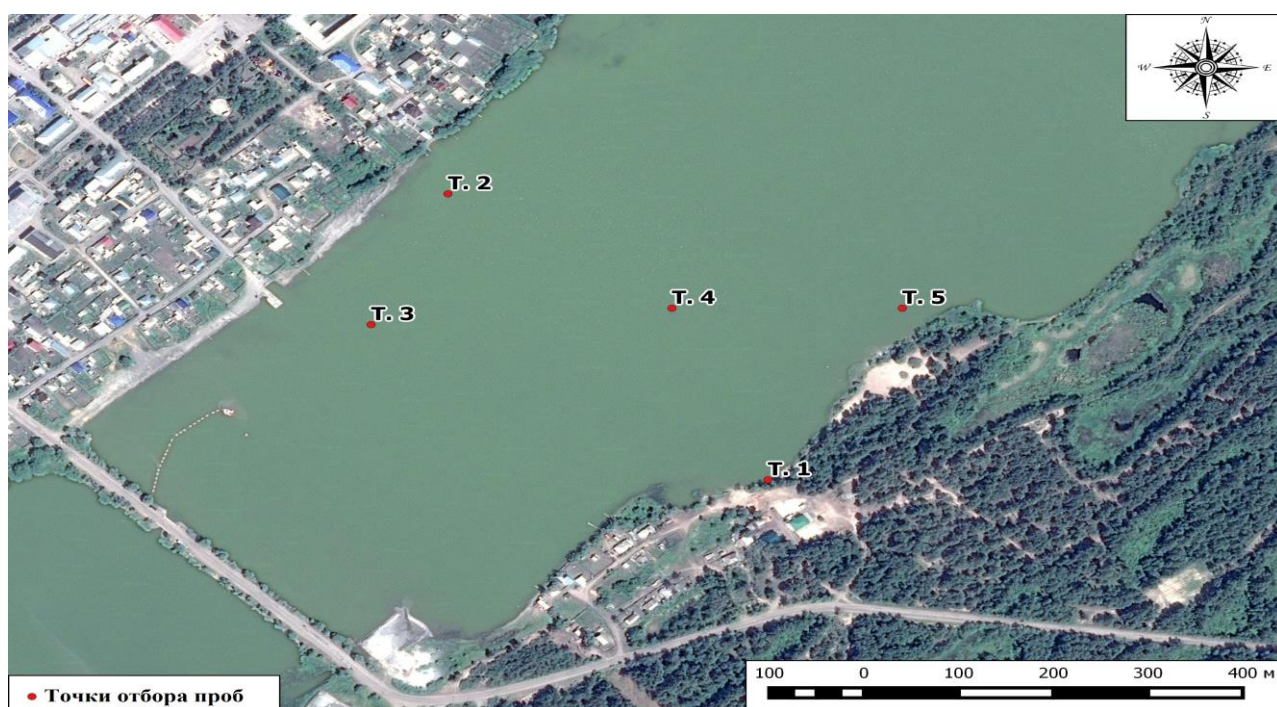


Рис. 2.44. Карта-схема оз. Бол. Островное с указанием точек отбора проб

На рисунках 2.45 и 2.46 приведены результаты измерений показателя ослабления света на трёх длинах волн – 430, 550 и 670 нм в различных точках отбора проб.

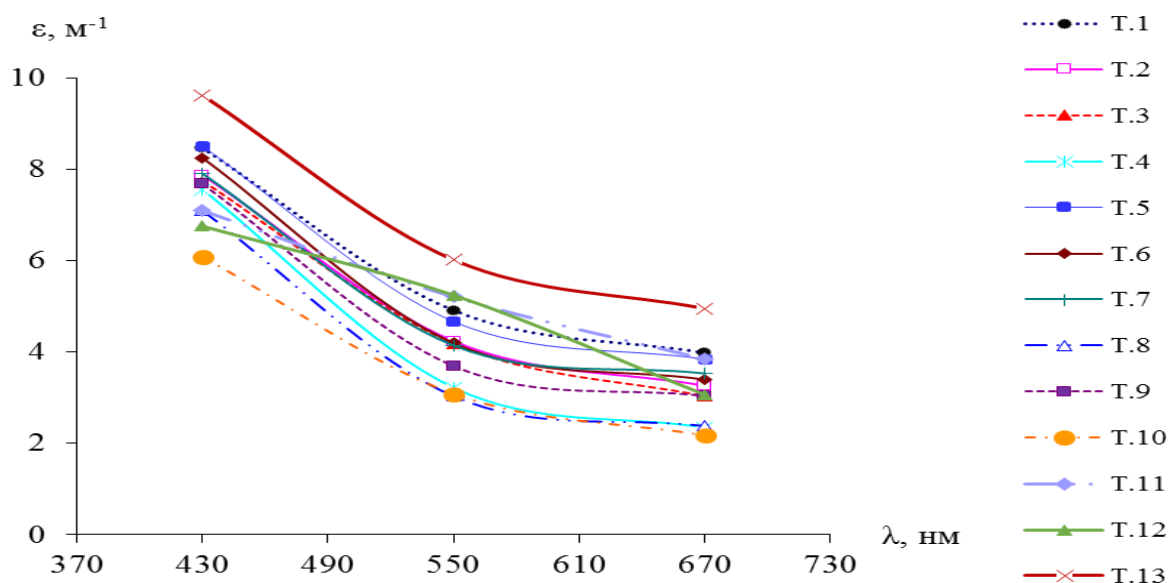


Рис. 2.45. Значения показателя ослабления света ε в зависимости от длины волны λ в различных точках в поверхностном слое оз. Красиловское

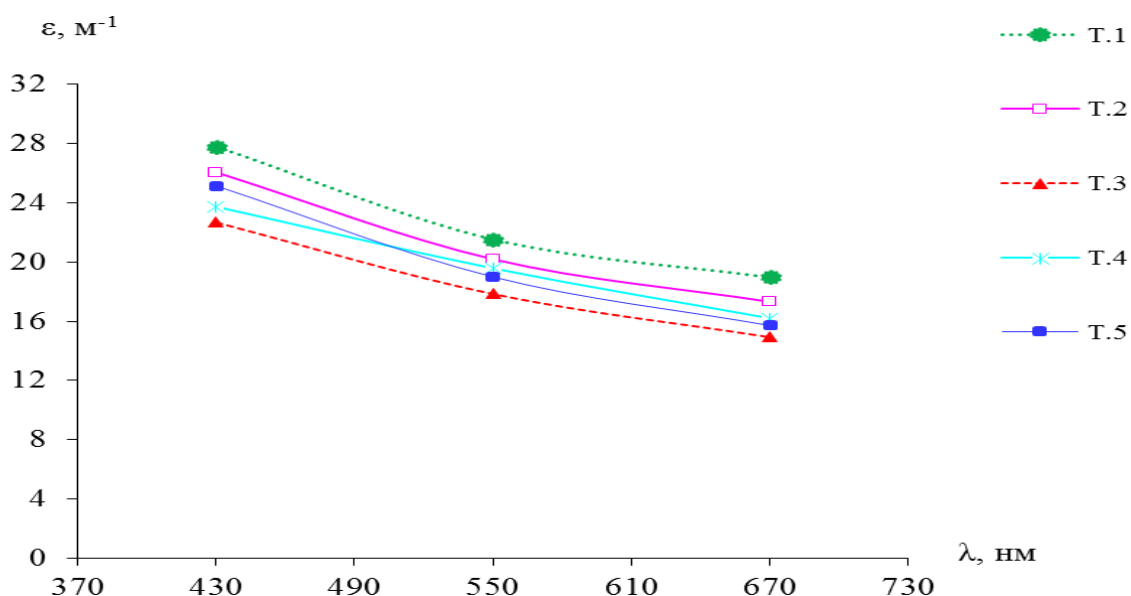


Рис. 2.46. Значения показателя ослабления света ε в зависимости от длины волны λ в различных точках в поверхностном слое оз. Бол. Островное

Из рисунков 2.45 и 2.46 видно, что наибольшие значения показателя ослабления света ε приходятся на длину волны $\lambda=430$ нм. Это связано с тем, что в видимой области спектра находятся два максимума поглощения природной водой [127, 206]: первый – это область спектра 400–450 нм, которая

соответствует полосе поглощения гуминовыми соединениями и второй – это максимум поглощения света хлорофиллом "а" в районе 430–440 нм.

На длине волны $\lambda=550$ нм значения ε больше, чем при $\lambda=670$ нм. Это можно объяснить повышенным содержанием органо-минеральной взвеси, которое подтверждается результатами наших расчётов по спектральному вкладу основных компонентов озёрной воды в общий показатель ослабления света, приведённых в таблице 3.8 (вклад взвеси в пределах от 56,6 до 94,6%).

В результате анализа пространственного распределения показателя ослабления света ε на длине волны $\lambda=430$ нм на оз. Красиловское было установлено, что значения ε варьировали в пределах от 6,1 до 9,6 м⁻¹. Величины ε мало отличались во всех точках водоёма, за исключением точки Т.13, где зафиксировано максимальное значение ε , равное 9,6 м⁻¹. Это можно объяснить тем, что точка Т.13 находится в непосредственной близости от села Красилов (на юго-востоке), где озеро используется для хозяйственно-бытовых и рекреационных целей местными жителями. Для двух других длин волн прослеживается аналогичная ситуация, т.е. наибольшие величины ε зарегистрированы в той же точке Т.13; при $\lambda=550$ нм значение ε составило 6,0 м⁻¹ (диапазон величин ε в остальных точках от 3,0 до 5,2 м⁻¹), а при $\lambda=670$ нм – 4,9 м⁻¹ (вариации значений ε в других точках отбора проб от 2,2 до 4,0 м⁻¹). При этом глубина в точке Т.13 составляет 155 см, при максимальной глубине озера 545 см, которая зарегистрирована в точках Т.3 и Т.6, в центральной наиболее широкой зоне водоёма.

В этих же тринадцати точках отбора проб, на всех, кроме точки Т.11, зарегистрированы значения концентрации хлорофилла "а" C_{chl} , превышающие 30,0 мг/м³. Максимальная величина $C_{chl}=38,0$ мг/м³ и соответствует точке Т.3, которая расположена в пелагиальной зоне широтной части водоёма. Озеро Красиловское по содержанию хлорофилла "а" может быть отнесено к объектам высокой степени экологического неблагополучия согласно критериям экологической оценки [87].

Прозрачность воды в озере, измеренная в точке Т.3 с помощью диска Секки 2 октября 2014 г., была 105 см, что свидетельствует о значительной толщине фотического слоя до 3 м.

Для наглядности в таблицах 2.9 и 2.10 приведены значения показателя ослабления света ε и концентрации хлорофилла "а" C_{chl} в поверхностном слое озёр Бол. Островное и Красиловское, соответственно, в различных точках отбора проб.

Таблица 2.9

Показатель ослабления ε и концентрация хлорофилла "а" C_{chl} в поверхностном слое оз. Бол. Островное (7 октября 2014 г.)

Номер точек	Координаты точек	Глубина в месте отбора проб, см	$\varepsilon, \text{м}^{-1}$	$C_{chl}, \text{мг/м}^3$
Т.1	52,7016° с.ш. 81,6402° в.д.	25	27,8 при $\lambda=430$ нм 21,5 при $\lambda=550$ нм 19,0 при $\lambda=670$ нм	51,1
Т.2	52,7051° с.ш. 81,6352° в.д.	150	26,1 при $\lambda=430$ нм 20,2 при $\lambda=550$ нм 17,3 при $\lambda=670$ нм	47,3
Т.3	52,7035° с.ш. 81,6340° в.д.	200	22,7 при $\lambda=430$ нм 17,8 при $\lambda=550$ нм 14,9 при $\lambda=670$ нм	43,6
Т.4	52,7037° с.ш. 81,6387° в.д.	200	23,7 при $\lambda=430$ нм 19,6 при $\lambda=550$ нм 16,2 при $\lambda=670$ нм	39,3
Т.5	52,7037° с.ш. 81,6423° в.д.	155	25,1 при $\lambda=430$ нм 19,0 при $\lambda=550$ нм 15,7 при $\lambda=670$ нм	46,8

На оз. Бол. Островное были зафиксированы наиболее высокие значения показателя ослабления света ε при $\lambda=430$ нм значения параметра изменялись в пределах от 22,7 до 27,8 м^{-1} , что примерно в два раза превышает подобные величины оз. Красиловское; при $\lambda=550$ нм – от 17,8 до 21,5 м^{-1} ; при $\lambda=670$ нм – от 14,9 до 19,0 м^{-1} .

Таблица 2.10

**Показатель ослабления ε и концентрация хлорофилла "а" C_{chl} в
поверхностном слое оз. Красиловское (2 октября 2014 г.)**

Номер точек	Координаты точек	Глубина в месте отбора проб, см	ε, M^{-1}	$C_{chl}, \text{мг/м}^3$
T.1	53,1887° с.ш. 84,3585° в.д.	95	8,5 при $\lambda=430$ нм 5,0 при $\lambda=550$ нм 4,0 при $\lambda=670$ нм	34,5
T.2	53,1883° с.ш. 84,3551° в.д.	485	7,9 при $\lambda=430$ нм 4,2 при $\lambda=550$ нм 3,3 при $\lambda=670$ нм	33,8
T.3	53,1877° с.ш. 84,3546° в.д.	545	7,7 при $\lambda=430$ нм 4,2 при $\lambda=550$ нм 3,0 при $\lambda=670$ нм	38,0
T.4	53,1878° с.ш. 84,3521° в.д.	55	7,5 при $\lambda=430$ нм 3,2 при $\lambda=550$ нм 2,3 при $\lambda=670$ нм	32,4
T.5	53,1865° с.ш. 84,3531° в.д.	275	8,5 при $\lambda=430$ нм 4,7 при $\lambda=550$ нм 3,8 при $\lambda=670$ нм	33,0
T.6	53,1861° с.ш. 84,3586° в.д.	545	8,3 при $\lambda=430$ нм 4,2 при $\lambda=550$ нм 3,4 при $\lambda=670$ нм	32,6
T.7	53,1839° с.ш. 84,3555° в.д.	190	7,9 при $\lambda=430$ нм 4,2 при $\lambda=550$ нм 3,5 при $\lambda=670$ нм	31,7
T.8	53,1875° с.ш. 84,3601° в.д.	75	7,1 при $\lambda=430$ нм 3,0 при $\lambda=550$ нм 2,4 при $\lambda=670$ нм	32,1
T.9	53,1860° с.ш. 84,3637° в.д.	390	7,7 при $\lambda=430$ нм 3,7 при $\lambda=550$ нм 3,0 при $\lambda=670$ нм	34,5
T.10	53,1804° с.ш. 84,3611° в.д.	135	6,1 при $\lambda=430$ нм 3,1 при $\lambda=550$ нм 2,2 при $\lambda=670$ нм	34,4
T.11	53,1772° с.ш. 84,3602° в.д.	35	7,1 при $\lambda=430$ нм 5,2 при $\lambda=550$ нм 3,8 при $\lambda=670$ нм	28,4
T.12	53,1842° с.ш. 84,3674° в.д.	240	6,7 при $\lambda=430$ нм 5,2 при $\lambda=550$ нм 3,1 при $\lambda=670$ нм	32,9
T.13	53,1813° с.ш. 84,3707° в.д.	155	9,6 при $\lambda=430$ нм 6,0 при $\lambda=550$ нм 4,9 при $\lambda=670$ нм	30,8

Более высокие значения ε озёрной воды, по сравнению с океанической и морской водами, свидетельствуют о том, что в воде пресноводных водоёмов содержится большое количество органо-минеральной взвеси и растворённого органического вещества. Это подтверждается расчётами автора по спектральному вкладу компонентов озёрной воды в показатель ослабления света. Все точки отбора проб на оз. Бол. Островное расположены на небольшой его части, отдалённой от основной водной массы насыпной дамбой. На северном берегу водоёма находится село Мамонтово, к нему ближе всего расположена точка Т.2, на которой зафиксирован максимальный вклад жёлтого вещества – 31,6% при $\lambda=430$ нм (см. таблицу 3.9). Относительная прозрачность по диску Секки на оз. Бол. Островное 7 октября 2014 г. составила 35–40 см.

На пяти точках водоёма зарегистрированы высокие концентрации хлорофилла "а". Почти на всех обследованных точках (кроме точки Т.4) значения C_{chl} превышают $40,0 \text{ мг/м}^3$, что позволяет отнести оз. Бол. Островное к классу объектов высокой степени экологического неблагополучия [87]. В точке Т.1 (литоральная зона водоёма) зафиксирована максимальная величина концентрации хлорофилла – $51,1 \text{ мг/м}^3$. Данные по содержанию C_{chl} на оз. Бол. Островное также значительно выше, чем на оз. Красиловское.

Анализ пространственного распределения показателя ослабления света в поверхностном слое воды двух озёр Алтайского края показал, что водоёмы отличаются не только гидробиологическими характеристиками, но также и оптическими. Следовательно, ослабление света озёрной водой может служить объективным маркером гидрофизических характеристик водоёмов для их экологического состояния.

В связи с тем, что ослабление света в большинстве озёр обусловлено, в основном, поглощением и рассеянием на взвешенных частицах биологического происхождения, в ходе исследований необходимо было также определить размер и концентрацию частиц взвеси. Результаты измерений распределения частиц по размерам в поверхностном слое озёр в период 2011–2014 гг.

представлены на рисунках 2.47–2.49. Аппроксимационные кривые построены в соответствии с формулой Юнге. Здесь $N(r)$ – относительное содержание частиц с размерами r , находящееся в интервале $[r \pm \Delta r]$.

