



ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ: ИЗУЧЕНИЕ И УПРАВЛЕНИЕ ТОМ 1

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ: ИЗУЧЕНИЕ И УПРАВЛЕНИЕ

(ЛИМНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКОЛА-ПРАКТИКА)

**МАТЕРИАЛЫ
V МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ
МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ
(5–8 сентября 2016 г.)**

Том 1

КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ВОДНЫХ ПРОБЛЕМ СЕВЕРА

**ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ:
ИЗУЧЕНИЕ И УПРАВЛЕНИЕ
(ЛИМНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКОЛА-ПРАКТИКА)**

МАТЕРИАЛЫ
V МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ
(5–8 сентября 2016 г.)

Том 1

ПЕТРОЗАВОДСК
2016

УДК 556.5 (063)
ББК 26.222
В62

В62 Водные ресурсы: изучение и управление (лимнологическая школа-практика). Материалы V Международной конференции молодых ученых (5–8 сентября 2016 г.) / Отв. ред. Д. А. Субетто, Н. Н. Филатов, Т. И. Ретгеранд, Л. А. Беличева. Т. 1. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2016. 340 с.

Представлены результаты исследований молодых ученых по направлениям: география, гидрология, гидрофизика, гидробиология, гидрохимия, палеолимнология, моделирование. В отличие от предыдущих мероприятий, проводимых научно-образовательным центром ИВПС КарНЦ РАН с 2007 г. при поддержке Российской академии наук, Петрозаводского госуниверситета, Русского географического общества, в этой конференции участвует гораздо больше как российских, так и иностранных ученых.

Мероприятие направлено на усиление взаимодействия талантливой молодежи в сфере науки и образования при тесном сотрудничестве с отечественными и зарубежными учреждениями высшего образования и научными организациями.

Конференция организована в рамках празднования 25-летия Института водных проблем Севера КарНЦ РАН и 70-летия Карельского научного центра РАН.

Water Resources: Research and Management (Limnological school and workshop). Proceedings of the 5th International Young Scientists Conference (5–8 September 2016, Petrozavodsk)

The proceedings of the Conference provide an overview of most of contemporary research of young scientists on issues associated with hydrology, hydrophysics, hydrobiology, hydrochemistry, paleolimnology, geography and modeling. The present volume is the continuation of a long series of the previous events held by Scientific-Educational Center of Northern Water Problems Institute of Karelian Research Centre of RAS since 2007 with the support of the Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk State University and the Russian Geographical Society. Over the years the Conference has significantly expanded its membership, and now contains contribution from more than 50 educational and scientific organizations of Russia and foreign countries.

The event is initiated as an open forum for researchers working on different topics of water resources and to promote interactions among talented young people in the sphere of science and education in close cooperation with domestic and foreign institutions of higher education and research organizations.

The Conference organized within the framework of the celebration of the 25th anniversary of the Northern Water Problems Institute of Karelian Research Centre of RAS and 70th anniversary of Karelian Research Center of RAS.

Проведение V Международной конференции молодых ученых «Водные ресурсы: изучение и управление (лимнологическая школа-практика)» и издание материалов осуществляются при финансовой поддержке ФАНО, ОНЗ РАН, РФФИ (№ 16-35-10327) и РНФ (№ 14-17-00766, № 14-17-00740)

ISBN 978-5-9274-0738-5 (Т. 1)
ISBN 978-5-9274-0722-4

© Авторы, 2016
© Карельский научный центр РАН, 2016
© Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, 2016

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОГРАФИЯ И ГИДРОФИЗИКА	12
Антонова Р. Ф., Щеколдина И. В. Изучение водных объектов в рамках подготовки бакалавров по направлению «Педагогическое образование. География»	12
Широкова В. А., Снытко В. А., Собисевич А. В., Озерова Н. А., Чеснов В. М., Романова О. С., Эрман Н. М., Широков Р. С., Низовцев В. А. «Музей исторических водных путей»: создание и реализация	17
Игнатов Е. И., Землянов И. В., Санин А. Ю., Терский П. Н. Морфология, динамика и защита берегов Онежского озера	21
Игнатов Е. И., Землянов И. В., Санин А. Ю., Борщенко Е. В., Терский П. Н. Применение методов математического моделирования для изучения динамики берегов Онежского озера и их развития	29
Жарков Р. В., Козлов Д. Н. Термальные проявления кратерных озер Курильских островов	36
Здоровеннова Г. Э., Здоровеннов Р. Э., Волков С. Ю., Богданов С. Р., Гавриленко Г. Г. Влияние гидротермодинамики придонного слоя малого озера на химико-биологические процессы	45
Гавриленко Г. Г., Здоровеннова Г. Э., Здоровеннов Р. Э., Тержевик А. Ю., Пальшин Н. И., Ефремова Т. В. Формирование анаэробных условий в придонном слое мелководного озера в летний период	53
Падалко Ю. А., Павлейчик В. М. Выявление сезонных и многолетних вариаций площади озер Южного Зауралья на основе спутниковых изображениях LANDSAT (предварительные результаты исследования)	60
Першин Д. К., Бирюков Р. Ю. Создание основы для построения картографической модели распределения максимальных снегозапасов в бассейне реки Касмалы (Алтайский край)	67

ГИДРОЛОГИЯ И МОДЕЛИРОВАНИЕ	75
Цыденов Б. О. Численная модель для исследования качества воды в крупном озере	75
Березина О. А., Двинских С. А., Максимович Н. Г., Паньков Н. Н. Проблемы управления водными ресурсами на примере Нытвенского водохранилища	82
Айзель Г. В. Моделирование стока рек российской Арктики в условиях недостаточного информационного обеспечения	88
Миклашевская Н. А. Реакция уровня моря на ветровые воздействия	94
Манилюк Ю. В., Черкесов Л. В. Сейши и сейшеобразные колебания в Ладожском озере	101
Маркова Н. В. Годовой ход трехмерных полей температуры, солёности и течений на северо-западном шельфе Черного моря как результат численного моделирования	109
Дымова О. А. Моделирование субмезомасштабных динамических процессов в прибрежных зонах Черного моря	117
Черкесов Л. В., Шульга Т. Я. Численное исследование свободных колебаний уровня и течений Азовского моря, возникающих после прекращения длительного действия ветра	124
Зырянов В. Н., Чебанова М. К. Приливные волны в эстуариях	132
Толстикова А. В., Чернов И. А. Моделирование пелагической экосистемы Белого моря	139
Lazzari P., Solidoro C., Salon S., Bolzon G. Modeling the marine nutrient limitation with a medium complexity biogeochemical model	145
Еннэ А. И. Моделирование динамики морской экосистемы с помощью модели BFM STANDALONE	152
Булавина А. С. Гидрологический режим озерно-речных систем западной части бассейна Белого моря	155
Петряхина Е. В. Антропогенное эвтрофирование на Куйбышевском водохранилище под влиянием изменчивости гидрологических условий	158

ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЯ. ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ	164
Gorlach A., Hang T., Kalm V. Palaeoreconstruction of late Weichselian proglacial lakes in northwestern Russia and northern Belarus	164
Борзенкова И. И., Борисова О. К., Жильцова Е. Л., Сапелко Т. В. Холодные эпизоды раннего голоцена в Северной Европе: анализ эмпирических данных и возможных причин	171
Терехов А. В., Сапелко Т. В. Картирование трансгрессивных стадий голоцена северо-западной части Ладожского озера	178
Гурбич В. А., Субетто Д. А., Потахин М. С. Разработка палеогеографической базы данных PaleoOnego	185
Зобков М. Б., Субетто Д. А., Тарасов А. Ю., Потахин М. С. Применение ГИС для реконструкции береговой линии Онежского озера в различные климатические периоды	190
Разумовский В. Л., Разумовский Л. В. Оценка долговременных изменений рН в озерах Кавказа методом биоиндикации (диатомовый анализ)	198
Рязанцев П. А., Слуковский З. И., Родионов А. И. Георадарное обследование донных отложений малых озер Карелии	205
Овдина Е. А., Страховенко В. Д., Ермолаева Н. И., Зарубина Е. Ю., Салтыков А. В. Современное минералообразование в озерах Петухово Кулундинской степи	210
Филимонова Л. В., Лаврова Н. Б. Палеогеографические исследования Онежского озера и его бассейна с использованием комплекса методов	219
Козина Н. В. Особенности современного осадконакопления в Южном Каспии	227
Слуковский З. И., Медведев А. С. Анализ петрогенной составляющей современных осадочных формаций (донных отложений) урбанизированной среды	236
Дружинин С. В., Зыков С. Б., Яковлев Е. Ю. Радиологические исследования донных осадков Белого моря в ходе научно-исследовательской экспедиции «Плавающий университет» в 2012 году	243

Киселев Г. П., Дружинин С. В., Киселева И. М., Яковлев Е. Ю. Исследование радиоактивности донных отложений озера Каменного (Государственный природный заповедник «Костомукшский») 249

ГИДРОХИМИЯ 257

Веницианов Е. В. Современные проблемы качества вод 257

Минакова Е. А., Шлычков А. П. Распределение нагрузки биогенных элементов, обусловленных диффузными источниками воздействия, на водосборах Республики Татарстан 265

Землянов И. В., Строков А. А., Милютина И. Ю., Фатхи М. О., Терская Е. В. Исследование качества воды и донных отложений Онежского озера 271

Сороковикова Л. М., Томберг И. В., Синюкович В. Н., Маринайте И. И., Пестунова О. С., Жученко Н. А., Башенхаева Н. В., Сезько Н. П. Экологическая характеристика притоков Северного Байкала и Ангаро-Кичерского мелководья 279

Ксенофонтова М. И. Особенности гидрохимического состава термокарстовых озер Центральной Якутии 285

Чекмарева Е. А. Влияние органических и биогенных веществ на качество воды малых рек (на примере притоков Ивановского водохранилища) 292

Зобкова М. В. Возможности оценки содержания автохтонного и аллохтонного органического вещества в природных водах с использованием их отличительных признаков 299

Моисеева Н. А., Чурилова Т. Я., Ефимова Т. В., Кривенко О. В. Определение концентрации хлорофилла *a* в Черном море на основе показателей флуоресценции 305

Ерина О. Н., Ефимова Л. Е. Изменчивость содержания хлорофилла *a* в Можайском водохранилище в летний период 313

Гречушникова М. Г., Бадюков Д. Д., Саввичев А. С., Казанцев В. С. Сезонные изменения содержания метана в водной толще Можайского водохранилища 320

Лабузова О. М., Носкова Т. В., Лысенко М. С., Ильина Е. Г., Папина Т. С. Количественная оценка поступления нефтепродуктов с городской территории в природные водотоки	326
Кустова О. В., Горшков А. Г. Уровень полихлорированных бифенилов в озере Байкал и его оценка на современном этапе	332