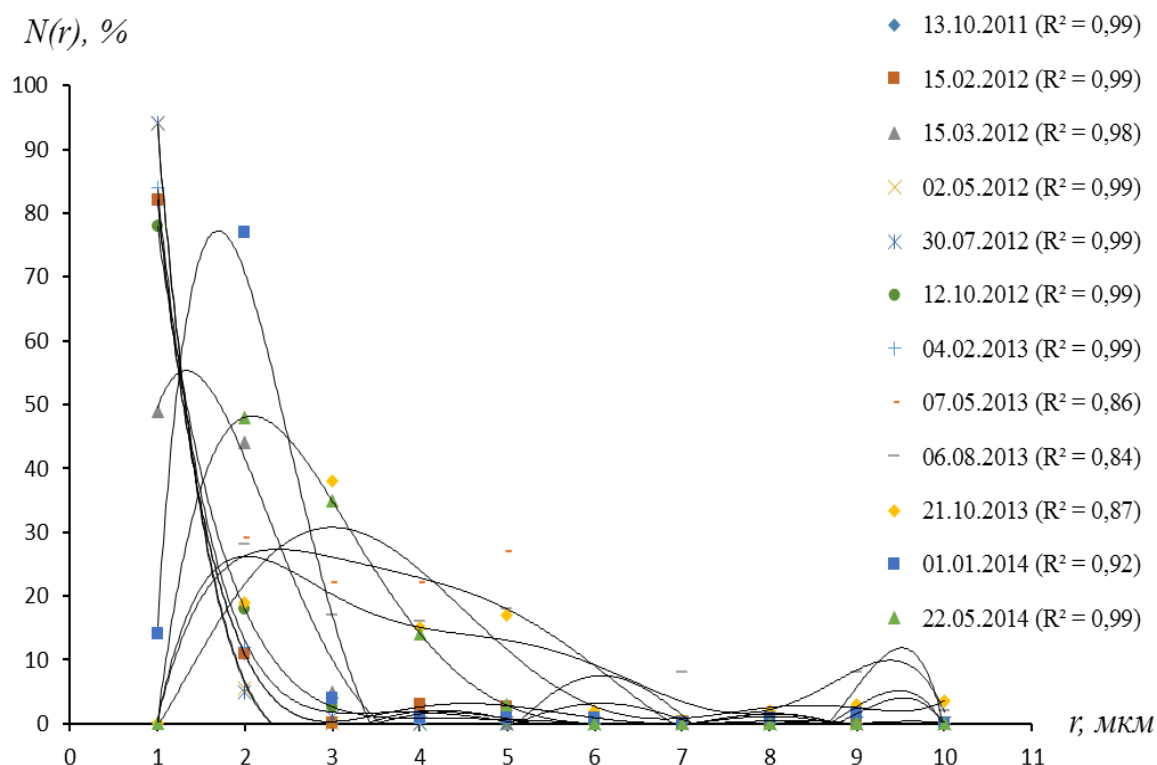


Рис. 2.47. Распределение частиц взвеси по радиусу в поверхностном слое оз. Лапа (данные за период 2011–2014 гг.)

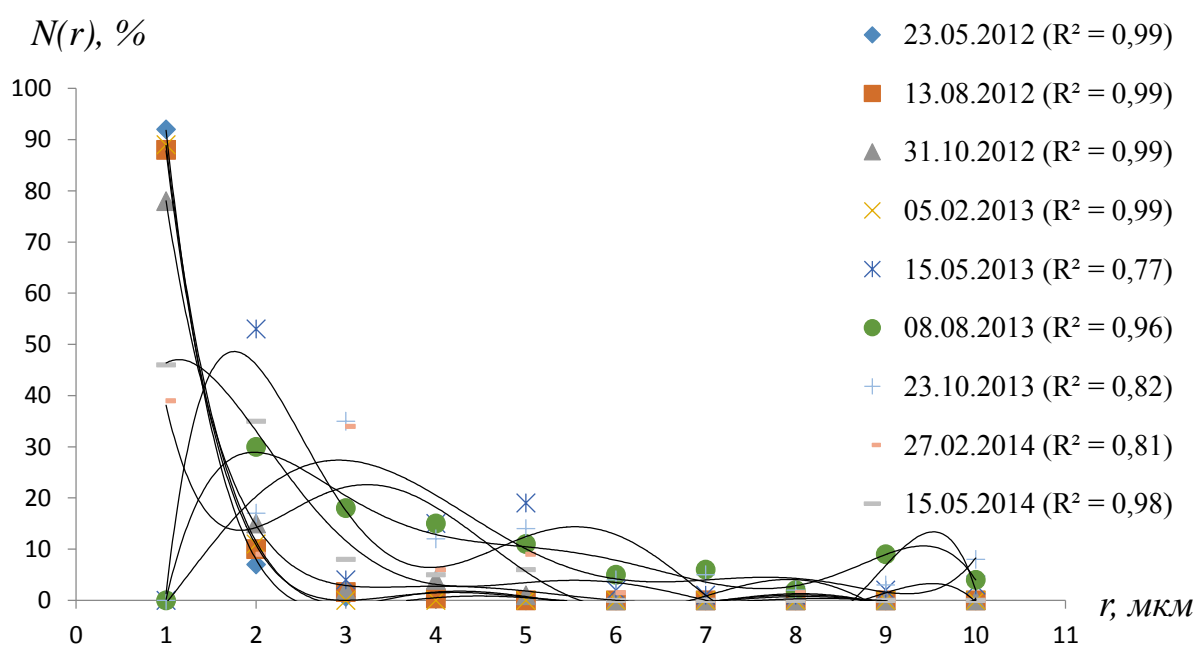


Рис. 2.48. Распределение частиц взвеси по радиусу в поверхностном слое оз. Красиловское (данные за период 2012–2014 гг.)

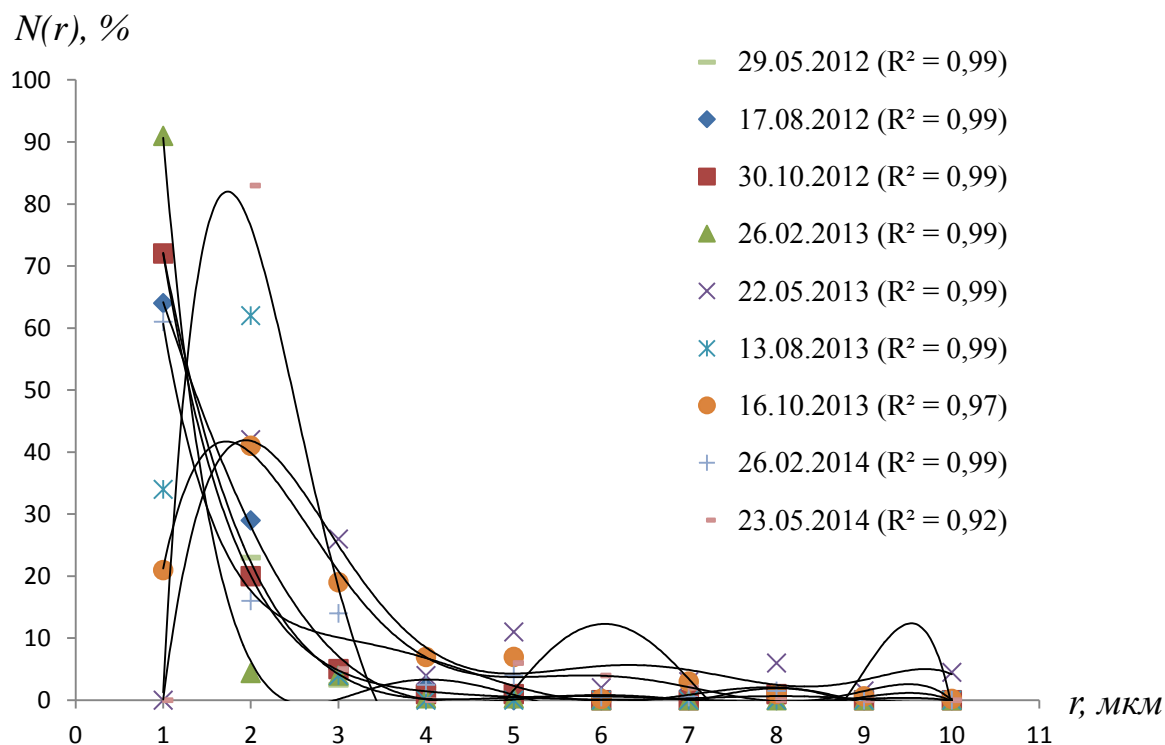


Рис. 2.49. Распределение частиц взвеси по радиусу в поверхностном слое оз. Бол. Островное (данные за период 2012–2014 гг.)

Для данного случая было обработано 150 микрофотографий по 30 пробам с общим количеством частиц 18666 штук, что обеспечивает хорошую статистику и свидетельствует о высокой достоверности полученных результатов. По данным сезонных измерений методом оптической микроскопии размеры частиц в пробах озёр находились преимущественно в пределах 1–10 мкм по радиусу. При этом значения среднеарифметического радиуса частиц и средней счётной концентрации приведены в таблице 2.11.

В результате получено, что среднее значение радиуса частиц в поверхностном слое оз. Лапа за исследуемый период составило 1,2 мкм, в озёрах Красиловское и Бол. Островное – 1,6 и 1,4 мкм, соответственно. Среднее значение счётной концентрации, измеренной с помощью камеры Нажотта, составило порядка $2,6 \cdot 10^6 \text{ см}^{-3}$ для оз. Лапа, $3,1 \cdot 10^6 \text{ см}^{-3}$ для оз. Красиловское и $4,0 \cdot 10^6 \text{ см}^{-3}$ для оз. Бол. Островное.

Таблица 2.11

Размер и концентрация взвешенных частиц в поверхностном слое озёр

Название озера	Метод оптической микроскопии		
	Средний радиус частиц, мкм	Счетная концентрация, см ⁻³	дата
Лапа	1,4	–	13.10.2011
	0,7	5,0·10 ⁶	15.02.2012
	1	1,3·10 ⁶	15.03.2012
	0,6	4,4·10 ⁶	02.05.2012
	0,8	1,1·10 ⁶	30.07.2012
	0,8	1,2·10 ⁶	12.10.2012
	0,8	1,1·10 ⁶	04.02.2013
	1,7	0,22·10 ⁶	07.05.2013
	2,2	0,76·10 ⁶	06.08.2013
	2,3	2,04·10 ⁶	21.10.2013
	0,9	9,7·10 ⁶	21.01.2014
1,5	2,1·10 ⁶	22.05.2014	
Красиловское	0,8	1,9·10 ⁶	23.05.2012
	0,8	3,0·10 ⁶	13.08.2012
	0,9	1,7·10 ⁶	31.10.2012
	0,8	0,7·10 ⁶	05.02.2013
	2,4	1,3·10 ⁶	15.05.2013
	2,5	1,0·10 ⁶	08.08.2013
	2,5	1,3·10 ⁶	23.10.2013
	1,3	8,3·10 ⁶	27.02.2014
1,6	9,5·10 ⁶	15.05.2014	
Бол. Островное	0,9	1,7·10 ⁶	29.05.2012
	0,7	2,2·10 ⁶	17.08.2012
	0,9	1,6·10 ⁶	30.10.2012
	1	5,2·10 ⁶	26.02.2013
	2,3	1,5·10 ⁶	22.05.2013
	3,6	5,0·10 ⁶	13.08.2013
	1,4	5,3·10 ⁶	16.10.2013
	1	9,0·10 ⁶	26.02.2014
	1,4	3,5·10 ⁶	23.05.2014

Примечание: «прочерк» – данные не определялись

ГЛАВА 3. РАЗРАБОТКА ТЕХНОЛОГИИ РАСЧЁТА СПЕКТРАЛЬНОГО ВКЛАДА КОМПОНЕНТОВ ОЗЁРНОЙ ВОДЫ В ПОКАЗАТЕЛЬ ОСЛАБЛЕНИЯ СВЕТА ДЛЯ ВОДОЁМОВ АЛТАЙСКОГО КРАЯ

3.1. Компоненты озёрной воды и их оптические свойства

Исследования основных оптических характеристик природных вод – показателей ослабления ε , поглощения k и рассеяния σ света необходимы при проведении комплексного экологического мониторинга. Представляет интерес получение дополнительной информации о параметрах состояния озёр на основе измерений первичных гидрооптических характеристик. Величина общего показателя ослабления света воды является суммой следующих компонентов: показателей поглощения и рассеяния света чистой водой и содержащимися в ней взвешенными и растворёнными веществами – хлорофиллом, растворёнными органическими (жёлтое вещество) и неорганическими соединениями, минеральной и органической взвесью [8, 55, 102, 103, 127, 206]. Для решения ряда задач, связанных с экологической оценкой состояния водоёмов, важно знать вклад каждого компонента озёрной воды в общий показатель ослабления света. Это позволяет с привлечением дополнительной информации определять величины концентрации данных компонентов. Однако основная сложность заключается в чрезвычайном разнообразии и пространственно-временной изменчивости конкретного компонента озёрной воды, определяющего спектральный вклад в общий показатель ослабления света.

Рассмотрим оптические характеристики компонентов озёрной воды.

3.1.1. Оптические характеристики чистой воды

Главным оптическим компонентом природной воды является её основа – чистая вода. Под *чистой водой* будем понимать химически чистое вещество, состоящее из атомов различных изотопических разновидностей водорода H и кислорода O без примеси каких-либо других веществ. Для очистки воды от

посторонних примесей обычно используется многократная дистилляция [127]. Решить должным образом проблему очистки удалось, по-видимому, А. Морелю [241, 243], который использовал перегонку трёхкратно дистиллированной воды непосредственно в измерительную кювету в вакууме без кипячения; другой использованный им способ очистки – повторная фильтрация через фильтр с размерами пор 0,22 мкм – дал несколько более высокие, хотя и близкие, результаты (различие в пределах 3–5%) [241].

В то же время необходимо отметить, что степень необходимой очистки в существенной мере зависит от исходной воды, поскольку в коротковолновой области спектра заметное влияние оказывает растворенное органическое вещество, а именно оно требует многократной перегонки при определенных условиях. Кроме того, значительное влияние на оптические характеристики воды оказывает присутствие любых частиц пыли и грязи, полностью исключить присутствие которых представляет труднейшую экспериментальную задачу. С этой стороны большую роль играет методика измерения, поскольку частицы даже в небольшом количестве сильно влияют на величину показателя ослабления света ε [8].

Измерения показателя ослабления чистой водой $\varepsilon_{чв}$ проводились многократно, и всё же в настоящее время нет однозначных данных о величинах $\varepsilon_{чв}$ для чистой воды в видимой области спектра. В результате критического анализа различных измерений $\varepsilon_{чв}$ приняты, как наиболее вероятные, значения, представленные в таблице 3.1 [246].

Показатели ослабления для чистой воды в земных условиях слабо меняются в зависимости от гидрофизических параметров (температуры, давления, вязкости и т.д.). Так, например, в основном они определяются изменениями температуры воды. По экспериментальным данным при изменении температуры от 0,5 до 26 °С изменения $\varepsilon_{чв}$ в видимой области спектра составляет не более 15% [102].

Таблица 3.1

Оптические свойства чистой воды (при $t = 20\text{ }^{\circ}\text{C}$)

λ , нм	$\kappa \cdot 10^3$, M^{-1}	$\sigma \cdot 10^3$, M^{-1}	$\varepsilon \cdot 10^3$, M^{-1}
400	6,6	4,8	11,4
430	5,0	3,6	8,6
440	6,3	3,2	9,5
550	56,5	1,3	57,8
560	61,9	1,2	63,1
570	69,5	1,1	70,6
580	89,6	1,1	90,7
640	310,8	0,72	311,5
660	410,9	0,6	410,6
670	434,4	0,6	435,0
680	495,0	0,56	465,6

В связи с тем, что в гидрооптике различные спектральные области видимого диапазона часто характеризуют соответствующим цветом, ниже приведены границы длин волн основных цветов: *фиолетовый* – 400–450 нм, *синий* – 450–480 нм, *голубой* – 480–500 нм, *зеленый* – 500–560 нм, *желтый* – 560–590 нм, *оранжевый* – 590–620 нм, *красный* – 620–780 нм [127].

Ультрафиолетовое поглощение чистой водой связано с электронными переходами, инфракрасное – с колебательными движениями молекул. А на показатель ослабления ε в области длин волн 300–400 нм весьма существенное влияние оказывает (помимо поглощения) также молекулярное рассеяние (имеющее спектральную зависимость $\sim \lambda^{-4,3}$). Молекулярное рассеяние света природной водой происходит вследствие местных флуктуаций плотности, температуры, ориентации молекул и концентрации растворённых веществ [138]. Поглощение чистой водой в видимой области обусловлено множеством колебательных обертонов молекул воды. В ультрафиолетовой и особенно в инфракрасной областях наблюдаются сильные полосы поглощения оптического излучения, в видимой области поглощение слабое [102].

В качестве эталонного образца для определения спектральной прозрачности воды с использованием спектрофотометрического метода автором была использована дистиллированная вода высокой очистки.

3.1.2. Оптические характеристики взвеси

Взвесь является наиболее активной оптической компонентой природной воды, влияющей на поглощение и, особенно, на рассеяние света. Взвесь, содержащаяся в озёрной воде, необычайно разнообразна по своему составу и происхождению – это терригенные частицы (продукты размыва горных пород суши), биогенные частицы (клетки водорослей фитопланктона, фрагменты тел и экскременты пресноводных организмов), вулканогенные частицы (обломочный материал вулканических извержений), хемогенные частицы (продукты химических реакций), космогенные частицы (космическая пыль) [206].

Оптические характеристики взвеси определяются количеством, размерами, материалом, формой и ориентацией частиц.

Определяющим геометрическим размером частицы является её средний диаметр d , принимаемый как диаметр шара, эквивалентного по объёму рассматриваемой частицы, который можно записать в виде

$$d = (6 V / 3,14)^{1/2}, \quad (3.1)$$

где V – объём частицы, d – диаметр равновеликого частице шара.