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ

Председатели

д. г. н. Д. А. Субетто, Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН
чл.- корр. РАН Н. Н. Филатов,
Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН

Рецензенты

д. г. н. С. Б. Потахин, Петрозаводский государственный университет
д. б. н. Н. В. Ильмаст, Институт биологии КарНЦ РАН

Редакционный совет

д. г. н. Д. А. Субетто, *к. б. н. Т. И. Регеранд*, *к. б. н. Л. А. Беличева*,
к. г. н. Г. Э. Здоревеннова, *к. т. н. М. Б. Зобков*, *к. г. н. М. С. Потахин*,
к. б. н. А. И. Сидорова, *к. г. н. А. В. Толстиков*

Ответственный секретарь

к. б. н. Л. А. Беличева, Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН

Члены программного комитета

- *д. г. н. Д. А. Субетто*, ИВПС КарНЦ РАН
- *чл.- корр. РАН Н. Н. Филатов*, ИВПС КарНЦ РАН
- *к. б. н. Т. И. Регеранд*, ИВПС КарНЦ РАН
- *д. б. н. Н. М. Калинин*, ИВПС КарНЦ РАН
- *к. г. н. Л. Е. Назарова*, ИВПС КарНЦ РАН
- *к. т. н. А. Ю. Тержевик*, ИВПС КарНЦ РАН
- *д. б. н. С. Ф. Комулайнен*, ИБ КарНЦ РАН
- *д. г.-м. н. А. Е. Рыбалко*, СПбГУ
- *к. б. н. Н. А. Березина*, ЗИН РАН
- *д. г. н. М. А. Науменко*, ИНОЗ РАН
- *д. г. н. В. Н. Кудрявцев*, РГГМУ, Нансен-Центр
- *д. г. н. А. М. Догановский*, РГГМУ
- *д. ф.-м. н. Е. В. Веницианов*, ИВП РАН
- *профессор М. Леппяранта*, Университет г. Хельсинки (Финляндия)
- *к. б. н., д. г. н. Б. П. Власов*, БГУ (Белоруссия)

Члены организационного комитета

- *к. т. н. В. Н. Баклагин*, Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН
- *к. б. н. А. П. Георгиев*, Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН
- *к. з. н. Г. Э. Здоровеннова*, Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН
- *к. т. н. М. Б. Зобков*, Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН
- *к. з. н. М. С. Потахин*, Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН
- *к. б. н. А. И. Сидорова*, Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН
- *к. з. н. А. В. Толстиков*, Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН
- *к. б. н. И. А. Барышев*, Институт биологии КарНЦ РАН
- *к. б. н. А. Б. Степанова*, Российский государственный гидрометеорологический университет
- *Е. М. Макарова*, Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН
- *Ю. Ю. Фомина*, Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН
- *Г. Г. Гавриленко*, Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН

ДОРОГИЕ ДРУЗЬЯ!

Приветствуем вас, участников V Международной конференции молодых ученых «Водные ресурсы: изучение и управление (лимнологическая школа-практика)».

Россия – одна из самых богатых поверхностными пресными водами, в том числе озерами, стран мира. Свыше 2,5 миллиона озер насчитывается на территории нашей страны, среди которых и крупнейшее пресноводное озеро Земли – Байкал, и два крупнейших в Европе озера – Ладожское и Онежское. На берегу Онежского озера, в столице Республики Карелия г. Петрозаводске и проводится конференция. Следует отметить, что Республика Карелия – регион в нашей стране, наиболее богатый водными объектами, – 60 тысяч озер и водохранилищ и 27 тысяч рек!

Конференция является продолжением серии молодежных конференций и совещаний, которые организует и проводит Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН с 2010 г.

В 2010 г. была организована I Международная экспедиционная школа-практика «Великие озера Европы – озеро Онежское». Проведение мероприятия показало актуальность применения интерактивных методов обмена информацией в практических полевых условиях. В 2012 г. была организована в тесном сотрудничестве с отечественными и зарубежными учреждениями высшего образования и науки II Международная экспедиционная школа-практика «Великие озера Европы – озеро Онежское». Мероприятие стало продолжением целенаправленной работы Института водных проблем Севера КарНЦ РАН по подготовке талантливой молодежи для работы в сфере науки и образования. В 2013 г. успешно проведен III Международный семинар с полевым выездом «Трансграничные водосборы: Финляндия и Россия – водосбор Белого моря» с экспедицией на Белое море и сессией в полевых условиях для молодых ученых.

В 2014 г. Научно-образовательный центр Института водных проблем Севера КарНЦ РАН совместно с Советом молодых ученых ИВПС КарНЦ РАН и Отделением РГО в Республике Карелия организовал и провел IV Международную молодежную школу-конференцию «Моря, озера и трансграничные водосборы России, Финляндии и Эстонии».

На нынешней, пятой конференции обсуждается широкий круг актуальных лимнологических вопросов, включая (1) проблемы трансграничных водных объектов; (2) оценку водных ресурсов Севера Евразии; (3) особенности формирования водных ресурсов суши в условиях антропогенных воздействий; (4) оценку реакции водных объектов и гидробионтов на изменения климата; (5) вопросы рационального природопользования, охраны и управления водными ресурсами, моделирования гидрологических и экосистемных процессов, формирования и современного состояния биоресурсов; (6) методы биоиндикации и биомониторинга; (7) оценку экотоксикологического состояния водных объектов; (8) современные палеолимнологические методы и достижения в изучении строения и вещественного состава донных отложений озер; (9) особенности геохимических, палеоэкологических и палеоклиматических реконструкций истории развития озер и природно-климатических обстановок в прошлом.

V Международная конференция «Водные ресурсы: изучение и управление», в работе которой принимает участие свыше 150 молодых ученых из разных научных и образовательных учреждений России и стран ближнего и дальнего зарубежья, проводится в юбилейный 25-й год Института водных проблем Севера КарНЦ РАН и 70-й год Карельского научного центра РАН.

Конференция поддержана РФФИ (№ 16-35-10327), ФАНО и ОНЗ РАН.

*Д. А. Субетто, Н. Н. Филатов,
Т. И. Регеранд, Л. А. Беличева*

ГЕОГРАФИЯ И ГИДРОФИЗИКА

ИЗУЧЕНИЕ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ В РАМКАХ ПОДГОТОВКИ БАКАЛАВРОВ ПО НАПРАВЛЕНИЮ «ПЕДАГОГИЧЕСКОЕ ОБРАЗОВАНИЕ. ГЕОГРАФИЯ»

Р. Ф. Антонова, И. В. Щеколдина

Петрозаводский государственный университет

В период обучения бакалавров профиля «География» изучение водных объектов происходит во время аудиторных занятий, учебных полевых практик и экспедиций. В процессе изучения дисциплин «Общее землеведение», «Физическая география материков и океанов», «Физическая география России», «География Карелии», «Основы ландшафтоведения», «Экономическая и социальная география России», «Экономическая и социальная география зарубежных стран», «Рекреационная география» и др. студенты получают знания о структуре, состоянии, функционировании, использовании гидрографических объектов разного ранга и генезиса. Формируется комплексное географическое представление о гидрографической сети разных регионов и гидросфере Земли как части географической оболочки.

Кафедра географии ПетрГУ с 2012 г. осуществляет подготовку бакалавров по направлению 44.03.01 «Педагогическое образование» по двум профилям одновременно «География и экономика», «География и английский язык», «География и биология».

Географическое образование включает в себя подготовку специалистов в областях физической, социальной и экономической географии. Педагогическая специализация формирует бакалавра как будущего специалиста-учителя предметного блока «география». В течение пяти лет бакалавры изучают основы географической науки через блоки учебных дисциплин – обязательных и вариативных. Изучение водных объектов в течение учебного года происходит посредством аудиторных занятий, лекционных, лабораторных и семинарских, учебных полевых практик и экспедиций.

Изучение водных объектов разного ранга и генезиса начинается на первом курсе обучения в рамках предмета «Общее землеведение». В разделе «Общая морфология Земли» представлены для изучения материка и океаны Земли; количество последних необходимо уточнять соответственно содержанию школьных и вузовских программ. В разделе «Гидросфера» рассматриваются вопросы происхождения, структуры, функционирования и динамики Мирового океана и вод суши. При изучении дисциплины «Физическая география материков и океанов» студенты получают информацию о региональных особенностях морей и океанов, омывающих собственно материка, а также о внутренних водах суши. Формируется комплексное представление о гидрографической сети материков, о причинах и закономерностях ее функционирования.

Курс физической географии России дает целостное представление о природе нашей родины и раскрывает разнообразие ее природных комплексов. В разделе «Общий обзор природы. Внутренние воды» приводится оценка водности территории, структура водного баланса, гидрографическая и гидрологическая характеристика водных объектов государства: рек, озер, водохранилищ, прудов, рассматриваются особенности болотного фонда, многолетней мерзлоты, современного оледенения и подземных вод. Особое внимание уделяется современному состоянию, хозяйственному значению внутренних вод, характеристике и направлениям использования водных ресурсов. В разделе «Региональный обзор» приводятся комплексные характеристики крупных речных систем, озер и водохранилищ разных физико-географических стран и областей.

Для самостоятельной работы студентам предлагается на выбор составление подробных характеристик рек и озер с обязательным отбором информации о современном экологическом состоянии объекта с последующей презентацией для аудитории. Также студенты сдают гидрографическую номенклатуру по России в течение 3–4 курсов обучения (общий и региональный блоки, причем последний вписан в систему ландшафтного районирования Евразии). Хочется отметить, что именно изучение и сдача гидрографической номенклатуры по России вызывает у студентов наибольшие затруднения: проблемы работы с разномасштабными картами, большое количество гидронимов, отсутствие комплексного восприятия территории.

В региональном курсе «География Карелии» применяются ранее полученные знания о внутренних водах Фенноскандии и Восточно-Европейской (Русской) равнины, выделяются отличительные особенности рек и озер Карелии, собирается краеведческий материал для курсовых и дипломных работ.

В курсе «Основы ландшафтоведения» приоритетным является изучение взаимных связей и взаимной обусловленности природных компонентов, составляющих наружные сферы нашей планеты. Таким образом, предметом изучения являются природные комплексы разных рангов – от глобального до локального, от географической оболочки и гидросферы до морфологических единиц ландшафта. При характеристике структуры ландшафта обращается внимание на гидромассы как разновидность геомасс, при изучении функционирования – на особенности влагооборота в ландшафте.

Хочется отметить, что при изучении дисциплин блока социальной и экономической или общественной географии также уделяется внимание внутренним водам политико-административных единиц и морским объектам в связи с их использованием в хозяйственной деятельности человека.