В таблице 3.2 приведена классификация частиц различных фракций по размерам [134].

Таблица 3.2

Классификация частиц по их размерам d (мм)

Подфракции	Фракции						
	Валуны	Галька	Гравий	Песок	Пыль	Ил	Глина
Крупные	больше 100	100-50	10-5	1.0-0.5	0.1-0.05	0.010-0.005	меньше 0.001
Средние		50-20	5-2	0.5-0.2	-	-	
Мелкие		20-10	2-1	0.2-0.1	0.05-0.01	0.005-0.001	

Характерной чертой в распределении частиц по размерам является увеличение их числовой концентрации с уменьшением размера. Выделяют два максимума по гранулометрическому спектру, которые имеют генетический смысл: первый – в пределах фракции 0,5–1 мкм (терригенный) и второй – 25–50 мкм (биоогенный). Распределение частиц по размерам может быть описано функцией обеспеченности (распределение типа Юнге) [215]

$$N = A_r^{-\gamma}, \quad (3.2)$$

где A_r – нормировочный множитель, N – число частиц размером больше r (мкм), γ – константа, которая по данным разных исследователей варьирует от 0,7 до 6 [55].

В пресноводных водоёмах концентрация частиц взвеси значительно изменяется как в различные сезоны их исследования, так и по акватории конкретного водоёма. Концентрация частиц в сильно чистых и в сильно мутных водах может отличаться на четыре порядка [8, 36].

Поглощение взвешенными частицами

Поглощающие свойства взвешенных частиц (минеральных и органических) существенно различны. Для минеральных частиц показатели поглощения невелики и ими, особенно в поверхностных водах, нередко пренебрегают. Это же относится и к мёртвым органическим частицам – детриту. Под термином «детрит» предлагается понимать единый комплекс, состоящий из частиц мёртвого органического вещества на разных стадиях трансформации, и ассоциированных с ним микроорганизмов. В таком понимании детрита его можно естественным путем подразделить на органический детрит и органо-минеральный детрит [130].

Иной характер в поглощении света наблюдается у живой органической взвеси – фитопланктона. Наблюдаются два главных максимума поглощения: синий – в районе 430–440 нм и красный – в районе 670–680 нм. Кроме двух главных максимумов в спектрах поглощения фитопланктона часто наблюдается еще ряд менее значительных максимумов. Особенности поглощения света

природной водой в крупных водоёмах, связанные с живым фитопланктоном, проявляются только в поверхностных слоях, где количества солнечной радиации достаточно для процесса фотосинтеза. В глубинных водах ниже эвфотической зоны, где взвесь представлена детритом и минеральными частицами, полосы поглощения не наблюдаются [102].

Рассеяние взвешенными частицами

Рассеяние света взвешенными в воде частицами является одним из важнейших оптических явлений, протекающих в водоёмах. Показатели рассеяния света зависят от оптических констант частиц взвеси, которые определяются природой их вещества, от размеров частиц и длины волны света. Минеральная взвесь в океанах и морях представляет смесь различных минералов, среди которых чаще всего встречаются каолинит, монтмориллонит, бейделлит, хлорид, гидрослюда, кальцит, кварц [20, 97, 250]. Для минеральных частиц в зависимости от состава образующих их минералов относительный показатель преломления n находится в пределах 1,15–1,20 [55]. Отмечаются и более широкие пределы вариации n от 1,13 до 1,25 [127]. Учитывая то обстоятельство, что в природных водах минеральная взвесь практически всегда существует только в виде органо-минеральных комплексов, реальный усредненный показатель преломления сдвигается в сторону меньших значений. Изменяется при этом и характер рассеяния света. Относительный показатель преломления органических частиц заключен в диапазоне 1,02–1,05 [127, 259].

В разделе 3.1.4 отдельно будут рассмотрены некоторые характеристики фитопланктона – компонента озёрной воды, вносящего существенный вклад в общее ослабление света.

3.1.3. Оптические характеристики растворённого органического вещества

В природной воде находятся в растворённом виде неорганические соли, органические соединения и газы. Для внутренних водоёмов содержание растворенных неорганических солей (минерализация) меняется в широких пределах – от нескольких десятков миллиграмм на килограмм до 350 г/кг.

Минерализация пресных вод по [47] составляет от 0 до 1 г/кг и значительно ниже, в морях и океанах. Это позволяет предположить, что растворённые неорганические соли не влияют на оптические характеристики пресных вод. Однако, если в водах присутствуют большие количества окрашенных соединений, которые имеют полосы поглощения света в видимой области спектра (соединения железа, марганца, меди, кобальта, ванадия), то это естественно необходимо учитывать при проведении оптических измерений [8, 138]. Все газы, имеющиеся в атмосфере, присутствуют в растворённом виде в природной воде. Их растворимость пропорциональна парциальному давлению газов в атмосфере [102].

Природные воды всегда в тех или иных количествах содержат растворённое органическое вещество (РОВ) в виде коллоидных и молекулярных соединений. Химический состав РОВ весьма сложен и полностью не изучен. Основными его компонентами являются углерод, кислород, водород и в меньших количествах – фосфор, сера, калий, азот, кальций и др. [123].

Органический углерод является наиболее надёжным показателем суммарного содержания органических веществ в природных водах, на него приходится в среднем около 50% массы органических веществ [39]. Состав и содержание органических веществ в природных водах определяется совокупностью многих различных по своей природе и скорости процессов: посмертных и прижизненных выделений гидробионтов; поступления с атмосферными осадками, с поверхностным стоком в результате взаимодействия атмосферных вод с почвами и растительным покровом на поверхности водосбора; поступления из других водных объектов – из болот, торфяников и др.; поступления с хозяйственно-бытовыми и промышленными сточными водами. Наименьшая концентрация углерода растворённых органических веществ в незагрязнённых природных водах составляет около 1 мг/дм³,

наибольшая обычно не превышает 10–20 мг/дм³, однако в болотных водах может достигать нескольких сотен миллиграммов на 1 дм³ [147].

Органические кислоты относятся к числу наиболее распространённых компонентов природных вод различного происхождения и нередко составляют значительную часть всего органического вещества в этих водах. Состав органических кислот и их концентрация определяются, с одной стороны, внутриводоёмными процессами, связанными с жизнедеятельностью водорослей, бактерий и животных организмов, с другой – поступлением этих веществ извне (возможно с поверхностным стоком, особенно в период половодья и паводков, с атмосферными осадками, промышленными и хозяйственно-бытовыми сточными водами и с водами, сбрасываемыми с орошаемых полей) [147].

Гуминовые и фульвокислоты, объединяемые под названием *гумусовые кислоты*, нередко составляют значительную долю органического вещества природных вод и представляют собой сложные смеси биохимически устойчивых высокомолекулярных соединений. Главным источником поступления гумусовых кислот в природные воды являются почвы и торфяники, из которых они вымываются дождевыми и болотными водами. Значительная часть гумусовых кислот вносится в водоёмы вместе с пылью и образуется непосредственно в водоёме в процессе трансформации "живого органического вещества". Гумусовые кислоты в поверхностных водах находятся в растворённом, взвешенном и коллоидном состояниях, соотношения между которыми определяются химическим составом вод, рН раствора, биологической ситуацией в водоёме и другими факторами [62, 147].

К флуоресцирующим органическим природным соединениям относятся белки и ароматические аминокислоты, нуклеиновые кислоты, фенолы и полифенольные соединения (лигнин, танин), гуминовые соединения и их компоненты, а также некоторые пигменты. Среди природных пигментов наибольшую роль при проведении комплексного экологического мониторинга

играет хлорофилл (полоса свечения хлорофилла "а" имеет максимум на 680 нм, бактериохлорофилла – на 780 нм), среди прочих поглощающих пигментов известны каротиноиды, флавоноиды, антоцианины, кумарины и другие. Природные пигменты, за исключением хлорофилла, не дают значимого вклада в сигнал флуоресценции природной воды. Некоторые органические соединения присутствуют в природной воде в виде РОВ, другие входят в состав взвешенного вещества или являются компонентами живых микроорганизмов [131, 132].

Поскольку растворённое органическое вещество природного происхождения из-за наличия гуминовых соединений хорошо поглощает ультрафиолетовый (УФ) свет и люминесцирует, его спектры с успехом используются при решении таких важных задач, как контроль природных водных экосистем и технологических водных сред. Типичный спектр флуоресценции РОВ при УФ возбуждении состоит из двух широких перекрывающихся полос: УФ полосы с максимумом в области 300–350 нм (флуоресценция белковых или фенольных соединений) и свечения в видимой области спектра с максимумом 400–450 нм (флуоресценция гуминовых соединений) [43, 224].

Гуминовые вещества, поглощающие свет в УФ и коротковолновой видимой области спектра, определяют спектральные свойства РОВ природной воды. Особый интерес с точки зрения оптики представляет та часть органики, которую Калле назвал жёлтым веществом (*Gelbstoff* по-немецки, *yellow substance* по-английски) [234]. К *жёлтому веществу* (ЖВ) относят все те растворённые в воде органические вещества (представлены преимущественно гумусовыми кислотами), которые сильно поглощают ультрафиолетовые и голубые лучи, в связи с чем вода приобретает жёлто-бурый цвет. Жёлтое вещество образуется двумя путями: непосредственно в самом водоёме – при распаде отмершего планктона, живых организмов и продуктов их жизнедеятельности и извне – путём смыва с водосбора гумусовых веществ [35].

Характер поглощения излучения жёлтым веществом обусловлен электронными спектрами поглощения органических молекул. Так же, как и для чистой воды, точный расчёт всех энергетических уровней, необходимый для вычисления показателя поглощения жёлтым веществом, в настоящее время невозможен. Поэтому принято характеризовать содержание ЖВ по его оптическому проявлению. Для этого используется величина показателя поглощения жёлтым веществом $k_{жв}$, которую находят как разность между избыточным поглощением природной воды и поглощением пигментами фитопланктона [206]. Таким образом, влияние жёлтого вещества на поглощение излучения в океанах и морях сказывается, главным образом, в коротковолновой области спектра, а в длинноволновой – менее значительно [102].

3.1.4. Фитопланктон

Экологическая группа – *фитопланктон*, которая объединяет микроскопические одноклеточные и колониальные водоросли, свободно парящие в воде и осуществляющие фотосинтез в поверхностном слое водоёма благодаря использованию солнечной энергии [151]. Основные компоненты фитопланктона – это диатомовые, эвгленовые, зелёные и сине-зелёные водоросли, цианобактерии, динофлагелляты, кокколитофорида и некоторые другие жгутиковые. Большая часть видов фитопланктона имеет плотность, превышающую плотность воды. Для уменьшения скорости опускания планктонные водоросли имеют специальные приспособления, препятствующие оседанию: мелкие размеры клеток, разного рода выросты – шипы, щетинки, перепонки, парашюты; форма тела, образование колоний, обильное выделение слизи, накопление в теле веществ, удельный вес которых меньше единицы (капли жира у диатомовых или некоторых зелёных водорослей, газовые вакуоли у цианобактерий) [139]. Размеры водорослей фитопланктона заметно варьируют и ранжируются от мелких (около 1 мкм в диаметре), даже более мелких, чем некоторые бактерии, до очень крупных, таких как огромные водоросли рода *Ethmodiscus*. Виды *Ethmodiscus rex* и *E.*

gazellae считаются самыми крупными одиночными клетками в фитопланктоне, их диаметр может достигать 1900 и 2000 мкм в диаметре. Клетки или колонии с диаметром 0,2–2 мкм относят к *пикопланктону*, 2–20 мкм – к *нанопланктону*, 20–200 мкм – к *микропланктону* и 0,2–2 мм – к *мезопланктону* [116, 117, 225, 251, 254, 257]. Размеры клеток фитопланктона важны с оптической точки зрения, поскольку клетки разных размеров имеют существенно различные спектральные и угловые характеристики светорассеяния [206]. Большинство водорослей фитопланктона представлены одиночными клетками или сравнительно небольшими колониями (рис. 3.1–3.3). Редко колониальные или ценобиальные формы имеют больше 32 или 64 клеток в колонии [139].

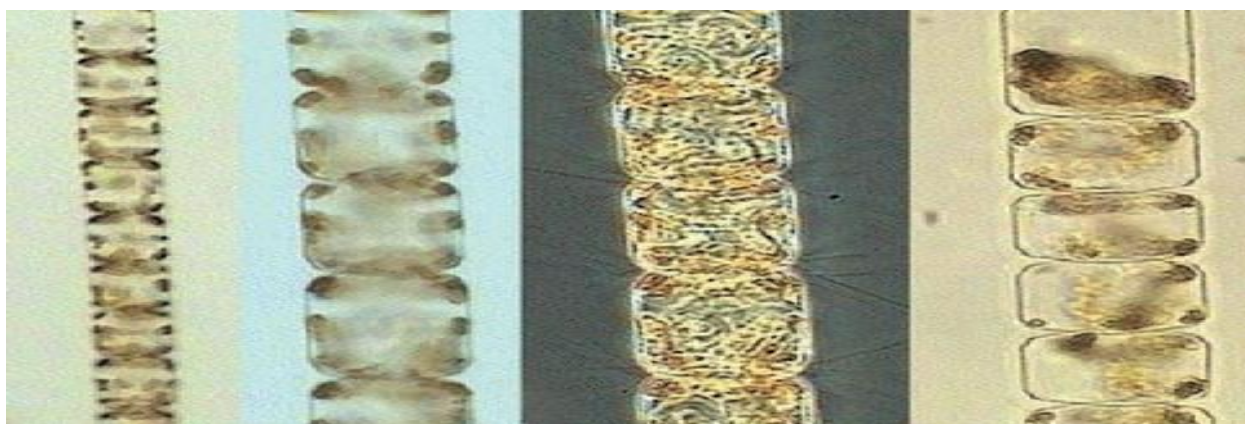


Рис. 3.1. *Lauderia annulata*. Клетки в цепочках. Диаметр клеток 20–75 мкм, высота – 26–96 мкм

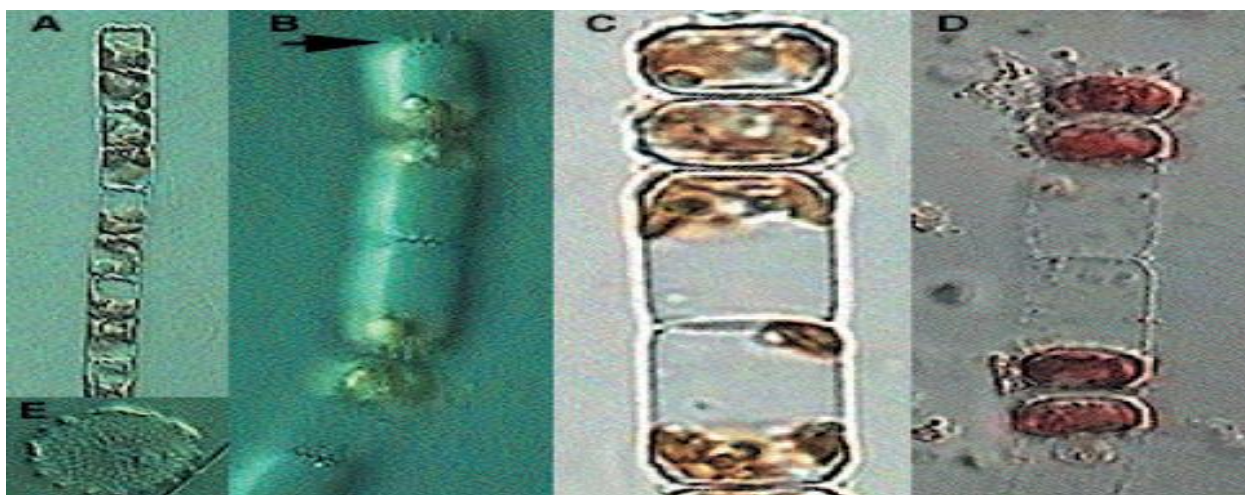


Рис. 3.2. *Detonula confervacea*. Клетки в цепочках. А – В – вегетативные клетки (стрелка – фултопортулы); С – вегетативные клетки и споры; D – споры; E – спора со стороны створки. А – С – живые клетки, D – клетка в растворе Люголя. Диаметр клеток 6–20 мкм, высота – 15–30 мкм



Рис. 3.3. *Chaetoceros curvisetus*. Цепочки клеток. Диаметр клеток 6–40 мкм

Водоросли фитопланктона в основном являются фотоавтотрофными организмами, хотя некоторые виды способны или даже предпочитают использовать для своей жизнедеятельности растворённые и взвешенные в воде органические вещества. Тем не менее, большинство организмов фитопланктона получают энергию путем фотосинтеза. Скорость роста разных видов микроводорослей существенно различается. Наиболее быстрорастущие клетки осуществляют несколько делений в сутки. Кроме типично планктонных водорослей (*эупланктон* или *голопланктон*), жизненные циклы которых проходят в толще воды, в планктоне встречаются временно планктонные виды (*меропланктон*), которые проводят часть жизненного цикла, покаясь в осадках, а также нередко встречаются случайные виды из других мест обитания (бентосные, обрастатели) – *псевдопланктон* (синоним: *тихопланктон*) [200].

Таким образом, в состав фитопланктона входят виды, различающиеся по размерам, обилию, скорости роста, трофическому статусу, приуроченности к биотопу и другим параметрам.

Основным пигментом, который присутствует в хлоропластах или аналогичных структурах у всех фотосинтезирующих организмов, является хлорофилл "а". Зелёные водоросли содержат также хлорофилл "b", а бурые, диатомовые водоросли и динофлагелляты – хлорофилл "c". В красных

водорослях дополнительно присутствует хлорофилл "d". Помимо хлорофиллов в хлоропластах всегда присутствуют каротиноиды, подразделяемые на каротины и ксантофиллы. Сине-зелёные и красные водоросли содержат два типа фикобилинов (фикоцианин и фикоэритрин) в различных соотношениях. Естественно, что от состава пигментов зависят и спектральные характеристики поглощения света фитопланктоном различного вида [8].