В ходе изучения всех перечисленных дисциплин студенты изучают и сдают гидрографическую номенклатуру (перечень названий гидрографических объектов: океанов и их частей, а также гидросферы суши – гидронимов). Гидрологические объекты составляют

практически половину всех изучаемых объектов. Изучению водных объектов, происхождению их названий и определению местоположения в пространстве и на карте уделяется большое внимание в курсе вузовской подготовки учителей географии. Объекты гидрологии являются составной частью географической номенклатуры, и их изучение – важнейшая задача студентов-географов.

Полученные на аудиторных занятиях знания используются во время практик и экспедиционных исследований. Программы практик соответствуют требованиям государственного стандарта образования. Содержание учебно-полевых практик несколько расширяет и конкретизирует содержание соответствующих учебных дисциплин, поскольку планы полевых практик составлены с учетом конкретных физико-географических условий региона. Программы практик предусматривают предполевую подготовку, полевые работы и камеральную обработку материалов, написание отчета. После овладения методикой бригады получают задания для самостоятельных исследований. Результаты этой работы входят в групповой отчет о полевой практике и оцениваются руководителем практики, а также могут быть использованы в качестве научного материала для написания курсовых и дипломных работ. Успешная деятельность школьного учителя географии немыслима без активной краеведческой работы с учащимися. Краеведение к тому же – это хороший стимул для привития учащимся интереса к географии, к познанию родного края. Среди многообразной деятельности учителя географии важное место занимают экскурсии со школьниками в природу, а также внеклассная работа – походы и экспедиции по родному краю, участие в туристских слетах и соревнованиях. Основы для этих видов профессиональной деятельности будущие учителя получают во время полевых практик. Таким образом, цель полевых практик – подготовить студентов, будущих учителей географии, к работе с учащимися в природной обстановке, т. е. вооружить студентов навыками изучения своей местности.

При этом все практики решают некоторые общие задачи:

1. Закрепление теоретических знаний, полученных студентами на аудиторных занятиях;

2. Обучение студентов навыкам географических наблюдений в природной обстановке, а также привитие им навыков исследовательской работы;

3. Овладение методами и методиками полевых исследований и проведения экскурсий в природу с учащимися;

4. Развитие умения выявлять и анализировать взаимосвязи между компонентами природы, развитие географического мышления.

Эти общие задачи полевых практик реализуются через специфику содержания той или иной предметной полевой практики. Полевые практики предоставляют большие возможности для проведения со студентами и воспитательной работы.

Водные объекты изучаются во время проведения следующих практик: по общему землеведению (раздел «гидрология»), региональной физической географии (ландшафтоведению), сезонной практики по физической географии, экономической географии, дальней комплексной практике по географии.

Для проведения полевых практик выбираются различные озера, реки, искусственные водоемы Карелии. Учебными полигонами практик и экспедиций были акватории Ладожского и Онежского озер, крупные озера – Водлозеро, Сегозеро, Пяозеро, Кончезеро, Укшезеро, Сямозеро, Паанаярви, Толвоярви, а также небольшие озера-ламбы. Комплексные исследования включали составление гидрографических характеристик, изучение гидрологического режима, описания как учебного объекта, обоснование уникальности объекта и придания статуса природоохранной территории, разработку экскурсионных и экологических маршрутов. Например, результаты исследования внутренних водных объектов Валаамского архипелага были положены в основу функционального зонирования территории островов и создания ТЭО для передачи ее Русской православной церкви. В настоящее время выбор объектов учебных практик ограничен в связи с переходом на бакалавриат, сокращением часов и финансирования; чаще всего гидрологические исследования проводятся в пределах г. Петрозаводска и его окрестностей. Другие водные объекты, например, озера Сямозеро, Пряжинское, Пялозеро, р. Суна и др., посещаются студентами во время обзорных экскурсионных учебных маршрутов.

STUDY OF WATER BODIES AS PART OF TRAINING BACHELORS MAJORING IN GEOGRAPHY (TEACHER EDUCATION)

R. F. Antonova, I. V. Shehekoldina

Petrozavodsk State University

Bachelors majoring in Geography study water bodies during classroom sessions, field practice training and expeditions. As taking courses in different subjects, students learn about the structure, status, functioning, and use of hydrographic objects of different types and origin. During the courses a complex idea of geographical representation of the hydrographic network typical of different regions and Earth's hydrosphere as part of the geographical envelope is developed.

«МУЗЕЙ ИСТОРИЧЕСКИХ ВОДНЫХ ПУТЕЙ»: СОЗДАНИЕ И РЕАЛИЗАЦИЯ

**В. А. Широкова¹, В. А. Снытко¹, А. В. Собисевич¹,
Н. А. Озерова¹, В. М. Чеснов¹, О. С. Романова¹, Н. М. Эрман¹,
Р. С. Широков², В. А. Низовцев³**

*¹Институт истории естествознания и техники
им. С. И. Вавилова РАН*

²Институт криосферы Земли Сибирского отделения РАН

³Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова

Создание информационного ресурса «Музей исторических водных путей» будет способствовать сохранению памятников природы, культуры и гидротехники вдоль старинных водных путей европейской части России. В ходе экспедиционных исследований собранные гидролого-гидрохимические и ландшафтные данные были дополнены архивными, литературными и картографическими материалами. В визуализируемой форме представленные в виртуальном музее данные могут быть использованы специалистами исторического и географического профиля для аналитического изучения истории водных путей и оценки их современного эколого-ландшафтного состояния.

Заселение и хозяйственное освоение территории Русского Севера в значительной степени связано с освоением водных путей. В ранние времена это были естественные водные пути и связующие их волоки, а позднее – рукотворные водные системы. Характерными примерами таких путей являются Северо-Двинский, Мариинский, Тихвинский и Вышневолоцкий исторические водные пути – озерно-речные системы, соединенные рукотворными каналами, с сохранившимися памятниками гидротехнического строительства. Исторические водные пути являются уникальными природными объектами не только для Русского Севера, но и для всей России в целом. Создание «Музея исторических водных путей» имеет цель сделать информацию об исторических водных путях достоянием специалистов и широкой общественности.

Для наполнения создаваемого электронного ресурса были использованы материалы, собранные Комплексной экспедицией по изучению исторических водных путей России (КЭИВП) Института истории естествознания и техники им. С. И. Вавилова РАН. Они включают гидролого-гидрохимические и ландшафтные данные, собранные в ходе 13 лет полевых наблюдений на реках и искусственных водных путях европейской части России, которые дополняются архивными, литературными и картографическими материалами по истории водных систем. Были уточнены географические координаты памятников гидротехники, подробно изучена эволюция ландшафтов в зоне водосбора под влиянием абиотических факторов и антропогенной нагрузки. Данные, полученные в ходе экспедиционных работ, станут основой для создания тематических карт.

Для того чтобы собранные и обобщенные материалы, а также другие документы, отражающие историю создания и развития исторических водных путей, стали доступны широкому кругу лиц, было решено создать виртуальный ресурс «Музей исторических водных путей» с доступом через сеть Интернет. Структура информационного наполнения музея строится на основе историко-научной геоинформационной базы КЭИВП, которая со-

стоит из блоков, посвященных Ладожскому и Онежскому каналам, озерно-канальной системе Большого Соловецкого острова, заволочному Белозерско-Онежскому водному пути, Северо-Двинской, Вышневолоцкой, Тихвинской водным системам, водному пути «из варяг в греки».

Связующим звеном методологического и технического наполнения базы служили картографические материалы. Фиксация современного состояния водных путей России и обрамляющих их культурно-исторических ландшафтов с помощью космоснимков, топографических карт, фото- и видеосъемки местности дополнялась анализом старинных карт этого региона. Проводилось сопоставление данных старых карт с современными и космоснимками для выявления изменений режима водной системы и последствий этих изменений, изучалось влияние старинных и новейших каналов и водных объектов на природную среду. Одним из итогов исследований стали детальные цифровые карты исторических водных путей, составленные на основании данных аэрокосмического зондирования и геопозиционной привязки изученных объектов.

Геоэкологическая часть исследований включала: выявление изменений в природной среде до и после постройки (функционирования) системы; исследование гидролого-гидрохимического режима изучаемой территории; создание пространственно-временного распределения гидролого-гидрохимических данных в соответствии с ландшафтной структурой территории, уточнение географических координат водных объектов, выявление и наложение карт различных исторических периодов.

Ландшафтная часть включала маршрутное описание ландшафтной структуры территории и локальных ландшафтных комплексов на ключевых участках. Предложенная методика идентификации различных природных объектов на старых картах и современной местности с учетом ее ландшафтной структуры позволяет выявить не только ретроспективные изменения природной ситуации в районе водосбора, но и неизвестные ранее данные по истории освоения и изучения этой территории. Ландшафтные на-

блюдения дали богатый материал по истории освоения долин и водоразделов в районе исторических водных путей. Оценка нарушенности природных территорий в ходе проведения экспедиционных работ заключалась в визуальном дешифрировании, сопоставлении фотоматериалов и обработке космических снимков участков территории по маршруту в период 2003–2015 гг.

Итогом работы по созданию музея исторических водных путей станет общедоступная через Интернет геоинформационная система – интерактивная карта исторических водных путей с нанесенными на нее объектами: природными и гидротехническими памятниками, историко-культурными объектами, памятными местами. Будет составлена полная база данных памятников природы и гидротехники по историческим водным путям с описанием и оценкой их состояния, привязкой на местности. Это позволит усовершенствовать меры по учету, сохранению и грамотному использованию нашего культурно-исторического наследия и будет служить развитию туристического потенциала соответствующего региона.

Работа выполнена при финансовой поддержке РГНФ (проект № 15-03-00749).

«MUSEUM OF HISTORIC WATERWAYS»: ESTABLISHMENT AND THE IDEAS FOR THE PROJECT IMPLEMENTATION

**V. A. Shirokova¹, V. A. Snytko¹, A. V. Sobisevich¹, N. A. Ozerova¹,
V. M. Chesnov¹, O. S. Romanova¹, N. M. Erman¹, R. S. Shirokov²,
V. A. Nizovtsev³**

¹S. I. Vavilov Institute for the history of science and technology RAS

²Institute of the Earth Cryosphere of the Siberian Branch of the RAS

³Lomonosov Moscow State University

The Museum of Historic Waterways project is aimed at the preservation of the monuments of nature, culture and hydraulic engineering found along the ancient waterways of the European part of Russia. Archival, literary and cartographic materials were added to the hydrological and hydro-chemical and landscape data collected during expeditions. The visualized data available at the virtual museum can be used by experts dealing with history and geography for the analytical study of historic waterways and the research of ecological and landscape situation in their area.