В отличие от непрерывного характера поглощения света жёлтым веществом, фитопланктон имеет локальные максимумы. Наблюдается два главных максимума поглощения – синий в районе 430–440 нм и красный в районе 670–680 нм. Наличие двух максимумов поглощения – характерная черта растительных пигментов. Добавим к этому, что красный максимум обязан своим происхождением хлорофиллу и его производным, тогда как в синей области спектра поглощают все пигменты и продукты их превращений [102, 206, 239].

Общая концентрация различных пигментов (хлорофиллы "a", "b", "c", феофитин и др.), содержащихся в фитопланктоне, тесно коррелирует с содержанием главного пигмента – хлорофилла "a". Вследствие этого концентрацию всех пигментов часто выражают через содержание хлорофилла "a". Абсолютное значение спектрального показателя поглощения хлорофиллом $\kappa_{хл}(\lambda)$ определяется следующим образом:

$$\kappa_{хл}(\lambda) = \kappa_{уд.хл}(\lambda) C_{хл}. \quad (3.3.)$$

Здесь $C_{хл}$ – концентрация хлорофилла "a", в мг/м³, $\kappa_{уд.хл}(\lambda)$ – удельный показатель поглощения хлорофиллом, в м²/мг, его значения приведены в работе [127] и представлены в таблице 3.3. Они мало отличаются для различных видов водорослей фитопланктона и носят универсальный характер.

Таблица 3.3

Удельное поглощение хлорофиллом $K_{уд.хл}(\lambda)$, м²/мг

λ , нм	$K_{уд.хл}$	λ , нм	$K_{уд.хл}$	λ , нм	$K_{уд.хл}$	λ , нм	$K_{уд.хл}$
400	0,0506	470	0,0598	560	0,0060	660	0,0138
410	0,0598	480	0,0575	580	0,0069	665	0,0230
420	0,0736	490	0,0437	625	0,0069	670	0,0414
430	0,0805	500	0,0253	630	0,0087	675	0,0246
440	0,0966	510	0,0172	645	0,0069	700	0,0041
450	0,0874	520	0,0115	650	0,0080		
460	0,0736	540	0,0071	655	0,0092		

Особенности поглощения света природной водой, связанные с живыми клетками водорослей фитопланктона, проявляются преимущественно в поверхностных слоях водоёмов, где достаточно количества солнечной радиации для процесса фотосинтеза. В глубинных водах ниже эвфотической зоны, где взвесь представлена детритом и минеральными частицами, в спектрах поглощения взвесью полос не наблюдается [102].

Данные о содержании фитопланктона в различных водных объектах свидетельствуют о значительной пространственно-временной изменчивости полей его распределения. В каждом конкретном водоёме характер поля концентрации фитопланктона определяется физико-химическими и биолого-ценоотическими условиями. Естественно, что изучение полей концентрации фитопланктона на больших акваториях водоёмов требует применения экспрессных контактных и дистанционных методов [8, 142, 260].

3.2. Результаты расчёта спектрального вклада основных компонентов озёрной воды в показатель ослабления света для озёр Лапа, Красиловское и Бол. Островное

Природные водоёмы представляют собой сложную физико-химико-биологическую систему, которая содержит в себе множество разнообразных компонентов – чистую воду, растворённые органические и неорганические соединения, органо-минеральную взвесь, от присутствия которых вода (океаническая, морская и озёрная) сильно рассеивает и поглощает свет [55, 103, 127, 206]. Известно, что суммарный спектральный показатель ослабления света $\varepsilon(\lambda)$ можно представить в виде

$$\varepsilon(\lambda) = \sigma(\lambda) + \kappa(\lambda). \quad (3.4)$$

Однако данных одновременных измерений спектральных показателей рассеяния $\sigma(\lambda)$ и поглощения $\kappa(\lambda)$ света в пробах озёрной воды крайне мало, в отличие от результатов исследований в океанах и морях. Поэтому знания о количественном вкладе этих составляющих в спектральное ослабление озёрной воды в видимой и ИК - области пока явно недостаточны.

Для целей комплексного экологического мониторинга озёр важным представляется определение в них различных веществ и их вклада в спектральный показатель ослабления света $\varepsilon(\lambda)$. Таким образом, измерив $\varepsilon(\lambda)$, можно с использованием спектральной физической модели ослабления света [111, 127], получить информацию о наличии содержащихся в воде веществах и их спектральном вкладе в этот интегральный показатель.

Физическая модель даёт возможность выявить механизм формирования рассеивающих и поглощающих свойств озёрной воды в оптическом диапазоне и оценить для реальных ситуаций различные характеристики этих свойств, для которых отсутствуют или недостаточно экспериментальных данных. Физическая модель ослабления света в океанической, морской, а в последнее время и в озёрной воде базируется на соответствующих физических моделях поглощения и рассеяния и рассмотрена в работах [127, 242].

В гидрооптике те задачи, когда по физическим характеристикам веществ определяют их оптические свойства, принято называть прямыми. Обратными задачами являются те, в соответствии с которыми по результатам измерений оптических характеристик среды определяются состав веществ или их спектральный вклад в $\varepsilon(\lambda)$. В данном случае применяется обратная задача, которая эффективно решается методом спектрального физического моделирования [127].

На основании этого, с учётом вклада основных компонентов озёрной воды, влияющих на спектральный показатель ослабления света $\varepsilon(\lambda)$, его можно будет записать следующим образом, используя спектральную физическую модель ослабления света, которая впервые предложена О.В. Копелевичем

$$\varepsilon(\lambda) = \kappa_{хл}(\lambda) + \kappa_{жв}(\lambda) + \sigma_{мол}(\lambda) + \sigma_{вз}(\lambda) + \kappa_{чв}(\lambda), \quad (3.5)$$

где $\kappa_{хл}(\lambda)$ и $\kappa_{жв}(\lambda)$ – показатели поглощения хлорофиллом и жёлтым веществом, $\sigma_{мол}(\lambda)$ – показатель молекулярного рассеяния чистой водой, $\sigma_{вз}(\lambda)$ – показатель рассеяния мелкой и крупной фракциями взвеси, $\kappa_{чв}(\lambda)$ – показатель поглощения чистой водой, λ – длина волны света.

В выражении 3.5 показатель поглощения хлорофиллом рассчитывался по формуле (3.3).

В формуле (3.5) показатель поглощения взвесью не учитывается, т.к. он значительно меньше, чем $\sigma_{вз}$. Как видно из последнего выражения спектральное ослабление света описывается с помощью трёхпараметрической модели. Так как $\sigma_{мол}(\lambda)$ и $\kappa_{чв}(\lambda)$ принимаются постоянными для различных природных вод (т.е. не зависящими от температуры воды), то изменчивость $\varepsilon(\lambda)$ определяется изменчивостью концентрации хлорофилла, жёлтого вещества и содержания взвеси, что проявляется по-разному от длины волны падающего света.

Как показано в работе [127], что для спектральной зависимости показателя рассеяния $\sigma_{вз}(\lambda)$ взвесь можно принять как единое целое без деления её на крупную и мелкую фракции, что учтено при записи формулы (3.5).

Для расчётов $\kappa_{чв}(\lambda)$ используются табличные данные [246], а для $\sigma_{мол}(\lambda)$ – взяты из работы [127].

Как известно, жёлтое вещество (ЖВ) является частью растворённого органического вещества (РОВ), к которому принято относить всю ту воду, которая проходит через фильтр с размерами пор 0,45–1 мкм [206]. Однако в последнее время выяснилось, что при фильтрах размером порядка 0,5 мкм примерно 40% того, что относится к РОВ, надо считать взвесью, таким образом, это приводит к завышению значения $\kappa_{жв}(\lambda)$. С учётом этого автор использовал фильтр с диаметром пор 0,22 мкм. Спектральный показатель поглощения жёлтым веществом $\kappa_{жв}(\lambda)$ определялся на спектрофотометре СФ-46 в диапазоне 400–800 нм с погрешностью измерения коэффициента пропускания 0,5%.

В отличие от ранее указанных работ, где параметр $\sigma_{вз}(\lambda)$ считался известным по данным спектральных измерений, а параметр $\kappa_{жв}(\lambda)$ определялся разностью между $\varepsilon(\lambda)$ и суммой остальных параметров, автором впервые предложен другой подход. Так как в данном эксперименте определялся параметр $\kappa_{жв}(\lambda)$, то спектральный показатель рассеяния взвесью $\sigma_{вз}(\lambda)$ можно найти из выражения (3.5) по формуле

$$\sigma_{вз}(\lambda) = \varepsilon(\lambda) - [\kappa_{хл}(\lambda) + \kappa_{жв}(\lambda) + \sigma_{мол}(\lambda) + \kappa_{чв}(\lambda)]. \quad (3.6)$$

В таблицах 3.4–3.7 приведены результаты расчётов спектрального вклада компонентов в процентах для поверхностного слоя (1–5 см) трёх разнотипных озёр Алтайского края в различные сезоны 2014 г. Здесь значения $\varepsilon(\lambda)$ и $\kappa_{жв}(\lambda)$ указаны при натуральном основании логарифма.

Используемые длины волн 430 и 670 нм характеризуются максимальным поглощением света хлорофиллом "а" в данном спектральном диапазоне, а длина волны 550 нм была выбрана по аналогии с изучением гидрооптических свойств океанической и морской вод, т.к. в этой области наблюдается их высокая прозрачность.

Таблица 3.4

**Спектральный вклад компонентов озёрной воды (%) в показатель ослабления света в
поверхностном слое озёр *зимой* 2014 г.**

Длина волны, нм [λ]	Поглощение			Рассеяние		Показатель ослабления света, м ⁻¹ [ε (λ)]
	Чистая вода [κ _{чв} (λ)]	Жёлтое вещество [κ _{жв} (λ)]	Хлорофилл [κ _{хл} (λ)]	Взвесь + молекулярное рассеяние [σ _{вз} (λ) + σ _{мол} (λ)]	Молекулярное рассеяние [σ _{мол} (λ)]	
Озеро Лапа (при C_{хл} = 0,6 мг/м³)						
430	0,1	36,5	0,9	62,4	0,1	4,8
Озеро Красиловское (при C_{хл} = 3,6 мг/м³)						
430	0,1	25,3	3,3	71,2	0,1	8,6
550	0,9	32,7	0,4	65,9	0,1	6,0
670	7,9	30,0	2,6	59,4	0,1	5,5
Озеро Бол. Островное (при C_{хл} = 16,3 мг/м³)						
430	0,1	35,3	10,2	54,3	0,1	12,6
550	0,6	27,5	1,2	70,6	0,1	8,8
670	5,8	27,7	8,8	57,6	0,1	7,4

Таблица 3.5

**Спектральный вклад компонентов озёрной воды (%) в показатель ослабления
света в поверхностном слое озёр *весной* 2014 г.**

Длина волны, нм [λ]	Поглощение			Рассеяние		Показатель ослабления света, м ⁻¹ [ε (λ)]
	Чистая вода [κ _{чв} (λ)]	Жёлтое вещество [κ _{жв} (λ)]	Хлорофилл [κ _{хл} (λ)]	Взвесь + молекулярное рассеяние [σ _{вз} (λ) + σ _{мол} (λ)]	Молекулярное рассеяние [σ _{мол} (λ)]	
Озеро Лапа (при C_{хл} = 5,9 мг/м³)						
430	0,1	59	12,8	28,0	0,1	3,7
550	2,0	27,0	1,3	69,6	0,1	3,0
670	16,0	18,8	8,7	56,4	0,1	2,7
Озеро Красиловское (при C_{хл} = 31,2 мг/м³)						
430	0,1	32,6	17,4	49,8	0,1	14,3
550	0,5	26,4	2,0	71,0	0,1	10,4
670	5,0	24,6	14,5	55,8	0,1	8,6
Озеро Бол. Островное (при C_{хл} = 35,2 мг/м³)						
430	0,1	11,5	9,0	79,3	0,1	31,0
550	0,2	6,7	1,0	92,0	0,1	23,3
670	2,3	6,1	7,6	83,9	0,1	18,4

Таблица 3.6

Спектральный вклад компонентов озёрной воды (%) в показатель ослабления света в поверхностном слое озёр *летом* 2014 г.

Длина волны, нм [λ]	Поглощение			Рассеяние		Показатель ослабления света, м ⁻¹ [ε (λ)]
	Чистая вода [κ _{чв} (λ)]	Жёлтое вещество [κ _{жв} (λ)]	Хлорофилл [κ _{хл} (λ)]	Взвесь + молекулярное рассеяние [σ _{вз} (λ) + σ _{мол} (λ)]	Молекулярное рассеяние [σ _{мол} (λ)]	
Озеро Лапа (при C_{хл} = 17,9 мг/м³)						
430	0,1	42,7	16,1	41,0	0,1	9,9
550	1,0	30,0	2,0	66,0	0,1	6,0
670	10,0	35,5	16,4	38,0	0,1	4,3
Озеро Красиловское (при C_{хл} = 31,5 мг/м³)						
430	0,1	30,7	35,1	34,0	0,1	7,2
550	1,0	29,0	4,9	65,0	0,1	4,2
670	11,4	24,5	34,0	30,0	0,1	3,7
Озеро Бол. Островное (при C_{хл} = 49,8 мг/м³)						
430	0,1	12,4	15,1	72,3	0,1	26,2
550	0,3	7,6	1,6	90,4	0,1	20,0
670	2,7	5,8	12,3	79,1	0,1	16,2

Таблица 3.7

Спектральный вклад компонентов озёрной воды (%) в показатель ослабления света в поверхностном слое озёр *осенью* 2014 г.

Длина волны, нм [λ]	Поглощение			Рассеяние		Показатель ослабления света, м ⁻¹ [ε (λ)]
	Чистая вода [κ _{чв} (λ)]	Жёлтое вещество [κ _{жв} (λ)]	Хлорофилл [κ _{хл} (λ)]	Взвесь + молекулярное рассеяние [σ _{вз} (λ) + σ _{мол} (λ)]	Молекулярное рассеяние [σ _{мол} (λ)]	
Озеро Лапа (при C_{хл} = 13,5 мг/м³)						
430	0,1	59,5	15,3	25,0	0,1	7,1
550	1,0	45,6	2,0	51,3	0,1	4,2
670	12,2	51,2	15,2	21,3	0,1	3,5
Озеро Красиловское (при C_{хл} = 36,2 мг/м³)						
430	0,1	45,0	43,3	11,5	0,1	6,7
550	1,5	35,6	6,1	56,7	0,1	3,8
670	13,0	43,0	15,3	28,6	0,1	3,1
Озеро Бол. Островное (при C_{хл} = 40,7 мг/м³)						
430	0,1	19,5	14,0	66,3	0,1	23,2
550	0,3	20,9	1,4	77,3	0,1	18,4
670	2,7	17,6	10,2	69,4	0,1	16,0

Таким образом, на основании результатов проведённых исследований, представленных в таблицах 3.4–3.7, можно сделать следующие выводы.

1. Во всех озёрах основной, максимальный вклад в показатель ослабления света озёрной водой вносит *взвесь*. Наибольший вклад взвеси в общее ослабление при $\lambda=430$ нм зимой приходится на оз. Красиловское, где он составляет более 70%, а весной и летом – на оз. Бол. Островное: 79,3% и 72,3%, соответственно. При $\lambda=550$ нм вклад взвеси летом на оз. Бол. Островное достигает 90,4%, весной – 92%, а по сравнению с оз. Лапа в эти же сезоны – 69,6% (весной), 66% (летом). При $\lambda=670$ нм максимальные значения вклада взвеси в весенне-летний период приходятся на оз. Бол. Островное – 83,9% и 79,1%, соответственно.

2. *Жёлтое вещество* даёт максимальный вклад в показатель ослабления света (при $\lambda=430$ нм) зимой на озёрах Лапа, Бол. Островное и составляет 36,5% и 35,3%, соответственно. Весной и осенью вклад ЖВ на оз. Лапа возрастает до 59%, но для оз. Бол. Островное понижается до 11,5% и 19,5%, соответственно. При $\lambda=550$ нм вклад жёлтого вещества на оз. Красиловское наблюдался в пределах от 29% до 35,6% за исследуемый период, на оз. Лапа – 27% (весной), 30,9% (летом) и 45,6% (осенью). Но для оз. Бол. Островное произошло резкое снижение значений, а именно с зимы (27,7%) к весенне-летнему периоду (6,7% и 7,6%, соответственно), но с заметным повышением к осени – 20,9%. При $\lambda=670$ нм максимальные значения вклада ЖВ во все сезоны года зафиксированы на оз. Красиловское (от 24,5% до 43%).

3. *Чистая вода* вносит несущественный вклад в ослабление света (при $\lambda=430$ нм) во всех водах и составляет не более 0,1%, но резко увеличивается в длинноволновой области (16% для оз. Лапа; 13% для оз. Красиловское и 5,8% для оз. Бол. Островное при $\lambda=670$ нм).

4. Вклад *хлорофилла* в ослабление света при $\lambda=430$ нм максимален зимой только для озера Бол. Островное (10,2%) и почти на порядок выше, чем на оз. Лапа (0,9%), а весной для оз. Красиловское – 17,4%. Летом происходит

значительное увеличение вклада хлорофилла для всех озёр на всех длинах волн. Наибольшее значение осенью зафиксировано для оз. Красиловское – 43,3%, по сравнению с озёрами Лапа и Бол. Островное – 15,3% и 14,0%, соответственно.

5. Молекулярное рассеяние света чистой водой не вносит ощутимый вклад и составляет 0,1%.

Исследования оптических свойств поверхностного слоя озёр показали, что наибольшие значения показателя ослабления света наблюдаются в гиперэвтрофном озере Бол. Островное по сравнению с двумя другими озёрами. Это обусловлено, прежде всего, высоким содержанием взвеси и жёлтого вещества, а также колебаниями температуры воды и, как следствие, изменением концентрации хлорофилла в фитопланктоне озёр.