МОРФОЛОГИЯ, ДИНАМИКА И ЗАЩИТА БЕРЕГОВ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА

Е. И. Игнатов¹, И. В. Землянов¹, А. Ю. Санин¹, П. Н. Терский^{1,2}

¹ Государственный океанографический институт им. Н. Н. Зубова

² Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова

В настоящее время в связи с изменением уровня Онежского озера и возрастанием интенсивности водопользования и хозяйственной, в частности рекреационной, деятельности возрастает актуальность изучения природной динамики берегов и влияния на нее хозяйственной деятельности человека. Особенности прибрежной территории и история формирования берегов определяют их принадлежность к морфогенетическим типам, которым свойственны определенный рельеф и динамические процессы, что необходимо учитывать в хозяйственной деятельности, особенно при берегоукрепительных работах.

Геологическое строение Прионежья. Большая часть берегов озера сложена докембрийскими кристаллическими породами. В южной части кристаллический фундамент имеет палеозойский возраст и скрыт чехлом четвертичных отложений. Дочетвертичные породы представлены различными гранитами и диоритами, габбро, диорит-порфиритами и др. [Бискэ и др., 1971]. С петрографической точки зрения они неоднородные, но устойчивы к абразии.

Четвертичные отложения. Среди четвертичных отложений преобладают ледниковые, в том числе водно-ледниковые и озерно-ледниковые. Встречаются также аллювиальные, озерные и эоловые. Выделяют гравийно-песчаные, алевритовые и глинистые морены, хорошо сортированные пески пляжей и дюн, многокилометровые ленты озов, особенно в восточной части озерного побережья [Бискэ и др., 1971].

Для изучения новейших отложений на ключевых участках, представляющих все районы Онежского озера и разные типы берегов, в 2014–2015 гг. силами ФГБУ «ГОИН» по заказу Невско-Ладожского бассейнового водного управления Росводресурсов было проведе-

но георадарное зондирование берегоформирующих отложений до глубины 4–5 м [Исследование..., 2015]. Профилирование выполнялось как для суши, так и для подводного берегового склона. В большинстве случаев до указанной глубины фиксировались 2–3 (иногда больше) типа отложений, часто различных по генезису. Положение границ между разными отложениями и их мощность варьируются как в пределах отдельно взятого профиля, так и от профиля к профилю, даже если они расположены близко друг к другу. Разнообразие отложений объясняется сложной историей развития рельефа региона. Мощность пляжных отложений, как правило, невелика, редко более 0,5 м, что указывает на уязвимость пляжей.

В Северном Прионежье верхняя граница коренных дочетвертичных пород часто расположена на небольшой глубине, 2–4 м, тогда как в остальных районах она, как правило, не фиксировалась до глубины 5 м либо встречалась эпизодически. Это вполне согласуется с фоновыми данными, указывающими на то, что в среднем, за исключением Северного Прионежья, мощность четвертичных отложений составляет 10–20 м и более [Экман и др., 1964]. Именно различия в мощности четвертичных отложений, которые в целом намного более подвержены абразии или размыву, обуславливают преобладание слабоизмененных берегов в Северном Прионежье.

История развития рельефа Прионежья. Выделяются четыре этапа формирования современного рельефа:

1. Длительной континентальной денудации. Этап проходил с конца палеозоя до конца неогена. Моделирование главных элементов поверхности и древних речных долин;
2. Интенсивного глубокого эрозионного вреза в начале антропогена. Формирование в общих чертах древней эрозионной сети;
3. Ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции;
4. Послеледниковый этап. Формирование современного рельефа [Бискэ и др., 1971].

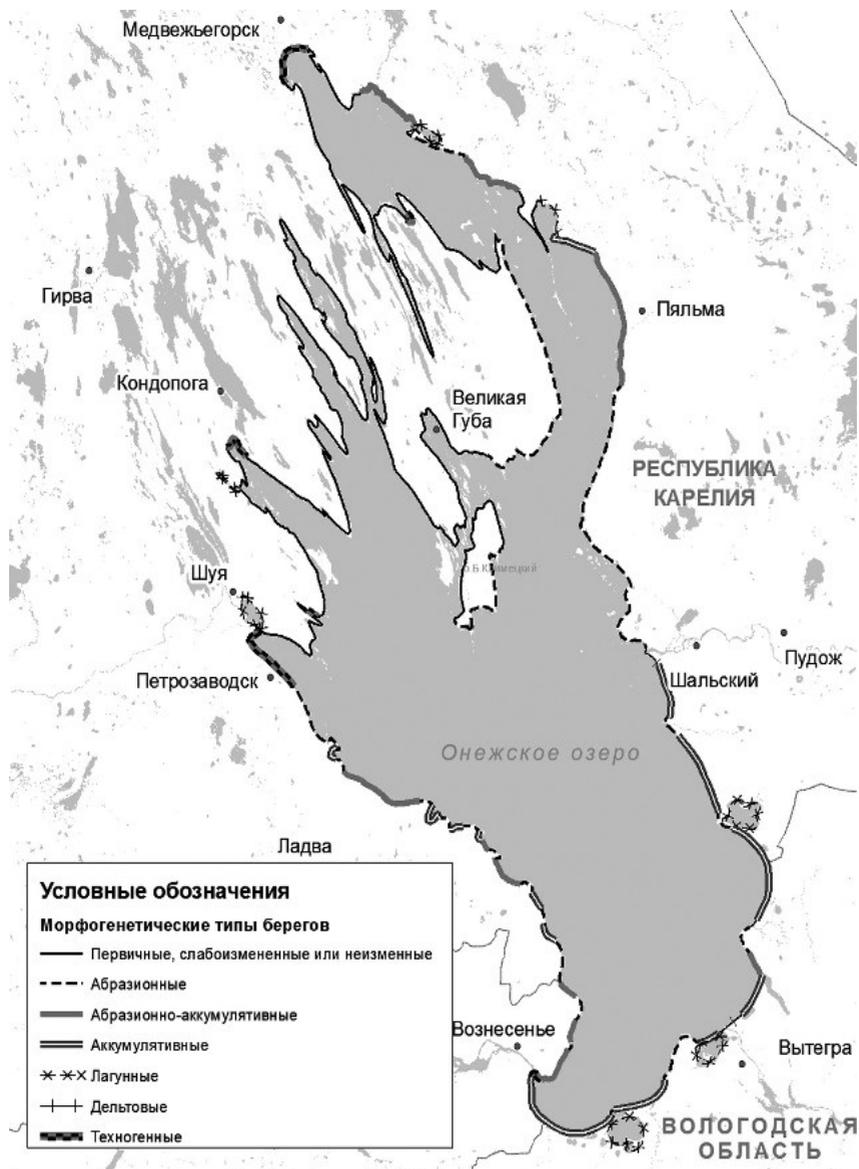
Современные формы рельефа сформировались в ходе третьего и четвертого этапов. Важную роль в формировании современного рельефа сыграло тектоническое поднятие территории, которое началось после ухода ледника и продолжается и в настоящее время.

Типы современного рельефа Прионежья. В настоящее время в Прионежье выделяются семь типов современного рельефа: денудационно-тектонический, ледниковый экзарационный и аккумулятивный, водно-ледниковый аккумулятивный, морской и озерный абразионный и аккумулятивный, биогенный, эоловый, аллювиальный [Бискэ, 1959]. Денудационно-тектонический рельеф наибольшее распространение имеет в Северном Прионежье, морской и озерный абразионный и аккумулятивный, напротив, в Южном. Второй и третий типы встречаются повсеместно, особенно в Западном и Восточном Прионежье. Биогенный (болота) и эоловый (пляжи, палеодюны и т. д.) типы рельефа встречаются повсеместно (за исключением Северного Прионежья), но фрагментарно. Аллювиальный тип рельефа приурочен к устьевым частям рек.

Карта морфогенетических типов берегов и их характеристика. На основании изучения геологического строения, четвертичных отложений, рельефа территории и современной динамики были выделены семь типов берегов Онежского озера (рис.).

Каждый тип берега характеризуется преобладающим динамическим процессом, что часто оказывает влияние (либо может оказать в будущем) на инженерные сооружения, расположенные в береговой зоне. Динамика берегов во многом обуславливает и поступление загрязняющих веществ, в частности, тяжелых металлов.

Следовательно, можно говорить об абразионном процессе на берегах как об играющем важную роль природном источнике загрязняющих веществ для вод Онежского озера и донных отложений. Таким образом, они могут поступить практически в любую часть озера, за исключением, возможно, в наибольшей степени врезанных в сушу и наиболее узких губ со слабоизмененными берегами. Безусловно, значительная часть берегов в настоящее время не подвержена активным процессам абразии или размыва, но поступающие таким образом вещества могут распространяться по акватории озера при помощи поверхностных и глубинных течений. Более того, берега, которые в настоящее время относятся к аккумулятивным, еще тысячи или даже сотни лет назад являлись абразионными или абразионно-аккумулятивными.



Морфогенетическая картосхема типов берегов Онежского озера (по: Исследование..., 2015)

Скорости отступления берегов в ходе абразионных процессов могут достигать десятков сантиметров в год и более, они определяются параметрами волн (высотой, направлением и т. д.), составом берегообразующих пород, морфологией подводного берегового склона, наличием или отсутствием пляжей и их шириной, высотой клифа.

Рекомендации по управлению природопользованием в прибрежной зоне и по берегоукреплению. Рекомендации, равно как и характеристика динамических процессов для берегов разного типа, показаны в табл.

Наибольшей динамичностью обладают абразионные, абразионно-аккумулятивные, аккумулятивные и дельтовые берега. При больших скоростях абразии или размыва берега в случае наличия инженерных сооружений вблизи уреза озера необходимы берегоукрепительные работы: пример – район Андомской горы, где берега отступают со скоростью 1,5–2 м в год [Исследование..., 2015]. Чтобы остановить процесс разрушения берегов и уничтожения этого памятника природы и населенных пунктов, расположенных на вершине Андомской горы, необходимо сооружать вдольбереговые каменные набросы или подводные фильтрующие волноломы. Но осуществление выбора способов укрепления берегов требует дальнейших исследований.

Следует подумать о берегоукреплении на приоритетных для использования в рекреационных целях участках берега, если они подвержены активным абразионным процессам. Может возникнуть необходимость в берегоукрепительных работах для тех абразионно-аккумулятивных и особенно абразионных участков берегов, на которых расположены объекты транспортной и селитебной инфраструктуры непосредственно около уреза, в частности, населенные пункты. К ним относятся поселки Каскес-ручей, Кварцитный в бухте Шокша, Деревянное в Уйской губе, Ежины, Кюршево, Климовское (для берега у поселка характерна активная абразия). Но чаще объекты транспортной и селитебной инфраструктуры расположены на расстоянии десятков метров и более от берега, что делает маловероятным в ближайшее время их повреждение и разрушение.

Динамические процессы по типам берегов и рекомендации по их использованию

Тип берега	Процессы и их географическое распространение	Рекомендации
Слабоизмененные	Очень слабая абразия, редко – очень слабая аккумуляция. Распространены в основном в Северном Прионежье	Динамика берегов в данном случае не несет угрозу инженерным сооружениям
Абразионные	Абразия или размыв берегов разной степени интенсивности, вдоль береговой перенос поступающих в ходе этого процесса (а также с реками) наносов. Встречаются повсеместно	Мониторинг там, где около уреза есть инженерные сооружения: расчет скоростей отступления берега и при необходимости берегоукрепительные работы
Абразионно-аккумулятивные	Абразия или размыв берегов разной степени интенсивности, вдоль береговой перенос поступающих в ходе этого процесса (а также с реками) наносов, аккумулятивные процессы, ведущие к формированию пляжей, как правило, не шире 10–15 м. Чаще всего встречаются на западном побережье	Мониторинг для тех участков, где в непосредственной близости от уреза имеются инженерные сооружения: расчет скоростей отступления берега и при необходимости берегоукрепительные работы, в частности, подсыпка пляжей
Аккумулятивные	Аккумулятивные процессы, ведущие к формированию пляжей различной ширины; вдоль береговой перенос наносов с соседних участков, поступающих с реками и в ходе абразии и размыва. Как правило, характерна их полная или частичная аккумуляция. Чаще всего встречаются на восточном побережье, развиты и на южном	С большой вероятностью имеет место быстрое обмеление, что нужно учитывать при судоходстве; пляжи – естественная защита берега от абразии и размыва, в случае наличия около уреза инженерных сооружений не рекомендуется изъятие грунта в их пределах
Лагунные	Лагуны отделены от озера пересыями, динамические процессы почти отсутствуют. Встречаются они местами на южных, восточных берегах	Берега являются стабильными, что позволяет не считаться с близостью уреза в ходе хозяйственной деятельности

Окончание табл.

Тип берега	Процессы и их географическое распространение	Рекомендации
Техногенные	В целом динамические процессы «находятся в руках человека»; имеет место воздействие озера на берегоукрепительные сооружения, иногда – аккумулятивные процессы. Распространены фрагментарно в губах в окрестностях городов	Необходим мониторинг за состоянием берегоукрепительных сооружений и особенно при наличии там инженерных сооружений – за смежными участками берега
Дельтовые	Как для берега, так и для подвального берегового склона характерны потоки наносов различной интенсивности; такие участки являются источниками их поступления. Характерны аккумулятивные процессы. Распространены фрагментарно, но повсеместно в устьях крупных рек	Данный тип берегов отличается особой динамичностью, что необходимо учитывать в хозяйственной деятельности. Для смежной с такими участками акватории может иметь место обмеление

Типизация берегов по актуальности берегоукрепительных работ. В результате выполненных работ были выделены пять типов берегов по степени необходимости проведения берегоукрепления:

1. Берега, практически не подверженные абразии. К ним относятся берега Северного Прионежья (за исключением части берегов Повенецкого и Заонежского залива);

2. Берега, имеющие полную природную защиту от разрушения. К ним отнесены аккумулятивные берега, часть дельтовых, а также лагунные в силу того, что они находятся в замкнутых водоемах. Распространены они, главным образом, на восточном и южном берегах (особенно велик их процент на южном), а также на восточном побережье Заонежского и Повенецкого залива;

3. Берега, имеющие частичную защиту от процессов абразии и размыва. Это абразионно-аккумулятивные берега. Они часто встречаются в Западном Прионежье, реже в Южном и Восточном Прионежье;

4. Берега, искусственно защищенные от абразии и размыва бетонными волноотбойными стенками либо другими берегоукрепительными сооружениями. Сюда относятся техногенные берега в ку-

товых частях Петрозаводской и Кондопожской губ, на отдельных участках Повенецкого залива;

5. Берега, подверженные процессам абразии и размыву в наибольшей степени. Это, главным образом, абразионные берега, которых достаточно много в Западном Прионежье. Они преобладают в районе Андомского мыса, встречаются в Восточном Прионежье, в пределах Повенецкого залива. К абразионным, но слабоизмененным относится почти весь западный берег Заонежского залива.

Потенциально в берегозащите нуждаются берега третьего и пятого типов.

Авторы признательны сотрудникам географического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова и отдела информационного обеспечения морской и водохозяйственной деятельности ФГБУ «ГОИН», которые принимали активное участие в реализации НИР по Онежскому озеру. Более подробно с результатами исследований по НИР можно ознакомиться в ФГАНУ «ЦИТус».

Литература

Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск: Госизд-во Карельской АССР, 1959.

Бискэ Г. С., Лукашов А. Д., Лак Г. Ц. и др. Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск, 1971. С. 74.

Исследование современного состояния и качества вод Онежского озера: Отчет о НИР (заключительный) по ГК № 31/14 от 16.09.2014 / ФГБУ «ГОИН». Руководитель Землянов И. В. М., 2015. 622 с.

Экман И. М. и др. Отчет о геолого-съёмочных работах масштаба 1 : 200 000, проведенных Пряжинской партией в Прионежском и Кондопожском районах КАССР в 1962–1964 гг. Фонды СЗТГУ. 1964.

MORPHOLOGY, DYNAMICS AND PROTECTION OF LAKE ONEGO WATERSIDES

E. I. Ignatov¹, I. V. Zemlianov¹, A. Yu. Sanin¹, P. N. Tersky^{1,2}

¹ Zubov State Oceanographic Institute

² Lomonosov Moscow State University

Currently, the study of natural dynamics of the Lake Onego watersides and of anthropogenic influence on them are becoming more and more relevant due to the changes of lake's level and increased intensity of various human activities includ-

ing the recreational one. The natural features of the waterside area and the history of their development determine their morphogenetic type characterized by its own relief and the dynamic processes that should be considered in land-using and during works dealing with watersides protection.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ДИНАМИКИ БЕРЕГОВ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА И ИХ РАЗВИТИЯ

**Е. И. Игнатов¹, И. В. Землянов¹, А. Ю. Санин¹,
Е. В. Борщенко¹, П. Н. Терский^{1,2}**

¹ Государственный океанографический институт им. Н. Н. Зубова

² Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова

Изучение современной динамики берегов любого региона, даже сравнительно слабо освоенного, такого, как Прионежье, и прогноз их развития всегда имели важное теоретическое и практическое значение. Прогноз развития возможен только на основе знаний о современной динамике, а также об истории развития берегов. В последнее время для изучения динамики берегов и прогнозирования их развития часто применяются методы математического моделирования, в частности, ветроэнергетический, волноэнергетический, а также построение профилей динамического равновесия. Они намного более дешевые в сравнении с полевыми исследованиями и требуют меньших временных затрат. В статье показаны результаты применения данных методов для различных районов Онежского озера.

Существуют два способа изучения динамики берегов: организация комплексных натуральных наблюдений, в том числе стационара или даже сети стационаров, и математическое моделирование динамических процессов, происходящих на берегах. Последнее в настоящее время приобрело достаточно большую популярность в исследованиях береговой зоны.

Применение расчетных методов позволяет получить направление, относительную интенсивность и примерное распределение по

подводному береговому склону движущихся вдоль берега наносов и мощность вдольберегового потока наносов [Руководство..., 1975].

Важнейшее достоинство расчетных методов – их дешевизна по сравнению с натурными наблюдениями. Другое преимущество – возможность определения параметров потоков наносов и развития береговой зоны за многолетний период времени, что часто невозможно определить за один полевой сезон, который к тому же может характеризоваться большими или меньшими значениями климатических показателей в сравнении с многолетними значениями. Третье преимущество расчетных методов – их сравнительно малая трудозатратность.

Существенный недостаток расчетных методов – приближенные результаты, так как научные положения о литодинамических процессах еще недостаточно разработаны. В идеале целесообразно уточнять и подтверждать модельные построения натурными наблюдениями. Более того, имеющиеся методы дискуссионные и применяются не всеми специалистами. Они содержат, как правило, теоретическую и эмпирическую составляющие, которые далеко не всегда учитывают региональные особенности. Другая проблема заключается в том, что большинство морфолитодинамических моделей базируется на постулате учения о развитии морских берегов о существовании так называемого «профиля динамического равновесия», описанного В. П. Зенковичем и Корнальей [Зенкович, 1962]. Однако для значительной части протяженности берегов водных объектов мира в целом и Онежского озера в частности это достаточно абстрактное понятие.

Результаты применения ветроэнергетического метода. Применение ветроэнергетического метода позволило получить качественное соотношение вдольберегового и поперечного потока наносов, которое приведено на рис. 1.

Расчеты проводились для всего Прионежья, за исключением Северного Прионежья. Волновая активность там, как правило, незначительная, вдольбереговые потоки наносов весьма маломощны или отсутствуют, преобладают слабоизмененные берега, динамические процессы на которых выражены слабо или отсутствуют.

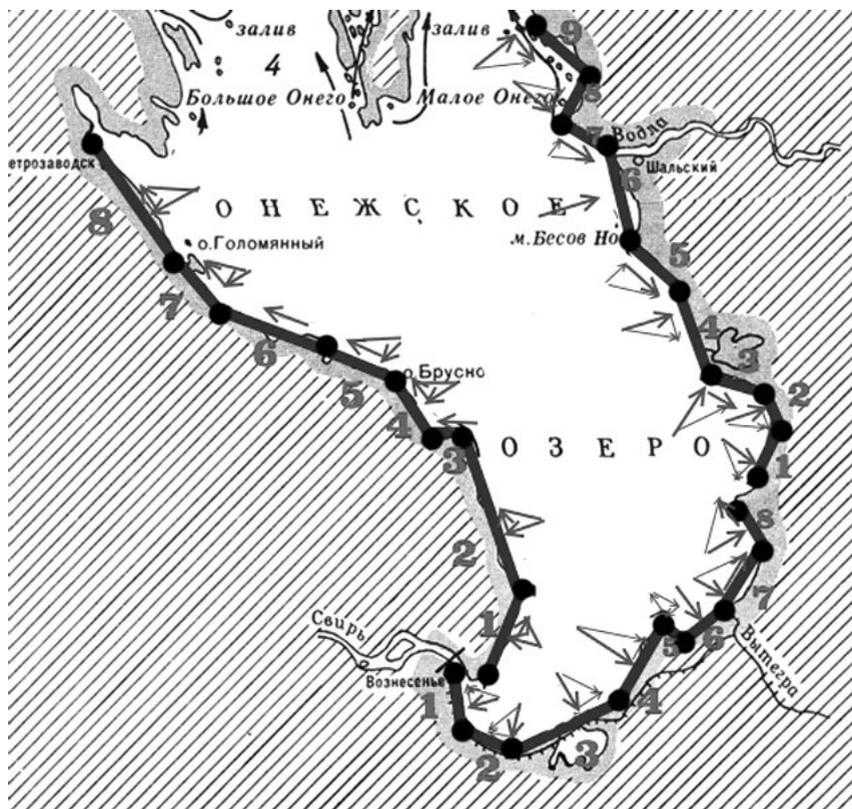


Рис. 1. Соотношение вдольбереговой и поперечной компонент наносодвижущей силы для южного, западного и восточного побережий Онежского озера

Преобладание вдольбереговой составляющей обеспечивает повышенную мощность транспорта наносов, что стимулирует абразию. Сопоставление полученных результатов с картой типов берегов, отраженных в отчете по НИР [Исследование..., 2015], это подтверждает: в пределах участков с преобладающей вдольбереговой составляющей практически все берега являются абразионными или абразионно-аккумулятивными. Там, где имеет место преобладание нормально направленной к берегу составляющей, преобладает аккумуляция.