На озёрах Красиловское (2 октября 2014 г.) и Бол. Островное (7 октября 2014 г.) были проведены исследования по пространственному распределению спектрального показателя ослабления света и концентрации хлорофилла "а" в поверхностном слое двух водоёмов, которые подробно были рассмотрены в разделе 2.3.2. Результаты расчётов спектрального вклада компонентов (в процентах) в поверхностном слое двух озёр представлены в таблицах 3.8 и 3.9.

В результате на оз. Красиловское максимальный вклад *взвеси* в общее ослабление озёрной водой при $\lambda=430$ нм приходится на точку Т.6, где он составляет более 61% (в остальных точках вклад *взвеси* находился в пределах от 30,7 до 59,8%). При $\lambda=550$ нм вклад *взвеси* увеличивается до 94,6%, при $\lambda=670$ нм – уменьшается и составляет от 7,8 до 66%.

На оз. Бол. Островное вклад *взвеси* составил от 53,7 до 73,0% при $\lambda=430$ нм. Увеличение вклада *взвеси* до 91,0% (точка Т.3) происходит при $\lambda=550$ нм, как и на оз. Красиловское, с последующим уменьшением до 71,5% при $\lambda=670$ нм.

Таблица 3.8

**Спектральный вклад компонентов озёрной воды (%) в показатель
ослабления света в поверхностном слое оз. Красиловское 2 октября 2014 г.**

Длина волны, нм [λ]	Поглощение			Рассеяние		Показатель ослабления света, m^{-1} [$\epsilon(\lambda)$]
	Чистая вода [$K_{чв}(\lambda)$]	Жёлтое вещество [$K_{жв}(\lambda)$]	Хлорофилл [$K_{хл}(\lambda)$]	Взвесь + молекулярное рассеяние [$\sigma_{вз}(\lambda) + \sigma_{мол}(\lambda)$]	Молекулярное рассеяние [$\sigma_{мол}(\lambda)$]	
Т.1 (при $C_{хл} = 34,5$ мг/м³)						
430	0,1	11,5	32,6	55,7	0,1	8,5
550	1,1	2,1	4,5	92,2	0,1	5,0
670	10,9	0,2	34,7	54,1	0,1	4,0
Т.2 (при $C_{хл} = 33,8$ мг/м³)						
430	0,1	21,6	34,0	44,2	0,1	7,9
550	1,3	10,3	5,1	83,2	0,1	4,2
670	13,3	0,6	41,4	44,7	0,1	3,3
Т.3 (при $C_{хл} = 38,0$ мг/м³)						
430	0,1	12,0	39,3	48,5	0,1	7,7
550	1,3	4,7	5,8	88,1	0,1	4,2
670	14,3	2,3	49,8	33,5	0,1	3,0
Т.4 (при $C_{хл} = 32,4$ мг/м³)						
430	0,1	17,9	34,3	47,6	0,1	7,5
550	1,7	15,1	6,4	76,7	0,1	3,2
670	18,5	14,0	55,1	12,3	0,1	2,3
Т.5 (при $C_{хл} = 33,0$ мг/м³)						
430	0,1	18,0	31,1	50,7	0,1	8,5
550	1,2	15,0	4,5	79,2	0,1	4,7
670	11,3	11,9	34,3	42,4	0,1	3,8
Т.6 (при $C_{хл} = 32,6$ мг/м³)						
430	0,1	6,6	31,6	61,6	0,1	8,3
550	1,3	7,8	5,1	85,7	0,1	4,2
670	12,7	5,8	38,4	43,0	0,1	3,4
Т.7 (при $C_{хл} = 31,7$ мг/м³)						
430	0,1	21,1	32,0	46,7	0,1	7,9
550	1,3	17,1	5,0	76,5	0,1	4,2
670	12,3	9,3	35,8	42,5	0,1	3,5

Продолжение таблицы 3.8

Т.8 (при $C_{\text{хл}} = 32,1 \text{ мг/м}^3$)						
430	0,1	5,6	36,1	58,1	0,1	7,1
550	1,8	4,2	6,8	87,1	0,1	3,0
670	18,1	1,2	53,6	27,0	0,1	2,4
Т.9 (при $C_{\text{хл}} = 34,5 \text{ мг/м}^3$)						
430	0,1	33,2	35,9	30,7	0,1	7,7
550	1,5	35,8	6,0	56,6	0,1	3,7
670	14,3	31,1	45,3	9,2	0,1	3,0
Т.10 (при $C_{\text{хл}} = 34,4 \text{ мг/м}^3$)						
430	0,1	20,1	45,2	34,5	0,1	6,1
550	1,8	13,3	7,2	77,6	0,1	3,1
670	16,3	12,4	63,4	7,8	0,1	2,2
Т.11 (при $C_{\text{хл}} = 28,4 \text{ мг/м}^3$)						
430	0,1	18,5	32,1	49,2	0,1	7,1
550	1,0	13,8	4,0	81,1	0,1	5,2
670	11,2	0,5	29,5	58,7	0,1	3,8
Т.12 (при $C_{\text{хл}} = 32,9 \text{ мг/м}^3$)						
430	0,1	4,8	39,0	56,0	0,1	6,7
550	1,0	3,4	4,1	91,4	0,1	5,2
670	14,1	2,3	42,8	40,7	0,1	3,1
Т.13 (при $C_{\text{хл}} = 30,8 \text{ мг/м}^3$)						
430	0,1	14,4	25,6	59,8	0,1	9,6
550	1,0	1,1	3,2	94,6	0,1	6,0
670	8,7	0,4	24,8	66,0	0,1	4,9

На оз. Красиловское *жёлтое вещество* (ЖВ) дает максимальный вклад в показатель ослабления света при $\lambda=430 \text{ нм}$ в точке Т.9 и составляет 33,2%. В остальных точках вклад ЖВ находился в диапазоне 4,8–21,6%. При $\lambda=550 \text{ нм}$ вклад жёлтого вещества на оз. Красиловское наблюдался в пределах от 1,1 до 35,8%. При $\lambda=670 \text{ нм}$ максимальные значения вклада ЖВ зафиксированы в пределах от 0,2 до 31,1%.

На оз. Бол. Островное в точке Т.2 зафиксирован максимальный вклад ЖВ при $\lambda=430 \text{ нм}$ – 31,6% (в остальных точках вклад ЖВ находился в пределах от 11,4 до 15,8%). При $\lambda=550 \text{ нм}$ вклад жёлтого вещества наблюдался в пределах

от 7,3 до 17,3%. При $\lambda=670$ нм максимальные значения вклада ЖВ зарегистрирован в пределах 6,9–14,4%.

Таблица 3.9

Спектральный вклад компонентов озёрной воды (%) в показатель ослабления света в поверхностном слое оз. Бол.Островное 7 октября 2014 г.

Длина волны, нм [λ]	Поглощение			Рассеяние		Показатель ослабления света, m^{-1} [$\varepsilon(\lambda)$]
	Чистая вода [$K_{чв}(\lambda)$]	Жёлтое вещество [$K_{жв}(\lambda)$]	Хлорофилл [$K_{хл}(\lambda)$]	Взвесь + молекулярное рассеяние [$\sigma_{вз}(\lambda) + \sigma_{мол}(\lambda)$]	Молекулярное рассеяние [$\sigma_{мол}(\lambda)$]	
Т.1 (при $C_{хл} = 51,1$ мг/м³)						
430	0,1	15,0	14,7	70,1	0,1	27,8
550	0,2	12,1	1,5	86,1	0,1	21,5
670	2,2	10,0	10,7	77,0	0,1	19,0
Т.2 (при $C_{хл} = 47,3$ мг/м³)						
430	0,1	31,6	14,5	53,7	0,1	26,1
550	0,3	17,3	1,3	81,0	0,1	20,2
670	2,6	14,4	10,3	72,6	0,1	17,3
Т.3 (при $C_{хл} = 43,6$ мг/м³)						
430	0,1	11,4	15,4	73,0	0,1	22,7
550	0,3	7,3	1,3	91,0	0,1	17,8
670	2,9	6,9	11,7	78,4	0,1	14,9
Т.4 (при $C_{хл} = 39,3$ мг/м³)						
430	0,1	15,8	13,1	70,9	0,1	23,7
550	0,2	10,2	1,3	88,2	0,1	19,6
670	2,6	9,5	9,6	78,2	0,1	16,2
Т.5 (при $C_{хл} = 46,8$ мг/м³)						
430	0,1	12,9	14,8	72,1	0,1	25,1
550	0,2	15,5	1,6	82,6	0,1	19,0
670	2,7	13,8	11,9	71,5	0,1	15,7

Чистая вода (ЧВ) вносит несущественный вклад в ослабление света при $\lambda=430$ и 550 нм во всех точках двух водоёмов. Изменение в пределах 0,1–1,8% для оз. Красиловское и для оз. Бол. Островное – от 0,1 до 0,3%; увеличение вклада ЧВ при $\lambda=670$ нм для оз. Красиловское достигает до 18,5% и для оз. Бол. Островное – до 2,9%.

Вклад *хлорофилла* в ослабление света при $\lambda=430$ нм на оз. Красиловское максимален только для точки Т.10 (45,2%), а в остальных точках отбора проб диапазон значений составил от 25,6 до 39,3%. Значительное уменьшение вклада *хлорофилла* происходит на длине волны $\lambda=550$ нм во всех точках водоёма (всего лишь от 3,2 до 7,2%). При $\lambda=670$ нм вклад *хлорофилла* во всех точках увеличивается и варьирует от 12,3 до 63,4%.

На оз. Бол. Островное наблюдается аналогичная ситуация, т.е. максимальный вклад при $\lambda=430$ нм (от 14,5 до 15,4%) с уменьшением значений при $\lambda=550$ нм (от 1,3 до 1,6%) и повышением при $\lambda=670$ нм (от 9,6 до 11,9%).

Молекулярное рассеяние света чистой водой не вносит ощутимый вклад и составляет 0,1% во всех точках отбора проб в поверхностном слое двух озёр.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в соответствии с основными задачами и научными положениями, выносимыми на защиту, можно сделать следующие выводы.

1. Впервые изучен спектральный вклад чистой воды, жёлтого вещества, хлорофилла и органо-минеральной взвеси в показатель ослабления света для трёх разнотипных пресноводных водоёмов Алтайского края (озёр Лапа, Красиловское и Бол. Островное) с помощью разработанной технологии расчёта с использованием модифицированной физической модели рассеяния и поглощения света. В результате получено, что во всех озёрах основной максимальный вклад в показатель ослабления света вносит *взвесь*. Наибольший вклад взвеси в общее ослабление при $\lambda=430$ нм зимой приходится на озеро Красиловское, где он составляет более 70%, а весной и летом – на оз. Бол. Островное: 79,3% и 72,3%, соответственно. При $\lambda=550$ нм вклад взвеси летом на оз. Бол. Островное достигает 90,4%, весной – 92%, а по сравнению с оз. Лапа в эти же сезоны – 69,6% (весной), 66% (летом). При $\lambda=670$ нм максимальные значения вклада взвеси в весенне-летний период приходятся на оз. Бол. Островное – 83,9% и 79,1%, соответственно. *Жёлтое вещество* даёт максимальный вклад в показатель ослабления света (при $\lambda=430$ нм) зимой на озёрах Лапа, Бол. Островное и составляет 36,5% и 35,3%, соответственно. Весной и осенью вклад ЖВ на оз. Лапа возрастает до 59%, но для оз. Бол. Островное понижается до 11,5% и 19,5%, соответственно. При $\lambda=550$ нм вклад жёлтого вещества на оз. Красиловское наблюдался в пределах от 29% до 35,6% за исследуемый период, на оз. Лапа – 27% (весной), 30,9% (летом) и 45,6% (осенью). Но для оз. Бол. Островное произошло резкое снижение значений, а именно с зимы (27,7%) к весенне-летнему периоду (6,7% и 7,6%, соответственно), но с заметным повышением к осени – 20,9%. При $\lambda=670$ нм максимальные значения вклада ЖВ во все сезоны года зафиксированы на оз. Красиловское (от 24,5% до 43%). *Чистая вода* вносит несущественный вклад в ослабление света (при $\lambda=430$ нм) во всех водах и

составляет не более 0,1%, но резко увеличивается в длинноволновой области (16% оз. Лапа; 11,4% оз. Красиловское, 5,8% оз. Бол. Островное при $\lambda=670$ нм). Это обусловлено значительным увеличением показателя ослабления чистой водой $\varepsilon_{чв}$ на длине волны $\lambda=670$ нм и различными значениями ε для других компонентов в исследуемых озёрах. Вклад *хлорофилла* в ослабление света при $\lambda=430$ нм максимален зимой только для озера Бол. Островное (10,2%) и почти на порядок выше, чем на оз. Лапа (0,9%), а весной для оз. Красиловское – 17,4%. Летом происходит значительное увеличение вклада хлорофилла для всех озёр на всех длинах волн. Наибольшее значение осенью зафиксировано для оз. Красиловское – 43,3%, по сравнению с озёрами Лапа и Бол. Островное – 15,3% и 14,0%, соответственно. *Молекулярное рассеяние* света чистой водой не вносит ощутимый вклад и составляет 0,1%.

2. Впервые получены данные о концентрации и размерном составе взвеси в трёх исследуемых озёрах при помощи разработанного измерительно-вычислительного комплекса на основе метода флуктуаций прозрачности. Измерительно-вычислительный комплекс обладает следующими преимуществами: высокой точностью измерений, быстродействием, относительной простотой конструкции прибора для его реализации и низкой стоимостью.

3. Проведены экспериментальные исследования и определены значения концентраций и размеров частиц органо-минеральной взвеси в изучаемых озёрах с помощью метода флуктуаций прозрачности и метода оптической микроскопии. Показано, что средний радиус частиц, измеренный методом флуктуаций прозрачности, в 1,5–2 раза превышал аналогичный размер, полученный по методу оптической микроскопии. Расхождение в значениях, полученных с помощью этих двух методов, представляются неприципиальными, но при интерпретации результатов дисперсного анализа водной взвеси нужно обязательно учитывать влияние времени проведения эксперимента. Среднее значение радиуса частиц, полученное с помощью

метода оптической микроскопии, в поверхностном слое оз. Лапа за исследуемый период составило 1,2 мкм, в озёрах Красиловское и Бол. Островное – 1,6 и 1,4 мкм, соответственно. Среднее значение счётной концентрации, измеренной с помощью камеры Нажотта, составило порядка $2,6 \cdot 10^6 \text{ см}^{-3}$ для оз. Лапа, $3,1 \cdot 10^6 \text{ см}^{-3}$ для оз. Красиловское и $4,0 \cdot 10^6 \text{ см}^{-3}$ для оз. Бол. Островное.

4. Изучены пространственное распределение и сезонная изменчивость спектрального показателя ослабления света в пресноводных водоёмах Алтайского края с использованием технологии расчёта спектрального вклада компонентов и разработанного измерительно-вычислительного комплекса. Выявлены особенности оптических свойств поверхностного слоя исследуемых озёр с помощью спектрофотометрического метода определения спектральной прозрачности воды. Результаты вычислений показателя ослабления света ε на разных глубинах озёр по данным сезонных измерений спектральной прозрачности воды показали, что максимальные его значения имеют место в пробах воды, отобранных в придонном слое водоёмов.

Исследования сезонной динамики гидрооптических характеристик показали, что наибольшие значения показателя ослабления света озёрной водой практически во всём изучаемом спектральном диапазоне наблюдаются весной и в конце летнего периода, наименьшие – зимой, до вскрытия льда. Это может быть обусловлено массовым развитием водорослей, более высокой концентрацией и бóльшими размерами частиц (клеток) водорослей фитопланктона. В целом для оз. Бол. Островное величины ε зимой (в феврале), весной, до (в марте) и после (в мае) вскрытия льда, летом (в июле-августе) и осенью (в октябре) до ледостава значительно больше, чем в двух других озёрах. Среднее значение ε на характерной длине волны $\lambda=430 \text{ нм}$ за исследуемый период 2011–2014 гг. составило для оз. Бол. Островное $25,3 \text{ м}^{-1}$, для озёр Лапа и Красиловское – $5,2 \text{ м}^{-1}$ и $7,4 \text{ м}^{-1}$, соответственно. Суточные наблюдения на оз. Красиловское показали, что кривая динамики показателя ослабления

света в придонном слое во время наблюдений в шести временных интервалах находится в противофазе и в шести – в фазе с кривой изменения этого параметра в поверхностном слое. Возможно, это обусловлено конвективным переносом вещества воды в течение суток по вертикали озера.

Анализ пространственного распределения показателя ослабления света в поверхностном слое воды двух разнотипных озёр Алтайского края показал, что водоёмы отличаются не только гидробиологическими характеристиками, но также и оптическими. Следовательно, ослабление света озёрной водой может служить объективным маркером гидрофизических характеристик водоёмов для их экологического состояния.

Среднее значение прозрачности, измеренной с помощью диска Секки за исследуемый период составило для оз. Бол. Островное 35 см, для озёр Лапа и Красиловское – 95 см и 90 см, соответственно.

По данным сезонных измерений спектральной прозрачности воды и концентрации хлорофилла "а" на разных глубинах озёр обнаружена обратная зависимость величины прозрачности на исследуемых длинах волн от концентрации основного фотосинтетического пигмента, которая может быть представлена в виде аппроксимационной кривой, удовлетворяющей закону Бугера, что позволяет по данным оптических измерений оценивать биомассу фитопланктона и, в конечном счёте, определять трофический статус водоёма. В результате получено, что трофический статус оз. Лапа можно охарактеризовать, как эвтрофное, оз. Красиловское – эвтрофно-гиперэвтрофное, оз. Бол. Островное – гиперэвтрофное. Прозрачность водоёмов несколько уменьшается в придонном слое вследствие оседания отмерших клеток водорослей фитопланктона и взмучивания донных отложений.