На восточном берегу поперечная составляющая резко преобладает в северной части региона, и там также преобладают абразионно-аккумулятивные берега. Южному Прионежью в силу низменного характера берегов свойствен аккумулятивный тип, несмотря на различное соотношение вдольбереговой и поперечной составляющих наносодвижущей силы.

Результаты применения волноэнергетического метода. Волноэнергетический метод позволил подсчитать годовые объемы потока наносов на ключевых участках, они приведены в табл. (ключевые участки были выделены для всей акватории Онежского озера, потоки наносов были подсчитаны для всех них, кроме тех, которые относятся к Северному Прионежью). Для разных участков годовые объемы существенно отличаются, эти отличия подтверждаются и сильно различными темпами абразии и аккумуляции, отмеченными при полевых наблюдениях.

Результаты подсчета емкости потока наносов

Номер участка	Участок (в скобках приводится название ближайшего пункта наблюдений за волнами)	Величина волновой энергии за секунду на погонный метр берега	Объем потока наносов, тыс. т в год
2	Район пос. Деревянное (Шелтозеро)	0,1284	1013,9
3	Бухта Шокша – бухта Заячья (Шелтозеро)	0,357	2819
4	Гиморецкая бухта (Шелтозеро)	0,1284	1131,98
5	Свирская губа (пос. Вознесенье)	0,274	1452
6	Район устья Андомы (Андома)	1,0389	10 614
7	Устье р. Руданки – мыс Муромский (Андома)	1,0389	5927
8	Мыс Бесов Нос – мыс Крестовый Наволок (о. Василисин)	0,908	15 527

Сопоставление профилей равновесия и реальных профилей подводного берегового склона. Здесь применялись две методики: Дина-Брууна, описанная в [Леонтьев, 2001], и методика, описанная в нормативе [Учет..., 1985]. Все построенные по методике Дина-Брууна профили равновесия, за исключением одного, оказались ме-

нее приглубыми в сравнении с реальными профилями, но эта разница варьирует от участка к участку. Это позволяет говорить о малой степени выработанности профилей, что объясняется относительной молодостью берегов, а также слабостью волнового воздействия.

Из всех профилей лишь один, построенный через мыс Карицкие Носы (приводится на рис. 2), примерно совпадает с профилем равновесия. Это объясняется преобладанием аккумулятивных и дельтовых берегов на этом участке, которым свойственно достаточное количество наносов. По всей видимости, такие профили были бы характерны для южного берега Онежского озера, а также для многих участков восточного берега, которые остались за пределами ключевых участков. Для них типичны аккумулятивные берега.

В Западном Прионежье преобладают абразионно-аккумулятивные и абразионные берега, для которых, как известно, характерны приглубые профили. Как правило, они сильно отличаются от профилей равновесия, впрочем, величина разницы варьирует в зависимости от местоположения профиля.



Рис. 2. Профиль от мыса Карицкие Носы

Значительная разница в положении большинства профилей равновесия и профилей подводного берегового склона может быть объяснена «молодостью» берегов и прочностью большинства берегоформирующих пород, особенно в Северном Прионежье. Это приводит к тому, что во многих районах подводный береговой склон слабо изменен под влиянием озера. Другими словами, его конфигурация не просто не приблизилась к конфигурации профиля равновесия, но и не начала приближаться к ней.

В результате сопоставления результатов моделирования с результатами полевых исследований, а также с литературными данными и фондовыми материалами прослеживаются следующие тенденции:

1. Для участков берегов с преобладанием вдольбереговой составляющей волновой энергии, как правило, типичны активные абразионные процессы или, по меньшей мере, абразионно-аккумулятивные берега. Но данная тенденция не носит абсолютно-го характера.

2. Для участков берегов с преобладанием поперечной составляющей волновой энергии характерны сравнительно стабильные берега, как правило, абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные.

Но эти две закономерности не всегда проявляются из-за поступления наносов с реками, антропогенного изъятия грунтов либо осуществления их свала на некоторых участках.

Можно привести несколько конкретных примеров, подтверждающих взаимосвязь результатов, полученных в ходе применения расчетных методов, и результатов обобщения фондовых и литературных, а также полевых данных, в частности, распределения берегов по типам. Так, на западном берегу Онеги между островами Брусно и Голомянным преобладают абразионные и аккумулятивные берега. Применение ветроэнергетического метода показало преобладание на этом участке поперечной составляющей волновой энергии. Вдольбереговой поток наносов направлен здесь в сторону Петрозаводской губы. Севернее о. Голомянного, по всей видимости, происходит его «разгрузка». Материал, поступающий в ходе абразии берегов южнее и выносимый реками, откладывается. Здесь преобладают уже аккумулятивные и дельтовые берега. Уменьшение мощности вдольберегового потока наносов здесь подтверждается и результатами применения волноэнергетического метода.

Для восточного берега озера характерно чередование абразионно-аккумулятивных (реже абразионных) и абразионных участков. Применение ветроэнергетического метода также показало чередование участков с преобладанием вдольбереговой и поперечной составляющих волновой энергии. Как правило, преобладание вдольбереговой или поперечной составляющей незначительное, что свойственно абразионно-аккумулятивным берегам (то же можно сказать и для западного берега). Для южного берега характерно преобладание аккумулятивных берегов, что хорошо сопоставляется с результатами

применения волноэнергетического метода. Исключение составляет участок берега между устьями Андомы и Вытегры и района мыса Новый Нос (район оз. Мегрского), на котором преобладает поперечная составляющая.

Результаты расчетов с использованием волноэнергетического метода позволяют выделить участки берегов с наибольшей волновой энергией. Как видно из табл., это восточный берег Онежского озера, особенно его участок севернее мыса Бесов Нос. Величина волновой энергии здесь почти на порядок превышает этот показатель для западных и южных берегов. Это объясняется заметно большей средней силой ветров и повторяемостью экстремальных ветров. При прочих равных условиях (прочность берегоформирующих пород, уклон подводного берегового склона, высота берегового уступа и т. д.) различие в величине волновой энергии приводит к различным скоростям абразии или размыва берега, а также к более высокому темпу аккумулятивных процессов.

Авторы признательны сотрудникам географического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова и отдела информационного обеспечения морской и водохозяйственной деятельности ФГБУ «ГОИН», которые принимали активное участие в реализации НИР по Онежскому озеру. Более подробно с результатами исследований по НИР можно ознакомиться в ФГАНУ «ЦИТиС».

Литература

Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: АН СССР, 1962. 711 с.

Исследование современного состояния и качества вод Онежского озера: Отчет о НИР (заключительный) по ГК № 31/14 от 16.09.2014 / ФГБУ «ГОИН». Руководитель Землянов И. В. М., 2015. 622 с.

Леонтьев И. О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М.: ГЕОС, 2001. 272 с.

Руководство по методам исследований и расчетов перемещения наносов и динамики берегов при инженерных изысканиях. М.: Моск. отд. Гидрометеоиздата, 1975. 244 с.

Учет деформаций речных русел и берегов водоемов в зоне подводных переходов магистральных трубопроводов (нефтегазопроводов). ВСН 163-83. Л.: Гидрометеоиздат, 1985.

MATHEMATICAL MODELING METHOD TO STUDY ONEGO LAKE WATERSIDES DYNAMICS AND DEVELOPMENT

**E. I. Ignatov¹, I. V. Zemlianov¹, A. Yu. Sanin¹,
E. V. Borshchenko¹, P. N. Tersky^{1,2}**

¹ *Zubov State Oceanographic Institute*

² *Lomonosov Moscow State University*

The studying of the dynamics of lake watersides in any region including the Onego region not strongly affected by the man's activity and the assessment of their future development has always been an important theoretical and practical matter. The forecast for their further development can be only given using information on their current dynamics, as well as on the history of watersides' development. Methods of mathematical modeling have been used for the study of the watersides' dynamics and the forecast for their behavior quite often recently. The wind energy's and wave energy's methods are the most popular ones along with so-called equilibrium coastal profile method. They are much cheaper than field studies and take less time. The article presents the results of using all these methods to study different areas of Lake Onego.

ТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ КРАТЕРНЫХ ОЗЕР КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Р. В. Жарков, Д. Н. Козлов

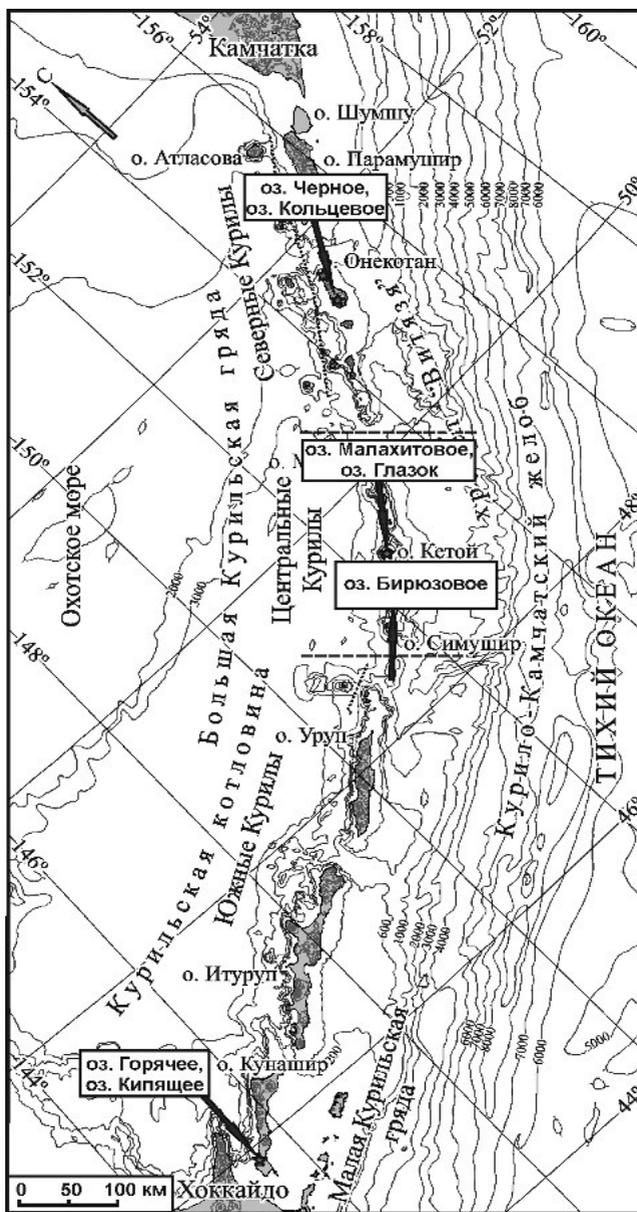
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН

В работе приводятся результаты комплексных исследований кратерных озер Горячее и Кипящее (кальдера Головнина, о. Кунашир) и Бирюзовое (кальдера Заварицкого, о. Симушир). Дано краткое описание кальдер, последних этапов их эруптивной деятельности и описано современное состояние гидротермальной активности.