Среднее значение концентрации хлорофилла "а" в поверхностном слое озёр за исследуемый период 2011–2014 гг. составило для оз. Бол. Островное 36,0 мг/м³, для озёр Лапа и Красиловское – 11,3 мг/м³ и 24,8 мг/м³, соответственно.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Акулова О.Б. Суточная динамика показателя ослабления света на разных глубинах озера Красиловское // Материалы XIV конференции молодых ученых ИВЭП СО РАН «Шаг в науку», 6–7 февраля 2014 г. – С. 3–8.
2. Акулова О.Б., Букатый В.И., Залаева У.И. Суточные изменения спектрального показателя ослабления света и температуры воды (на примере оз. Красиловское) // Ползуновский вестник. – 2014. – №2. – С. 123–126.
3. Акулова О.Б., Букатый В.И., Залаева У.И., Суторихин И.А. Оптические свойства поверхностного слоя озёр юга Западной Сибири в различные сезоны года // Тезисы докладов XX Международного симпозиума «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы», Новосибирск, 23–27 июня 2014 г. – С. 81.
4. Акулова О.Б., Залаева У.И. Сезонная динамика спектральной прозрачности воды в разнотипных озёрах Алтайского края // Материалы XIII конференции молодых ученых ИВЭП СО РАН «Шаг в науку», 7–8 февраля 2013 г. – С. 8–14.
5. Алекин О.А. Основы гидрохимии. – Л.: Гидрометеиздат, – 1953. – С. 109.
6. Алтайский край: атлас / Отв. ред. А.М. Ряпчиков. Т. 1. Москва-Барнаул: Гл. управление геодезии и картографии, – 1978. – 222 с.
7. Антоненков Д.А. Особенности применения различных методов исследования размерного состава и концентрации взвешенного в воде вещества / Д.А. Антоненков / Севастополь, изд. СевНТУ, – 2009. – 7 с.
8. Апонасенко А.Д. Количественные закономерности функциональной организации водных экосистем в связи с их дисперсной структурой: Дисс. ... докт. физ.-мат. наук. Красноярск, – 2001. – 316 с.
9. Атлас Алтайского края. М.: Новосибирск, – 1991. – 37 с.

10. Баранов И.В. Лимнологические типы озёр СССР. Л.: Гидрометеорологическое изд-во, – 1962. – 276 с.
11. Баранов С.А. О зависимости продуктивности водорослевых культиваторов от глубины их рабочей зоны // Материалы Всесоюзного совещания по культивированию живых кормов. Москва, – 1970. – С. 246–263.
12. Баранов С.А. Первичная продукция водоёмов как функция концентрации фитопланктона и прозрачности воды // Водные ресурсы. – 1980. – №2. – С. 137–157.
13. Барышникова О.Н. Физико-географическая характеристика комплексного учебно-научного стационара АлтГУ «Озеро Красилово»: учебное пособие / О.Н. Барышникова, Н.Ф. Харламова, Ю.В. Козырева, Г.И. Ненашева. – Барнаул: Изд-во Алт. Ун-та, – 2013. – 112 с.
14. Безруков Л.Б., Буднев Н.М., Бутин Н.П. и др. Высокочувствительный батифотометр и исследования светового поля озера Байкал // Океанология. – 1988. – Т.28. – Вып.2. – С.331–335.
15. Белецкая Н.П. Об озёрности Западно-Сибирской равнины // Водные ресурсы. – 1985. – №1 – С. 166–170.
16. Белецкая Н.П. Озёрные районы Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, СО АН СССР, – 1988. – С. 93–99.
17. Березина Н.А. Гидробиология. М.: Изд-во «Пищевая промышленность», – 1973. – 496 с.
18. Берёзкин Б.А., Гершун А.А., Янишевский Ю.Д. Прозрачность и цвет моря. Л.: Из-во ВМА ВМФ, – 1940.
19. Биологический энциклопедический словарь / Гл. ред. М.С. Гиляров; Редколлегия: А.А. Бабаев, Г.Г. Винберг, Г.А. Заварзин и др. – 2-е изд., исправленное. М.: Сов. Энциклопедия, – 1986. – 831 с.

20. Богданов Ю.А. Взвесь в морской воде // Гидрофизические и гидрооптические исследования в Атлантическом и Тихом океанах. – М.: Наука, – 1974. – С. 242–258.
21. Богословский Б.Б. Озероведение. М: Изд-во МГУ, – 1960. – 336 с.
22. Большаков Г.Ф. Оптические методы определения загрязненности жидких сред. Новосибирск: Наука, – 1984. – 157 с.
23. Бульон В.В. Связь между концентрацией планктона и прозрачностью воды в озёрах и водохранилищах // Морфология, систематика и эволюция животных. Сб. науч. работ. Л.: – 1978. – С. 49–50.
24. Бульон В.В. Закономерности первичной продукции в лимнических экосистемах. СПб.: Наука, – 1994. – 222 с.
25. Бульон В.В. Лимнологические очерки Монголии. Л.: –1985. – 103 с.
26. Бульон В.В. Первичная продукция в литоральной открытой части озёрных экосистем // закономерности гидробиологического режима водоёмов разного типа. М.: – 2004. – С. 208–226.
27. Бульон В.В. Первичная продукция и трофическая классификация водоёмов // Методические вопросы изучения первичной продукции планктона внутренних водоёмов. Спб.: – 1993. – С. 147–157.
28. Бульон В.В. Первичная продукция планктона // Общие основы изучения водных экосистем. Л.: – 1979. – С. 187–199.
29. Бульон В.В. Первичная продукция планктона внутренних водоемов. Л.: Наука, –1983. – 150 с.
30. Ван де Хюлст Рассеяние света малыми частицами / Ван де Хюлст. – М.: Иностранная литература, – 1961. – 357 с.
31. Веснина Л.В. Гидробиологический мониторинг озёр Алтайского края // Сибирский экологический журнал. – 2000. – № 3. – С. 263–269.
32. Веснина Л.В. экосистемы разнотипных водоёмов Алтайского края и их естественная продуктивность // Задачи и проблемы развития

- рыбного хозяйства на внутренних водоёмах Сибири. Томск, – 1996. – С. 37–39.
33. Веснина Л.В., Журавлёв В.Б., Новосёлов В.А. и др. Водоёмы Алтайского края: биологическая продуктивность и перспективы использования. Новосибирск: Наука. Сиб. предприятие РАН, – 1999. – 285 с.
34. Винберг Г.Г. Первичная продукция водоемов. Минск: Изд-во АН БССР, – 1960. – 329 с.
35. Винников С.Д., Проскуряков Б.В. Гидрофизика (физика вод суши) Учебник для вузов – Л.: Гидрометеиздат, – 1988. – 247 с.
36. Витюк Д.М. Взвешенное вещество и его биогенные компоненты. Киев: Наукова Думка, – 1983. – 212 с.
37. Вологдин М.П. Гидрооптические особенности малых озёр Забайкалья (на примере Ивано-Арахлейских). Новосибирск, – 1981. – 133 с.
38. Вологдин М.П., Шерстянкин П.П. Показатели ослабления светового излучения для вод Ивано-Арахлейских озёр (Забайкалье) / Оптические методы изучения океанов и внутренних водоёмов. Новосибирск: Наука, – 1979. – С. 281–285.
39. Вредные вещества в промышленности: Органические вещества. Новые данные с 1974 по 1984 г. Справочник / Под общей ред. Э.Н. Левиной и И.Д. Гадаскиной. – Л.: «Химия», – 1985. – 464 с.
40. Гапоненко О.П., Миргазов Р.Р., Таращанский Б.А. Определение первичных гидрооптических характеристик по световому полю точечного источника // Оптика атмосферы и океана. – 1994. – Т.9. – N 8. – С. 1069–1076.
41. Гидрология озер. Происхождение, типы и морфология озерных котловин [Электронный ресурс – <http://5fan.ru/wievjob.php?id=21663>].

42. Гольд З.Г., Гольд В.М. Общая гидробиология / Учебно-методическое пособие. – Красноярск: Сиб. Федерал. Ун-т., – 2013. – 158 с.
43. Горшкова О.М., Пацаева С.В. Флуоресценция растворённого органического вещества природной воды // Вода: Химия и Экология. – 2009. – №11. – С. 31–37.
44. **ГОСТ 17.1.4.02-90.** Государственный контроль качества воды. Методика спектрофотометрического определения хлорофилла *a*. – М.: Изд-во стандартов, – 2003. – С. 587–600.
45. **ГОСТ 19179–73.** Гидрология суши. Термины и определения. – М.: Изд-во стандартов, – 1988. – 34 с.
46. **ГОСТ 19210-73.** Гидрооптические характеристики. Термины и определения. – М.: Изд-во стандартов, – 1974. – С. 2–7.
47. **ГОСТ 27065-86.** Качество вод. Термины и определения. – М.: Изд-во стандартов, – 1988. – 10 с.
48. **ГОСТ 7601-78.** Физическая оптика. Термины, буквенные обозначения и определения основных величин. – М: Изд-во стандартов, – 1998. – С. 6–9.
49. Гриффит Э. Дж. Фосфор в окружающей среде (послесловие редактора) // Фосфор в окружающей среде / Под редакцией Э. Гриффита, А. Битона, Дж. Спенсера и Д. Митчелла. – М.: Мир, – 1977. – С. 744–757.
50. Добрынин В.И., Миргазов Р.Р., Почейкин К.А., Таращанский Б.А. Спектральное поглощение света глубинной байкальской водой // Оптика атмосферы и океана. – 1976. – Т.10. – N.3. – С.234–244.
51. Долгов В.В., Ованесов Е.Н., Щетникович К.А. Фотометрия в лабораторной практике. М.: – 2004. – 142 с.
52. Долматова Л.А. Особенности химического состава водных содовых озёр Юга Западной Сибири // Труды II Всероссийской научной

конференции с международным участием «Водные и экологические проблемы Сибири и Центральной Азии», Барнаул, 25–29 августа 2014 г. – Т. II. – С. 213–219.

53. Дыкман В.З. Измерение объемной концентрации взвесей по пульсациям электропроводности морской воды / В.З. Дыкман, О.И. Ефремов // Системы контроля окружающей среды. Методические, технические и программные средства: сб. науч. тр. МГИ НАНУ. – Севастополь, – 2003. – С. 48–54.
54. Единые критерии качества вод. – Л.: Госстандарт, – 1982. – 69 с.
55. Ерлов Н.Г. Оптика моря. Л.: Гидрометеиздат, – 1980. – 248 с.
56. Ерлов Н.Г. Оптическая океанография. М.: Мир, – 1970. – 223 с.
57. Жукинский В.Н., Оксюк О.П., Олейник Г.Н., Кошелева С.И. Принципы и опыт построения экологической классификации качества поверхностных вод суши // Гидробиологический журнал. – 1981. – 17. – №2. – С. 38–49.
58. Зайков Б.Д. Очерки по озероведению (2 часть) Гидрометеиздат, – 1960. – 239 с.
59. Залаева У.И., Акулова О.Б. Исследования концентрации и размеров частиц водной взвеси оптическим методом флуктуаций прозрачности // Материалы XIII конференции молодых ученых ИВЭП СО РАН «Шаг в науку», 7–8 февраля 2013 г. – С. 32–38.
60. Залаева У.И., Суторихин И.А. Изменение показателя ослабления поверхностного слоя Телецкого озера // XX Международный симпозиум «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы», Новосибирск, 23–27 июня 2014 г. – С.82.
61. Захаров С.Г. К вопросу о классификации озёр и озёровидных водоёмов // Известия русского географического общества. – 2002. – Т. 134. – Май-июнь. Вып. 3.– С. 25–27

62. Зенин А.А., Белоусова Н.В. Гидрохимический словарь. – Л.: Гидрометеоиздат, – 1988. – 240 с.
63. Зернов С.А. Общая гидробиология. 2-е изд. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, – 1949. – 558 с.
64. Иванов А.П. Оптика рассеивающих сред. Минск: Наука и техника, – 1969. – 592 с.
65. Иванов А.П. Физические основы гидрооптики. Минск: Наука и техника, – 1975. – 504 с.
66. Иванов А.П., Козлов В.Д. Определение показателя ослабления водной среды с помощью фазометрического метода // Журнал прикладной спектроскопии. – 1969. – Т. 11. – Вып. 1. – С. 109–113.
67. Иванов А.П., Скредин А.Л., Шербаф И.Д. Исследование оптических характеристик водных сред методом импульсного зондирования // Журнал прикладной спектроскопии. – 1972. – Т. 17. – Вып. 2. – С. 340–347.
68. Иванова Г.Г., Иванов А.А., Шпигун О.А. Определение форм фосфора в природных водах // Вестник Московского университета, серия 2. Химия. – 1999. – Т. 40. – №2. – С. 118–123.
69. Игнатьева Н.В., Сусарева О.М. Особенности гидрохимического режима прибрежной зоны озера // Литоральная зона Ладожского озера / Под ред. Е.А. Курашева. СПб: Нестор-История. – 2011. – С. 45–51.
70. Ильмаст Н.В., Китаев С.П., Кучко Я.А., Павловский С.А. Гидроэкология разнотипных озёр южной Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. – 2008. – 92 с.
71. Карабашев Г.С., Кулешов А.Ф., Шестянкин П.П. Спектральная прозрачность байкальских вод в ультрафиолетовой и видимой частях спектра // Доклады АН СССР. – 1989. – Т.306. – N.5. – С.1091–1094.
72. Карбышев С.Ф., Кириллова Т.В., Ковальская Г.А., Павлов В.Е. Спектральная прозрачность поверхностного слоя воды в Телецком

- озере // Экология Сибири, Дальнего Востока и Арктики. Томск, – 2001. – С. 115–117.
73. Кельбалиханов Б.Ф., Козлянинов М.В., Поздынин В.Д. Комплекс аппаратуры для оптических измерений в море. В кн: Оптические исследования в океане и атмосфере над океаном. М.: Изд. ИОАН СССР, – 1975. – С. 4–23.
74. Кириллов В.В., Зарубина Е.Ю., Безматерных Д.М., Ермолаева Н.И., Кириллова Т.В., Яныгина Л.В., Долматова Л.А., Котовщиков А.В., Жукова О.Н., Соколова М.И. Сравнительный анализ экосистем разнотипных озёр Касмалинской и Кулундинских долин древнего стока. Наука – Алтайскому краю, 2009 год. Сборник научных статей. Вып. 3. – Барнаул: Изд-во АлтГТУ, – 2009. – 354 с.
75. Китаев С.П. Характеристика экологического фона жизни рыб озёр Балтийского кристаллического щита: Автореф. Дис. ... канд. биол. Наук. Петрозаводск, – 1970. – 28 с.
76. Китаев С.П. Экологические основы биопродуктивности озёр разных природных зон. М.: Наука, – 1984. – С. 130–133.
77. Китаев С.П. Основы лимнологии для гидробиологов и ихтиологов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, – 2007. – 395 с.
78. Китаев С.П. Термические классификации озер мира // Водные ресурсы. – 1978. – № 4. – С. 97–103.
79. Козлов В.Д., Самсон Н.М. Измерение показателя ослабления света в воде по обратному светорассеянию // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1974. – Т. 10. – № 10. – С. 1093–1096.
80. Козлянников М.В. Руководство по гидрооптическим измерениям в море // Труды Ин-та океанологии АН СССР. – 1961. – Т. 47. – С. 37–79.
81. Константинов А.С. Общая гидробиология. – М.: Высшая школа, – 1972. – 472 с.

82. Копелевич О.В. Исследование вертикальной стратификации рассеивающих свойств морской воды с помощью погружаемого малоуглового измерителя рассеяния / О.В. Копелевич, Ю.Л. Маштаков, В.И. Буренков // Гидрофизические и оптические исследования в Индийском океане. – М.: Наука, – 1975. – С. 54–60.
83. Копелевич О.В., Маштаков Ю.Л., Буренков В.И. О нефелометрическом методе определения общего показателя рассеяния света морской водой // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1974. – Т. 7. – № 10. – С. 109–113.
84. Копелевич О.В., Маштаков Ю.Л., Русанов С.Ю. Аппаратура и методика исследования оптических свойств морской воды. В кн.: Гидрофизические и гидрооптические исследования в Атлантическом и Тихом океанах. М.: Наука, – 1974. – С. 97–107.
85. Кравчишина М.Д. Вещественный состав водной взвеси Белого моря // Автореф. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М.: – 2007. – 35с.
86. Кравчук П.А. Рекорды природы. – Л.: Эрудит, – 1993. – 216 с.
87. Критерии оценки экологической обстановки территорий для выявления зон чрезвычайной экологической ситуации или зон экологического бедствия. Мин. Экологии и природных ресурсов РФ. М.: – 1992. – 50 с.
88. Ландсберг Г.С. Оптика. Учеб. пособие: Для вузов. – 6-е изд., стереот. – М.: ФИЗМАТЛИТ, – 2003. – 848 с.
89. Леонова Г.А. Оценка современного экологического состояния озер Алтайского края по биогеохимическим критериям / Электронный журнал «ИССЛЕДОВАНО В РОССИИ». – 2005. – С. 954–972. [<http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2005/091.pdf>]
90. Леонова Г.А., Аношин Г.Н., Бычинский В.А. и др. Ландшафтно-геохимические особенности распределения тяжелых металлов в биоте

- и донных отложениях водных экосистем озёр Алтайского края // Геология и геофизика. – 2002. – Т.43. – № 12. – С. 1080–1092.
91. Лепнева С.Г. Термика, прозрачность, цвет и химический состав воды Телецкого озера, в кн.: Исследование озёр СССР. – Л.: Гидрометеиздат, – 1937. – Вып. 9 – С. 3–105.
92. Лесненко В.К. Мир озёр. М.: Просвещение, – 1989. – 158 с.
93. Ли М.Е. Логарифмический фотометр-прозрачномер для видимой и ультрафиолетовой области спектра. В кн.: Методика и аппаратура для гидрофизических исследований. Киев: Наук. думка, – 1969. – Т.41. – С.180–188.
94. Лисицын А.П. Гидрооптика и взвесь арктических морей / А.П. Лисицын, В.П. Шевченко // Оптика атмосферы и океана. – 2000. – Т. 13. – № 1. – С. 70–79.
95. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала / А.П. Лисицын. – М.: Наука, – 1974. – 438 с.
96. Лисицын А.П. Процессы в водосборе Белого моря: подготовка, транспортировка и отложение осадочного материала, потоки вещества, концепция «живого водосбора» / А.П. Лисицын // Система Белого моря. Т. I. Природная среда водосбора Белого моря. – М.: Научный мир, – 2010. – С. 353 – 445.
97. Лисицын А.П. Распределение и состав взвеси из вод Индийского океана. Сообщение 1. Количественное распределение // Океанологические исследования. – 1960. – № 2. – С. 71–92.
98. Лузгин Б.Н. Происхождение Красиловского озера // Известия АлтГУ. – 1998. – №4. – С. 113–116.
99. Ляликов Ю.С. Физико-химические методы анализа. М.: «Химия», – 1973. – 536 с.

100. Маньковский В.И. Вероятность выживания фотона и ее связь с показателем ослабления направленного света в водах Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2005. – № 6. – С. 68 – 76.
101. Маньковский В.И. Методические аспекты измерения прозрачномерами показателя ослабления направленного света в водных средах // Сборник научных трудов: Системы контроля окружающей среды. Раздел 2. Измерительные информационные технологии. – 2010. – № 13. – 287 с.
102. Маньковский В.И. Основы оптики океана (методическое пособие) // Севастополь: Изд-во МГИНАНУ, – 1996. – 119 с.
103. Маньковский В.И. Спектральный вклад компонентов морской воды в показатель ослабления направленного света в поверхностных водах Средиземного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2011. – № 5. – С. 14–29.
104. Маньковский В.И. Спектральный лабораторный прозрачномер с переменной базой // Материалы Международного научно-технического семинара «Системы контроля окружающей среды – 2012». Севастополь, 24–28 сентября 2012 г.
105. Маньковский В.И. Характеристики индикатрис рассеяния света в водах оз. Байкал // Автоматизация лимнологических исследований и световой режим водоемов. Новосибирск: Наука, – 1984. – С. 125–137.
106. Маньковский В.И. Экстремальные индикатрисы рассеяния света морской водой // Морские гидрофизические исследования. – 1973. – №3 (60). – С. 100–108.
107. Маньковский В.И., Земляная Л.А. Связь глубины видимости белого диска с показателем ослабления света для вод Черного моря // Комплексные океанографические исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ АН УССР, – 1989. – С. 82–85.

108. Маньковский В.И., Кайгородов М.Н. Лабораторный автоколлимационный прозрачномер с переменной базой // Автоматизация научных исследований морей и океанов. Пятая Всесоюзная школа. – Севастополь: МГИ АН УССР, – 1980. – С. 91–92.
109. Маньковский В.И., Соловьев М.В. Связь показателя ослабления излучения с концентрацией взвеси в водах Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2003. – № 2. – С. 60–65.
110. Маньковский В.И., Толкаченко Г.А., Шибанов Е.Б., Мартынов О.В., Корчемкина Н.Е., Яковлева Д.В., Калинин И.А. Оптические характеристики прибрежных вод и атмосферы в районе Южного берега Крыма в конце летнего сезона 2008 года // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – № 3. – С. 52–74.
111. Маньковский В.И., Шерстянкин П.П. Спектральная модель показателя ослабления направленного света в водах озера Байкал в летний период // Морской гидрофизический журнал. – 2007. – № 6. – С. 39–46.
112. Мартынова М.В., Козлова Е.И. Фосфор в донных отложениях двух высокотрофных озер // Водные ресурсы. – 1987. – №2. – С. 103–112.
113. Матюшенко В.А. Аппаратурно-методический комплекс для измерения показателя ослабления света морской водой. Дис. ... кандидата физико-математических наук. М.: ИОАН, – 1985. – 238 с.
114. Матюшенко В.А. Пространственно-временная изменчивость гидрооптических характеристик Белого моря // Материалы IX международной конференции «Проблемы изучения, рационального использования и охраны ресурсов Белого моря». 11–14 октября 2004 г., Петрозаводск. Карелия, – 2005. – С. 218–223.
115. Матюшенко В.А., Попов И.К., Мисюченко И.Л. Пространственное распределение показателя ослабления света в водах Карского моря // Доклады АН РФ. – 1995. – Т.342. – №3. – С.403–406.

116. Михеева Т.М. Структура и функционирование фитопланктона при эвтрофировании вод: Автореф. Дис. ... докт. биол. наук. – Минск, – 1992. – 63 с.
117. Михеева Т.М. Видовой состав пико- и нанофитопланктона в пресноводных и морских экосистемах (обзор) // Гидробиологический журнал. – 1996. – Т. 32. – № 3. – С. 3–15.
118. Мониторинг водных экосистем: Методические указания / Белорусская и государственная сельскохозяйственная академия; Сост. Е.П. Воробьёва, А.В. Щур, И.Г. Пугачёва. Горки, – 2002. – 28 с.
119. Мусатов А.П. Оценка параметров экосистем внутренних водоёмов. М.: – 2001. – 192 с.
120. Мякишева Н.В. Многокритериальная классификация озёр / Под ред. Проф. Л.Н. Карлина. СПб.: Изд-во РГГМУ, – 2009. – 160 с.
121. Несина Л.В., Огнева Т.А. Солнечная радиация и тепловой баланс водоемов // Круговорот вещества и энергии в водоемах. Новосибирск, – 1975. – С. 308–313.
122. Нестерюк П.И. Измерительно-вычислительный комплекс и методы исследований физико-химических параметров воды после воздействия физических полей: Дис. ... кандидата технических наук. Барнаул, – 2012. – 123 с.
123. Никаноров А.М. Гидрохимия. – Л.: Гидрометеиздат, – 1989. – 351 с.
124. Общие закономерности возникновения и развития озёр. Методы изучения истории озёр. Серия: История озёр СССР). Л.: Наука, – 1986. – 254 с.
125. Одум Ю. Основы экологии. М.: Мир, – 1975. – 740 с.
126. Окснюк О.П., Жукинский В.Н., Брагинский Л.П. и др. Комплексная экологическая классификация качества поверхностных вод суши // Гидробиологический журнал. – 1993. – Т. 29. – №4. – С. 62–76.

127. Оптика океана / Под ред. Мони́на А.С. – Т. 1. Физическая оптика океана. – М.: Наука, – 1983. – 372 с.
128. Оптические методы изучения океанов и внутренних водоемов. Редколлегия: чл.-корр. АН СССР Г.И. Галазий, д.ф.-м.н. проф. К.С. Шифрин, к.ф.-м.н. П.П. Шерстянкин. Новосибирск: Наука, – 1979. – 373 с.
129. Остапеня А.П. Детрит и его роль в водных экосистемах // Общие основы изучения водных экосистем / Под. Ред. Г.Г. Винберга. Л.: Наука, – 1979. – С. 257–271.
130. Остапеня А.П. Сестон и детрит как структурные и функциональные компоненты водных экосистем. Дисс. ... док. биол. наук. – Минск. – 1988. – 530 с.
131. Пацаева С.В. Диагностика органических примесей в кислотах методом лазерной флуориметрии / С.В. Пацаева, В.В. Фадеев, Е.М. Филиппова, В.В. Чубаров, В.И. Южаков // Известия РАН. Сер. Физическая. – 1992. – Т.56. – № 12. – С. 145–149.
132. Пацаева С.В. Эффект насыщения флуоресценции природного растворенного органического вещества / С.В. Пацаева, В.В. Фадеев, Е.М. Филиппова, В.В. Чубаров, В.И. Южаков // Вестник Московского университета. Сер. 3. Физика. Астрономия. – 1992. – Т.33. – № 5. – С. 38–42.
133. ПНД Ф 14.1:2.106-97 Количественный химический анализ вод. Методика выполнения измерений массовой концентрации фосфора общего в пробах природных и очищенных сточных вод фотометрическим методом после окисления персульфатом. М.: – 1997 (издание 2004 г.). – 18 с.
134. Поздняков Ш.Р. Наносы в реках, озёрах и водохранилищах в расширенном диапазоне размера частиц / Дисс. ... док. г. н. СПб.: – 2011. – 399 с.

135. Показеев К.В., Филатов Н.Н. Гидрофизика и экология озёр. М.: – 2002. – Т.1. – 275 с.
136. Потахин М.С. Обзор классификаций водоёмов Карелии // Материалы II республиканской школы-конференции молодых учёных «Водная среда Карелии: исследование, использование, охрана», Петрозаводск, – 2006. – С. 16–21.
137. Пырина И.Л. Определение первичной продукции фитопланктона по максимальному фотосинтезу, суммарной солнечной радиации и прозрачности воды // Гидробиологический журнал. – 1979. – Т. 15. – №6. – С. 109–113.
138. Радиационный режим и оптические свойства озёр / Монография Адаменко В.Н, Кондратьев К.Я., Поздняков Д.В., Чехин Л.П. – Л.: Гидрометеиздат, – 1991. – 295 с.
139. Радченко И.Г., Капков В.И., Фёдоров В.Д. Практическое руководство по сбору и анализу проб морского фитопланктона. Учебно-методическое пособие для студентов биологических специальностей университетов. М.: Издательство «Мордвинцев», – 2010. – 60 с.
140. Реймерс Н.Ф. Популярный биологический словарь. М.: Наука, – 1991. – 544 с.
141. Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и залежных земель // Равнинные районы Алтайского края и Южная часть Новосибирской области. – Л.: Гидрометеиздат, – 1962. – Вып. 6. – С. 380–410.
142. Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. – М.: Наука, – 1977. – 908 с.
143. Россолимо Л.Л. Изменения лимнических экосистем под действием антропогенного фактора. М.: Наука, – 1977. – 144 с.

144. Россолимо Л.Л. Основные типизации озёр и лимнологического районирования // Накопление вещества в озёрах. М.: – 1964. – С. 5–46.
145. Россолимо Л.Л. Очерки по географии внутренних вод СССР. – М.: Учпедгиз, – 1954. – 304 с.
146. Руководство к практическим занятиям по микробиологии: Учеб. пособие / Под ред. Н.С. Егорова. – 3-е изд., перераб. и доп. – М.: Изд-во МГУ, – 1995. – 224 с.
147. Руководство по химическому анализу поверхностных вод суши. / Под ред. А.Д. Семенова. — Л.: Гидрометеиздат, – 1977. – 541 с.
148. Руководство по эксплуатации. Спектрофотометр ПЭ-5400УФ. Паспорт БКРЕ.941412.001-03РЭ. Группа компаний «Экрос», СПб.: – 2010. – С.35.
149. Румянцев В.А., Кудерский Л.А., Алхименко А.П. Измайлова А.В. Континентальные водоёмы Северного сегмента территории России: ресурсы, геоэкология // Экологическое состояние континентальных водоёмов северных территорий. СПб.: – 2005. – С. 11–25.
150. Савченко Н.В. Озёра южных равнин Западной Сибири. Институт почвоведения и агрохимии СО РАН. Новосибирск, – 1997. – 184 с.
151. Саут Р., Уиттик А. Основы альгологии. Пер. с англ. М.: Мир, – 1990. – 595 с.
152. Селегей В.В., Селегей Т.С. Телецкое озеро. Л.: – 1974.
153. Суторихин И.А., Акулова О.Б., Букатый В.И., Залаева У.И. Суточная динамика спектрального показателя ослабления света и температуры воды на озере Красиловское // Материалы XV международной научно-технической конференции «ИКИ–2014», 23 апреля 2014 г. – С. 152–155.
154. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б. Влияние компонентов озёрной воды на спектральное ослабление света (на примере озёр Алтайского края) // Труды II Всероссийской научной конференции с

международным участием «Водные и экологические проблемы Сибири и Центральной Азии», Барнаул, 25-29 августа 2014 г. – Т. II. – С. 66–70.

155. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б. Динамика гидрооптических характеристик разнотипных озёр Алтайского края // Известия АлтГУ. – 2013. – №1/1. – С. 178–183.
156. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б. Динамика показателя ослабления света на разных глубинах озёр Алтайского края // Материалы XIV международной научно-технической конференции «ИКИ–2013», 10 апреля 2013 г. – Том 2. – С. 32–36.
157. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б. Динамика спектральной прозрачности воды разнотипных озёр Алтайского края в разные сезоны // Международный Научно-исследовательский журнал заочной конференции «Research Journal of International Studies XIII» Екатеринбург, – 2013. – №3(10). – Часть 2. – С.126–128.
158. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б. Исследования спектральной прозрачности внутренних водоёмов (на примере озера-старицы Лапа Алтайского края) // ЭФТЖ. – 2012. – Т. 7. – С. 1–5. [Электронный ресурс – <http://eftj.secna.ru>].
159. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б. Оценка экологического состояния разнотипных озёр Алтайского края по спектральной прозрачности и концентрации хлорофилла // Материалы IV международной научно-практической конференции «Современные проблемы водохранилищ и их водосборов» Пермь, 28–30 мая 2013 г. – Том 1. – С. 302–307.
160. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б. Сезонная динамика спектрального показателя ослабления света в озёрах Алтайского края // Известия АлтГУ. – 2013. – №1/2. – С. 184–188.

161. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б. Сезонное изменение спектральной прозрачности озёр Алтайского края с учётом микрофизических и биологических параметров гидрозолей // Тезисы докладов XIX Международного Симпозиума «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы» Барнаул – Телецкое озеро, 1–6 июля 2013 г. – С. 73–74.
162. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б. Сезонные изменения спектральной прозрачности и концентрации хлорофилла в пойменном озере Алтайского края // Аэрозоли Сибири, XIX Рабочая группа: тезисы докладов. Томск, – 2012. – С. 80.
163. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б. Сезонные изменения спектральной прозрачности и концентрации хлорофилла "а" в разнотипных озёрах / Оптика атмосферы и океана. – 2014. – Т. 27.– № 9 – С. 801–806.
164. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б. Экологическая оценка состояния водоёмов по гидрооптическим и гидробиологическим характеристикам (на примере разнотипных озёр Алтайского края) // Материалы Всероссийской научной конференции «Водная стихия: опасности, возможности прогнозирования, управления и предотвращения угроз» Краснодар, 7–12 октября 2013 г. – С. 386–391.
165. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б., Гидрооптические исследования разнотипных озёр Алтайского края // Ползуновский Альманах. – 2012. – №2. – С. 51–54.
166. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б., Залаева У.И. Изменение спектрального показателя ослабления света и содержания хлорофилла "а" в разнотипных озёрах Алтайского края в период 2011–2014 гг. // Труды II Всероссийской научной конференции с международным участием «Водные и экологические проблемы

Сибири и Центральной Азии» Барнаул, 25-29 августа 2014 г. – Т. II. – С. 45–51.

167. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б., Залаева У.И. Сезонная динамика гидрофизических характеристик в озёрах Алтайского края в период 2011–2013 гг. // Ползуновский альманах. – 2013. – №1. – С. 98–101.
168. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б., Залаева У.И. Сезонная изменчивость спектрального показателя ослабления света в озере Красиловское в 2012–2014 гг. / Известия АлтГУ. – 2014. – №1/2 – С. 228–232.
169. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б., Залаева У.И. Спектрофотометрический метод определения прозрачности разнотипных озёр для оценки качества воды // Материалы VII Всероссийского гидрологического Съезда Санкт-Петербург, 19–21 ноября 2013 г. – С. 47. – [Электронный ресурс – <http://7hydro.ru/index.php/ru/agenda>].
170. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б., Залаева У.И. Суточная динамика спектрального показателя ослабления света, температуры воды и концентрации хлорофилла на озере Красиловское // Труды II Всероссийской научной конференции с международным участием «Водные и экологические проблемы Сибири и Центральной Азии», Барнаул, 25-29 августа 2014 г. – Т. II. – С. 90–95.
171. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б., Залаева У.И., Дьяченко А.В., Сперанская Н.Ю. Суточная динамика спектральной прозрачности и хлорофилла "а" в надпойменном озере Алтайского края // Аэрозоли Сибири, XX Рабочая группа: тезисы докладов. Томск, – 2013. – С. 80.
172. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б., Залаева У.И., Тишкин А.А. Рентгенофлуоресцентный анализ донных отложений (на

примере озёр Алтайского края и Новосибирского водохранилища) // *Аэрозоли Сибири, XX Рабочая группа: тезисы докладов*. Томск, – 2013. – С. 80.

173. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б., Котовщиков А.В. Исследования спектральной прозрачности воды и концентрации хлорофилла на разных глубинах водоёма (на примере озера-старицы Лапа Алтайского края) // *Материалы V-го Всероссийского симпозиума с международным участием «Органическое вещество и биогенные элементы во внутренних водоёмах и морских водах»*, г. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 10-14 сентября 2012 г. – С. 415–420.
174. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б., Котовщиков А.В. Сезонная динамика спектральной прозрачности воды и концентрации хлорофилла в разнотипных озёрах Алтайского края. / *Препринт №3*. Барнаул: Изд-во АлтГТУ, – 2012. – 50 с.
175. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б., Котовщиков А.В., Дьяченко А.В., Литвиненко С.А. Сезонная динамика гидротермических параметров, спектральной прозрачности и содержания хлорофилла внутренних водоёмов Алтая // *Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием «Водные и экологические проблемы Сибири и Центральной Азии»* (в трёх томах), 20–24 августа 2012 г. – Т. 1. – С. 144–148.
176. Суторихин И.А., Букатый В.И., Акулова О.Б., Литвиненко С.А. База данных гидротермических и гидрооптических параметров водных объектов для оценки экологического состояния озёр с разной антропогенной нагрузкой // *Материалы Всероссийской научной конференции «Водная стихия: опасности, возможности прогнозирования, управления и предотвращения угроз»* Краснодар, 7–12 октября 2013 г. – С. 391–397.