На Курильских островах расположено семь кратерных озер, приуроченных к сложным кальдерным комплексам активных вулканов (рис.). В настоящее время в пределах береговой полосы и со дна пяти озер выходят термальные воды и фумарольные газы. Наиболее крупные термальные проявления характерны для озер Горячее и Кипящее

(влк. Головнина, о. Кунашир), Бирюзовое (влк. Заварицкого, о. Симушир). Практически не изученными являются небольшие термопроявления труднодоступных озер влк. Кетой (оз. Малахитовое и оз. Глазок). В период извержения влк. Пик Креницына (о. Онекотан) в 1952 г. на берегу оз. Кольцевого наблюдались выходы термальных вод, в настоящее время они не отмечаются [Горшков, 1967; Мархинин, Стратула, 1977]. Проведенные в 2007 г. на оз. Черное (влк. Пик Немо, о. Онекотан) исследования с помощью цифрового эхолота показали, что котловина озера не осложнена какими-либо эксплозивными или экструзивными формами и не имеет гидротермальных выходов [Козлов, 2015].

В 2002–2015 гг. авторами проводились комплексные работы на вулканах Курильских островов. Одной из задач исследований являлось выявление современной вулканической и газогидротермальной активности кратерных озер региона. В ходе полевых исследований проводились определения основных физико-химических параметров газогидротерм (рН, температура), производился отбор проб термальных вод для последующего анализа химического состава. Замеры температуры термальных источников и выходов фумарольных газов проводились электронным термометром Digitron-T200KC и с помощью тепловизора SAT SDS Hotfind-LXS. Анализ полученных термограмм позволяет делать выводы о характере распределения температур на поверхности озера и в прибрежной зоне, в которой, как правило, располагаются группы термальных источников. Основной метод исследований кратерных озер – эхолотный промер с синхронной навигационной (GPS) привязкой эхолотных профилей и их последующей обработкой в программах Sonar Viewer 2.1.1, Excel 2010 и Surfer 10. Использовались эхолоты Lowrance: «Eagle SeaCharter 320DX» и «LMS-527cDF iGPS». Система профилей выбирается таким образом, чтобы плотность покрытия ими озер была максимально равномерной. Полученные с помощью эхолотов данные позволили установить глубины кратерных озер, составить их батиметрические схемы, а также определить места основных газогидротермальных выходов. Ниже рассмотрены особенности современной газогидротермальной деятельности в пределах кратерных озер кальдерных комплексов вулканов Головнина и Заварицкого.



Расположение кратерных озер Курильских островов

Кальдерный комплекс вулкана Головнина. Кальдера влк. Головнина находится на юге о. Кунашир и имеет диаметр по гребню около 4,5 км. Дно кальдеры в основном ровное с небольшим уклоном на северо-восток. В центре кальдеры находятся два экструзивных купола андезидацитового состава – Центральный Восточный и Центральный Западный. В пределах кальдеры газогидротермальная деятельность сосредоточена в озерах Кипящее и Горячее и на пяти наземных сольфатарных полях внутри кальдеры.

Озеро Кипящее. Воронка фреатического взрыва, заполненная оз. Кипящее, врезана в озерные отложения и юго-западную часть экструзивного купола Центральный Восточный. Высота кромки кратера до 195 м над уровнем моря, средняя глубина кратера 30 м. Глубина озера – 16 м, диаметр – около 235 м, площадь зеркала озера – 66 000 м². В центре озера находится воронка глубиной до 16 м, со дна которой поднимаются газовые струи, хорошо видимые на поверхности в тихую безветренную погоду. Сплошной поток газов со дна озера отчетливо виден на эхолотных профилях, полученных при проведении в 2005 г. батиметрической съемки на оз. Кипящее [Козлов, Белоусов, 2007; Козлов, Жарков, 2010]. Кислые (рН около 2,5), хлоридно-сульфатные натриевые воды оз. Кипящее нагреты в местах выхода газогидротерм в прибрежных частях до 90 °С. В центральной части озера, по данным [Мархинин, Стратула, 1977], химический состав воды преимущественно хлоридный натриевый, рН 3,7, температура на поверхности около 30 °С. При инфракрасной съемке с вершины Центрального Восточного купола поверхность озера находилась примерно в одном температурном диапазоне 30–35 °С, и лишь в северной и юго-восточной частях озера температура существенно выше, так как на этих участках выходят газогидротермы с температурой до 95 °С [Жарков, 2014; Козлов, 2015]. *Центральное Восточное сольфатарное поле* расположено по берегам оз. Кипящее, здесь можно выделить четыре участка с выходами термальных вод и сольфатарных газов. Особенностью юго-восточного участка является наличие большого котла диаметром до 4 м (источник «Большой» по Е. К. Мархинину и Д. С. Стратуле [1977]), рядом с которым через обводненные песчаные отложения пробива-

ется множество парагазовых струек. На северном участке также расположено множество разнообразных кипящих котлов и сольфатар. На северо-западном и западном участках выходов сольфатарных газов немного, в основном здесь встречаются термальные источники и небольшие холодные ручейки. Температура сольфатарных газов достигает 90–100 °С, температура источников варьирует от 60 до 100 °С. Химический состав термальных вод резко различается даже внутри участка: от субнейтральных и слабощелочных (рН 6,0–8,5), гидрокарбонатно-сульфатных натриево-кальциевых до кислых (рН 2,0–2,5), сульфатных натриевых [Мархинин, Стратула, 1977]. Среди опробованных нами в 2013–2014 гг. термальных источников большинство относилось к хлоридно-сульфатным натриево-кальциевым гидротермам с рН 1,5–2,1. Изотопный состав водорода и кислорода гидротерм варьирует в широком диапазоне, но практически находится в пределах линии метеорных вод, что указывает на преимущественно атмосферное происхождение водной компоненты гидротерм [Жарков, 2014]. В газовом составе термальных источников, по данным [Мархинин, Стратула, 1977], преобладают CO_2 и H_2S (общая сумма 55 %), 42 % газов приходится на азот и редкие газы. Сольфатары этого поля имеют иной газовый состав (CO_2 – 52 %, H_2S – 45 %), конденсаты сольфатарных газов по химическому составу хлоридно-сульфатные кальциевые [Мархинин, Стратула, 1977].

Озеро Горячее. Северная часть кальдеры вулкана Головнина занята оз. Горячее, которое сообщается с Охотским морем р. Озерной. В настоящее время озеро занимает 3,1 км², что составляет около одной трети всей площади дна кальдеры. С помощью эхолотной съемки удалось детально закартировать в западной и восточной частях озера две воронки [Козлов, Белоусов, 2007; Козлов, 2015]. Размер западной воронки – около 250×200 м, глубина – 62,3 м, размер восточной воронки – около 200×150 м, глубина – 60 м. Обе воронки имеют мощные газогидротермальные выходы, которые хорошо видны на эхолотных профилях и на подводной видеосъемке. Формирование воронок связано с фреатическими извержениями, подобными тому, в результате которого образовался кратер оз. Кипящее. При прове-

дении в 2015 г. повторной эхолотной съемки были обнаружены ранее не отмеченные мощные парогазовые выходы в юго-западной части оз. Горячее, приуроченные к небольшой воронке [Козлов, 2015]. Воды озера кислые (рН 2,5–3,0), сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые. Главная особенность химического состава воды оз. Горячее – резкая стратификация с обособлением поверхностного слоя мощностью 10–12 м. Верхний слой характеризуется сравнительно высокой температурой 17–18 °С, нижний слой, вплоть до дна, характеризуется постоянной температурой 8–9 °С [Зотов и др., 1988]. На берегах оз. Горячее расположены несколько сольфатарных полей: Центральное Западное, Безымянное, Набоковское и Черепаховое. В северо-западной прибрежной части озера на подводном склоне Подушечного купола выделяют Подводное сольфатарное поле. *Подводное сольфатарное поле* занимает площадь примерно 400 м², с которой поднимаются многочисленные струйки газа. Газовые выходы [Мархинин, Стратула, 1977] содержат среди преобладающих паров воды и углекислого газа значительное количество хлоридных и сернистых газов. По нашим замерам температура воды озера в пределах Подводного сольфатарного поля повышается до 20–21 °С, рН воды составляет 3,6. *Центральное Западное сольфатарное поле* расположено на западном берегу оз. Горячее и имеет размеры около 200×80 м. Современная сольфатарно-гидротермальная деятельность проявляется в виде выходов парогазовых струй и термальных вод. В нижней части поля, в нескольких десятках метров от озера, из небольшой трещины вытекает ручеек с температурой до 98 °С. Вода ручейка представляет естественный конденсат сольфатар и относится к кислым (рН 1,2), сульфатным кальциево-натриевым термам. Изотопный состав водорода и кислорода указывает на преимущественно атмосферное происхождение водной компоненты гидротерм [Жарков, 2014]. *Безымянное сольфатарное поле* находится на северном берегу озера. Для этого сольфатарного поля характерно развитие грязевых котлов. Вдоль небольшого ручья расположено несколько грязевых котлов с температурой до 89 °С и рН 3,4. В русле ручья и на возвышенных участках многочисленны выходы газов с температурой 100–101 °С. *Набоковское сольфатарное*

поле расположено на северо-восточном берегу озера. Здесь имеется несколько малодобитных источников с температурой 38–52 °С и рН 6,0. Породы в пределах поля гидротермально изменены, современных сольфатарных выходов не наблюдается. *Черепаховое поле* находится в северо-восточной части озера. Здесь же можно выделить небольшое подводное сольфатарное поле, где с глубины 50–60 см выходит газ, локально нагревающий воду озера до 30 °С. Температура источников достигает 80 °С, рН 2,3. По химическому составу [Мархинин, Стратула, 1977] это сульфатные кальциево-натриевые термы со средней минерализацией. Сольфатары Черепахового поля нагреты до 98 °С и являются углекислыми (содержание CO_2 – 94 %), конденсаты имеют сульфатный кальциевый состав и рН 3,4.