177. Суторихин И.А., Букатый В.И., Залаева У.И., Акулова О.Б. Исследования концентрации и размеров частиц водной взвеси с помощью оптического метода флуктуаций прозрачности / Известия АлтГУ. – 2013. – №1/2. – С. 189–193.
178. Суторихин И.А., Букатый В.И., Залаева У.И., Акулова О.Б. Лабораторный комплекс для измерений размеров и концентрации частиц водной взвеси методом флуктуаций прозрачности // Материалы XIV международной научно-технической конференции «ИКИ–2013», 10 апреля 2013 г. – Том 1. – С. 207–210.
179. Суторихин И.А., Букатый В.И., Залаева У.И., Акулова О.Б. Метод флуктуаций прозрачности для измерения концентрации и размеров частиц водной взвеси // Международный Научно-исследовательский журнал заочной конференции «Research Journal of International Studies XIII» г. Екатеринбург, – 2013. – №3(10). – Часть 2. – С. 128.
180. Суторихин И.А., Букатый В.И., Котовщиков А.В., Акулова О.Б. Исследования прозрачности и концентрации хлорофилла в бессточном водоёме // Ползуновский Альманах. – 2011. – № 1. – С. 49–50.
181. Суторихин И.А., Букатый В.И., Котовщиков А.В., Акулова О.Б. Исследования спектральной прозрачности и концентрации хлорофилла в пойменном озере (бассейн Верхней Оби, Алтайский край) // Известия АлтГУ. – 2012. – №1/1. – С. 226–228.
182. Суторихин И.А., Букатый В.И., Котовщиков А.В., Акулова О.Б. Исследования спектральной прозрачности воды и концентрации хлорофилла с учётом дисперсности гидрозолевых частиц водоёма (на примере озера-старицы Лапа Алтайского края) // Ползуновский вестник. – 2012. – №2/1. – С. 16–21.
183. Суторихин И.А., Букатый В.И., Котовщиков А.В., Акулова О.Б. Сезонная динамика спектральной прозрачности воды и концентрации

хлорофилла в пойменном озере с учётом дисперсности частиц фитопланктона // Известия АлтГУ. – 2012. – №1/2. – С. 173–177.

184. Суторихин И.А., Букатый В.И., Котовщиков А.В., Акулова О.Б. Спектральная прозрачность воды и концентрация хлорофилла в континентальном водоёме //Аэрозоли Сибири, XVIII Рабочая группа: тезисы докладов. Томск, – 2011. – С.27–28.
185. Суторихин И.А., Букатый В.И., Котовщиков А.В., Акулова О.Б. Спектральная прозрачность природных вод и её связь с концентрацией хлорофилла и дисперсностью гидрозольных частиц (на примере озера-старицы, бассейн Верхней Оби) // Материалы XIII международной научно-технической конференции «ИКИ–2012», 28–29 марта 2012 г. – Том 2. – С. 78–82
186. Таращанский Б.А., Гапоненко О.Н., Добрынин В.И. Измерения индикатрисы рассеяния по световому полю источника с широкой диаграммой направленности // Оптика атмосферы и океана. – 1994. – Т.7. – N 11–12. – С 1508–1515.
187. Теоретические вопросы классификации озёр. СПб.: Наука, – 1993. – 192 с.
188. Техническое описание и инструкция по эксплуатации Ю-34.11.629 ТО. – 1988. – 31 с.
189. Тимченко В.М. Экологическая гидрология водоёмов Украины. Киев. Наукова Думка, – 2006. – 384 с.
190. Тихомиров И.А. Классификация озёр умеренной зоны по термическому режиму // Труды Всесоюзного симпозиума по основным проблемам пресноводных озёр. Т.1. Режим озёр. Вильнюс, – 1970. – С. 174–185.
191. Тихомиров И.А. Термика крупных озёр. Л., – 1982. – 232 с.
192. Филимонов В.С., Апонасенко А.Д., Лопатин В.Н., Шестаков В.В. Оптические характеристики поверхностных и подземных вод //

Материалы научных исследований «Ядерные испытания, окружающая среда и здоровье населения Алтайского края» Т. II. Книга 2. Барнаул: – 1993. – С. 63–79.

193. Фрайфельдер Д. Физическая биохимия. М.: Мир, – 1980. – 581 с.
194. Франк Н.А., Щур Л.А., Апонасенко А.Д. Некоторые результаты гидрооптических и гидробиологических исследований южной и средней части озера Байкал // Тезисы докладов Второго семинара молодых учёных и специалистов по рациональному использованию и охране природных ресурсов Сибири «Продуктивность экосистем, охрана водных ресурсов и атмосферы» Красноярск, – 1975. – С. 28–30.
195. Фрейншлинг В.А. Температурный режим и оборот тепла в некоторых озерах Карелии. Автореф. Дис. ... канд. геогр. наук. Л.: – 1962. – 19 с.
196. Фрейншлинг В.А. Термика водоёмов северного Прионежья и южного склона Беломорско-Балтийского водного пути // Вопросы гидрологии, озероведения и водного хозяйства Карелии. Петрозаводск, – 1969. – С. 246–255.
197. Фролов Ю.Г. Курс коллоидной химии. Поверхностные явления и дисперсные системы. Учебник для вузов. М.: Химия. – 2-е изд., перераб. и доп. – 1988. – 464 с.
198. Хайруллина А.Я., Иванов А.П. Влияние геометрии эксперимента на точность измерения показателя экстинкции рассеивающего объема // Журнал прикладной спектроскопии. – 1967. – Т. 7. – № 2. – С. 255–258.
199. Хатчинсон Э. Лимнология. М.: Прогресс, – 1969. – 592 с.
200. Хит О. Фотосинтез (физиологические аспекты). Пер. с англ. М.: Мир, – 1972. – 315 с.
201. Чеботарев А.И. Общая гидрология. Л.: Гидрометеиздат, – 1975. – 544 с.

202. Чеботарев А.И., Проскуряков А.К. Гидрология суши и расчёты речного стока. Л.: Гидрометеиздат, – 1953. – 564 с.
203. Шерстянкин П.П. Оптические свойства байкальских вод (от представлений Г.Ю. Верещагина до наших дней) // Первая байкальская международная конференция (2–7 октября 1989 г.) Тез. докл. и стенд. сообщ. Иркутск, – 1989. – С. 30–31.
204. Шерстянкин П.П. Фронтотенез на Байкале по материалам оптических наблюдений // Доклады АН СССР. – 1992. – Т.326. – N.5 – С. 366–370.
205. Шифрин К.С., Айвазян Г.М. Влияние индикатрисы на прозрачность // ДАН СССР. – 1964. – Т. 154. – № 4. – С. 824–826.
206. Шифрин К.С. Введение в оптику океана. Л.: Гидрометеиздат, – 1983. – 278 с.
207. Шифрин К.С. Рассеяние света в мутной среде / К.С. Шифрин // М.: Гостехиздат, – 1951. – 288 с.
208. Шифрин К.С., Мороз Б.З., Сахаров А.Н. Определение характеристик дисперсной среды по данным о её прозрачности. – ДАН СССР. – 1971. – Т. 199. – № 3. – С. 581–598.
209. Шифрин К.С., Салганик И.Н. Таблицы по светорассеянию. Т. 5. Рассеяние света моделями морской воды. –Л.: – 1973. – 219 с.
210. Шулейкин В.В. Физика моря. Из-во АН СССР, М.: – 1954.
211. Åberg B., Rodhe W. Über die Milieufaktoren in einigen südschwedischen Seen // Symb. bot. upsal. – 1942. – Vol. 5. – № 3. – S. 1–256.
212. Allen Terence Particle Size Measurement: Powder sampling and particle size measurement – London: Chapman & Hall, – 1997. – Fifth edition: V. 1: 2: – P. 525.
213. Alm G. Limnologisch-fischereiliche Untersuchungen in dem Kälarne-Seen // Inst. Freshwater Res. Rep., Lund. – 1960. – N 41. – S. 5–148.

214. Arst H., Erm A., Herlevi A., Kutser T., Leppäranta M., Reinart A., Virta J. Optical properties of boreal lake waters in Finland and Estonia // *Boreal Environment Research* 13. – 2008. – P. 133–158.
215. Bader H. The hyperbolic distribution of particle sizes // *J. Geophys. Res.* – 1970. – V. 75 (15). – P. 2822–2830.
216. Beisner B.E., Longrhi M. Spatial overlap in lake phytoplankton: Relations with environmental factors and consequences for diversity // *Limnology and Oceanography*. – 2013. – 58 (4). – P. 1419–1430.
217. Bredford M.E, Peters R.H. The relationship between chemically analyzed phosphorus fractions and bioavailable phosphorus // *Limnology and Oceanography*. – 1987. – Vol. 32(5). – P. 1124–1137.
218. Carlson R.E. A trophic state index for lakes // *Limnology and Oceanography*. – 1977. – Vol. 22. – N 2. – P. 361–369.
219. Carstensen J. Censored data regression: Statistical methods for analyzing Secchi transparency in shallow systems // *Limnology and Oceanography: Methods* 8. – 2010. – P. 376–385.
220. Chapra, S.C. (Ed.). *Surface Water-Quality Modeling*. McGraw-Hill, New York, NY, –1997. – P. 844.
221. Chen M., Li J., Dai X., Sun Y., Chen F. Effect of phosphorus and temperature on chlorophyll a contents and cell sizes of *Scenedesmusobliquus* and *Microcystis aeruginosa* // *Limnology*. – 2011. – 12(2). – P. 187–192.
222. Dobson H.F., Gilbertson M., Sly P.J. A summary and comparison of nutrients and related water quality in lakes, Erie, Ontario, Huron and Superior // *J. Fish. Res. Board Can.* – 1974. – Vol. 31. – N. 5. – P. 731–738.
223. Environment Canada: National Guidelines and Standards Office. *Water Policy and Coordination Directorate. Canadian Guidance Framework for*

- the Management of Phosphorus in Freshwater system. Report No. – 2004. – P. 1–18.
224. Ficek D., Zapadka T., Dera J. Remote sensing reflectance of Pomeranian Lakes (northern Poland) // Proceedings of VI International Conference «Current problems in optics of natural waters». – St.-Petersburg, September 6–9, 2011. – P. 163–167.
225. Fogg G.E. Picoplankton // Proceed. IV Int. Symp. "Perspectives in Microbial Ecology". – Ljubljana, 1986. – P. 96–100.
226. Grönberg B., Ramber L., Winbladh E. Limnological studies in the Malingsbo-Kloten region // Scr. Limnol. Upsal. – 1967. – Bd. 3B. – N 181. – 103 s.
227. Harrison J.W. Effects of nutrients, photoinhibition and photoacclimation on photosystem II function of freshwater phytoplankton communities Waterloo, Ontario, Canada, – 2011. – P. 160.
228. Harrison J.W., Smith R.E.H. The spectral sensitivity of phytoplankton communities to ultraviolet radiation-induced photoinhibition differs among clear and humic temperate lakes // Limnology and Oceanography. – 2011. – N 56(6). – P. 2115–2126.
229. Huovinen P.S., Penttilä H., Soimasuo M.R. Spectral attenuation of solar ultraviolet radiation in humic lakes in Central Finland // Chemosphere 51, – 2003 – P. 205–214.
230. Hutchinson G.E. A treatise on limnology. Vol. 1: Geography, physics and chemistry. N. Y., – 1957. – 1015 p.
231. Järnefelt H. Zur Limnologie Gewässer Finnlands I–XX // Ann. Zool. Soc. Vanamo. –1963. – Bd. 19. – N 5. – XIX–XX.
232. Joseph J. Durchsichtigkeitsmessungen im Meere. Dtsch. hydrogr. Z., – 1949. – S. 212–218.

233. Kalenak D.S. Inherent optical properties of suspended particulates in four temperate lakes: application of in situ spectroscopy // *Hydrobiologiy.* – 2013. – 713: – S. 127–148.
234. Kalle K. Über die gelösten organischen komponenten in Mearwasser. – *Kieler Meeresforsch.*, – 1962. – Bd. 18 (3). – S. 128–131.
235. Karlsson J., Bystrom P., Ask J., Ask P., Persson L., Jansson M. Light limitation of nutrient-poor lake ecosystems // *Nature.* – V. 460. P. 506–509.
236. Kudelska D., Soszka H., Cydzik D. Propozycja systema oceny ja kosci jezior // *Wiad ekol.* – 1982. – Vol.27. – N 2. – S. 149–173.
237. Kufel I., Kufel L. Eutrophication processes in a shallow, macrophyte-dominated lake – nutrient loading to and flow through Lake Łuknajno (Poland) // *Hydrobiologia.* – 1997. – 342/343. – P. 387–394.
238. Latimer I. Dependence of extinction efficiency of spherical scatterers of photometer geometry // *J. Opt. Soc. Amer.* – 1972. – V. 62. – N 2. – P. 208–211.
239. Lee Z.P., Carder K.L. Absorption spectrum of phytoplankton pigments derived from hyperspectral remote-sensing reflectance // *Remote Sensing of Environment.* – 2004. – N 89. – P. 361–368.
240. Merkus Henk G. Particle Size Measurements: Fundamentals, Practice, Quality – Springer Science+Business Media B.V., – 2009. – p. 536.
241. Morel A. Etude experementale de la diffusion de la lumiere par l'eau, les solutions de chlorure de sodium et l'eau de mer optiquement pures. – *J. Chim. Phys.*, – 1966. – Vol. 10. – P. 1359–1366.
242. Morel A. Interpretation des variations de la forme de l'indicatrice de diffusion de la lumiere par les eaux de mer. – *Ann. Geophys.*, – 1965. – Vol. 21. – № 2. – P. 281–284.
243. Morel A. Note au sujet des constantes de diffusion de la lumiere pour l'eau et de mer optiquement pures. – *Cah. Oceanogr.*, – 1968. – Vol. XX (2). – P. 157–162.

244. OECD (Organization for Economic Cooperation and Development) Eutrophication of waters. Monitoring assessment and control. Final report. OECD Cooperative Programme on monitoring of Inland Waters (Eutrophication Control), Environment Directorate. Paris, – 1982. – 154 p.
245. Pettersson H. A transparency-meter for sea water. Medd Goteborgs Hogs. Ocean Inns., – 1934. – 3. – N7. – P. 1–8.
246. Pope R.M., Fry E.S. Absorption spectrum (380-700 nm) of pure water. II Integration cavity measurements // *Appl. Optics*. – 1997. – 36. – № 33. – P. 8710 – 8723.
247. Przemyslaw G.B., Sorensen P.W. Effects of common carp on phosphorus concentrations, waterclarity, and vegetation density: a whole system experiment in a thermally stratified lake // *Hydrobiologia*, March – 2015. – Vol. 746. – Issue 1. – P. 303–311.
248. Rodhe W. Primärproduction und Seetypen // *Verh. Intern. Ver. theor. und angew. Limnol.* – 1958. – Bd. 13. – N 1. – S. 121–141.
249. Ruttner F. *Grundriss der Limnologie*. 3. Auflage. Berlin. 1962. – 332 p.
250. Sasaki T., Okami N., Oshiba G., Watanabe S. Studies on suspended particles in deep sea water // *Sci. Pap., Inst. Phys. Chem. Res. (Tokyo)*. – 1962. – V. 56 (1). – P. 77–83.
251. Stockner J.G., Autia N.J. Algal picoplankton from Marine and freshwater ecosystems: a multidisciplinary Perspective // *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* – 1986. – V. 43. – P. 2472–2503.
252. Sutorikhin I.A., Bukaty V.I., Akulova O.B. Seasonal dynamics of light attenuation coefficient in different kinds of lakes located in Altai Krai // *Proceedings of VII International Conference «Current problems in optics of natural waters»*. – St.-Petersburg, September 10–14, 2013. – P. 114–117.
253. Sutorikhin I.A., Bukaty V.I., Zalaeva U.I., Akulova O.B. Measuring and computer complex used for determining concentration and size composition of solids suspended in water by means of the method of optical transparency

- fluctuations // Proceedings of VII International Conference «Current problems in optics of natural waters». – St.-Petersburg, September 10–14, 2013. – P. 250–252.
254. Takahashi M., Bienfang P.K. Size structure of phytoplankton biomass and photosynthesis in subtropical Hawaiian Waters // *Mar. Biol.* – 1983. – V. 76. – N 2. – P. 213–218.
255. Vollenweider R.A. Sichttiefe und Produktion // *Verh. Intern. Ver. theor. und angew. Limnol.* – 1958. – Bd. 13. – N 1. – S. 142–143.
256. Vollenweider R.A., Kerekes J. The loading concept as basis for controlling eutrophication philosophy and preliminary results of the OECD programme on eutrophication // *Progr. Water Technol.* – 1980. – Vol. 12. – N 2. – P. 3–38.
257. Wehr G.D. Predominance of picoplankton and nanoplankton in eutrophic Calder lake // *Hydrobiologia.* – 1990. – V. 2303. – P. 35–44.
258. Xu Renliang *Particle Characterization: Light Scattering Methods* – New York: Kluwer Academic Publishers, – 2002. – p. 397.
259. Zaneveld J.R.V., Roach D.M., Pak H. The determination of the index of refraction distribution of oceanic pailiculates // *J. Geophys. Res.* – 1974. – V. 79. – P. 4091–4095.
260. Zilmavirta V. Dynamics of phytoplankton in Finnish lakes // *Lakes and water management. Proc. of the 30 year Symp. of the Finnish Limnological Society.* – Hague: W. Junk Puhl, – 1982. – P. 11–20.