Кальдерный комплекс вулкана Заварицкого. Озеро Бирюзовое расположено в кальдере вулкана Заварицкого (абс. отметка 624 м), находящегося в центральной части о. Симушир. Кальдерный комплекс представляет собой три вложенные друг в друга кальдеры, размер самой молодой кальдеры около 2,5 км в диаметре, она заполнена водами Бирюзового озера. Размер озера составляет около 1,5×2 км, его площадь равна примерно 3 км², уровень озера превышает уровень океана на 50 м. В северной части кальдеры располагаются Северный экструзивный и Восточный эффузивный купола. 12 ноября 1957 г. произошло сильное извержение, в результате которого образовался Северный экструзивный купол [Мархинин, 1960]. После извержения, в районе купола, длительное время проявлялась фумарольная активность. В юго-западной части кальдеры на берегу озера находились термальные источники с температурой 90–100 °С [Зеленов, Канакина, 1962]. В 2007 г. нами была проведена батиметрическая съемка внутрикальдерного озера Бирюзовое [Козлов, Жарков, 2010]. На основании полученных данных впервые составлена подробная батиметрическая схема озера, на которой отчетливо показана морфология озера и его структурные элементы. Подтвердилось наличие на дне субмеридиональной впадины, простирающейся с юго-запада на северо-восток, которую Г. С. Горшков [1967] называл «эксплозивным рвом меридионального простираения», за счет образования и

частичного обрушения которого и возникла внутренняя кальдера вулкана Заварицкого. Кроме того, на дне озера были обнаружены три воронки. Одна воронка находится в южной части озера и имеет максимальную глубину 87 м. Вторая воронка находится южнее купола Восточный, в северо-восточной части озера. Ее максимальная глубина 81 м. Третья воронка, с максимальной глубиной 42 м, обнаружена в северо-западной части озера. Воронки имеют эксплозивный генезис. По своим морфологическим характеристикам они схожи с воронками, изученными во внутрикальдерных озерах Горячее и Кипящее. Следует отметить, что в пределах воронок внутрикальдерных озер Горячее и Кипящее существуют интенсивные выходы подводных газогидротерм, а в пределах воронок оз. Бирюзовое таких выходов не обнаружено. Тот факт, что воронки не были засыпаны продуктами извержений и донными осадками, может говорить о том, что они образовались сравнительно недавно. По сравнению с данными промеров, выполненных К. К. Зеленовым и М. А. Канакиной [1962] в 1958 г., за 49 лет глубина внутрикальдерных озер озера увеличилась на 12 м. Однако, по данным [Зеленов, Канакина, 1962], после извержения 1957 г. уровень озера понизился на 6–8 м, а к 1959 г. – еще на 2 м. На эхолотных профилях, полученных в юго-западной части озера, хорошо виден участок с «газовыми факелами», на котором располагались термальные источники, описанные исследователями в 1940–1950-х гг. Здесь были зафиксированы выходы щелочных (рН 8,4), хлоридных натриевых термальных вод с температурой 90–100 °С и минерализацией около 4 г/л [Зеленов, Канакина, 1962]. В настоящее время в этом месте вода прогрета до 40–65 °С (замеры термометром и тепловизором), при средней температуре вод озера около 14 °С, а на ее поверхности видны пузырьки газов и парение. По нашим измерениям, произведенным портативным рН-метром HANNA-Hi9025 и электронным термометром Digitron T200KC, песок на берегу озера в этом районе прогрет до температуры 20–91,2 °С, рН воды составляет 7,5. За прошедшее после извержения 1957 г. время уровень оз. Бирюзовое поднялся примерно на 10 м, в результате чего термальные источники были полностью затоплены.

Таким образом, термальные проявления кратерных озер Курильских островов разнообразны по своей активности и физико-химическим свойствам. На примере активных вулканов Головнина и Заварицкого выявлено изменение интенсивности термопроявлений в голоцене. За последние 70 лет на озерах вулкана Головнина не отмечалось существенных изменений физико-химических свойств газогидротермальных проявлений, тогда как в пределах озера Бирюзовое и в кальдере Заварицкого происходили значительные изменения дислокации, размеров и состава термальных проявлений.

Литература

Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.

Жарков Р. В. Термальные источники Южных Курильских островов / Отв. ред. О. В. Чудаев. Владивосток: Дальнаука, 2014. 378 с.

Зеленов К. К., Канакина М. А. Бирюзовое озеро (кальдера Заварицкого) и изменение химизма его вод в результате извержения 1957 г. // Бюл. вулканол. станции. 1962. № 32. С. 33–44.

Зотов А. В., Сорокин В. И., Никитина И. Б. Некоторые особенности современной гидротермальной деятельности в кальдере вулкана Головнина (о-в Кунашир) // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С. 54–68.

Козлов Д. Н. Кратерные озера Курильских островов / Науч. ред. Д. А. Субетто. Рязань: Арсенал АМТ, 2015. 112 с.

Козлов Д. Н., Белоусов А. Б. Современные методы исследований внутрикальдерных озер активных вулканов (на примере вулкана Головнина, о. Кунашир, Курильские о-ва) // Материалы XIII науч. совещ. географов Сибири и Дальнего Востока (Иркутск, 2007 г.). Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. В. Б. Сочавы СО РАН, 2007. Т. 1. С. 142–144.

Козлов Д. Н., Жарков Р. В. Морфология и генезис озер кальдерных комплексов Головнина и Заварицкого (Курильские острова) // Вестник ДВО РАН. 2010. № 3. С. 103–106.

Мархинин Е. К. Извержение вулкана Заварицкого на острове Симушир осенью 1957 г. // Бюл. вулканол. станции. 1960. № 29. С. 7–15.

Мархинин Е. К., Стратула Д. С. Гидротермы Курильских островов. М.: Наука, 1977. 212 с.

THERMAL FIELDS CRATER LAKES OF THE KURIL ISLANDS

R. V. Zharkov, D. N. Kozlov

Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS

The paper presents the results of a survey aimed at the study of crater lakes Goryachee and Kipyashee (Golovnin Caldera, Kunashir Island) and Biryuzovoye Lake (Zavaritskiy Caldera, Simushir Island). The work contains the overview of the calderas, their last stages of eruptive activity as well as their present state of hydrothermal activity.

ВЛИЯНИЕ ГИДРОТЕРМОДИНАМИКИ ПРИДОННОГО СЛОЯ МАЛОГО ОЗЕРА НА ХИМИКО-БИОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

**Г. Э. Здоровеннова, Р. Э. Здоровеннов, С. Ю. Волков,
С. Р. Богданов, Г. Г. Гавриленко**

Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН

В статье приводятся результаты анализа данных полевых измерений температуры и содержания растворенного кислорода в малом озере в течение зимы. Показано, что наибольший рост температуры и уменьшение содержания растворенного кислорода отмечаются в первые недели ледостава в придонных слоях глубоководной части озера. Резкие скачки кислорода в придонной области в течение зимы могут быть связаны с интенсификацией гидродинамики придонного слоя.

Термодинамика придонного слоя малого озера может оказывать заметное влияние на химико-биологические процессы, такие как потоки газов через поверхность дна, развитие дефицита кислорода в придонных слоях, что особенно заметно в период ледостава, когда газообмен с атмосферой и ветровое перемешивание практически отсутствуют. Роль теплового потока через границу вода – дно в тепловом бюджете небольших водоемов, не столь существенная в период открытой воды, заметно возрастает при наличии сплошного снежно-ледяного покрова, препятствующего активному те-

пловому взаимодействию с атмосферой. Величина теплового потока вблизи границы вода – дно в предледоставный период и в начале зимы достигает $5\text{--}10 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$, затем в течение первого месяца ледостава резко уменьшается и к его концу редко превышает $1 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ [Bengtsson, Svensson, 1996; Kirillin et al., 2009]. Сложность параметризации теплового потока через границу вода – дно обусловлена его зависимостью от термофизических свойств грунта [Malm et al., 1996; Ryzanin, 1997]. Повышение температуры придонных слоев малых озер до $4\text{--}5 \text{ }^\circ\text{C}$ в течение зимы способствует активному бактериальному разложению органического вещества, что может приводить к развитию анаэробных условий и накоплению парниковых газов, таких, как углекислый газ и метан [Golosov et al., 2007]. Плотностные течения, направленные вдоль склонов с мелководий в области больших глубин и обусловленные неравномерным прогревом донных отложений водоемов на этапе открытой воды [Malm et al., 1998], могут играть заметную роль в активизации химико-биологических процессов в придонной области и вносят существенный вклад в перераспределение по водной массе тепла и вещества в течение зимы [Zdorovenkova, 2009]. Резкие скачки температуры, доходящие до десятых долей градуса, отмеченные в придонных слоях мелководных озер зимой [Здоровеннов и др., 2011], могут быть проявлением сейш и внутренних волн. В настоящей работе приведены результаты анализа данных измерений температуры и содержания растворенного кислорода в придонных слоях небольшого оз. Вендюрского, расположенного в южной части Карелии ($62^\circ 10'\text{--}62^\circ 20' \text{ N}$, $33^\circ 10'\text{--}33^\circ 20' \text{ E}$) в период ледостава.

Озеро Вендюрское принадлежит к бассейну водной системы р. Суны, впадающей в Онежское озеро. Котловина озера ледникового происхождения (длина $\sim 7,0$, ширина $\sim 1,5\text{--}2,0$ км). В озеро впадает р. Риндозерка и несколько небольших ручьев, вытекает р. Кулапдеги, однако объем их стока невелик. Площадь зеркала озера $10,4 \text{ км}^2$, объем вод $\sim 5,5 \cdot 10^7 \text{ м}^3$, средняя глубина $5,3$, максимальная $13,4$ м. Сток с водосбора озера и атмосферные осадки оказывают определяющее влияние на изменения объема озерных вод

в течение года. Донные отложения представляют собой песок на мелководье (на глубинах не более 2–3 м) и коричневые и темно-коричневые илы в глубоководной части озера [Литинская, Поляков, 1975]. Климат района исследований характеризуется продолжительной мягкой зимой и прохладным летом. Начинается ледостав со второй половины ноября до середины декабря, заканчивается в первой-второй декадах мая [Zdorovenov et al., 2013]. Анаэробные условия формируются в придонных слоях уже в середине зимы, и к ее концу толщина анаэробной зоны в центральной котловине может достигать метра [Тержевик и др., 2010].

Измерения температуры воды и содержания растворенного кислорода проводились в 2007–2013 гг. Использовались высокочувствительные датчики производства канадской фирмы «RBR Ltd», которые крепились на косы. Коса представляла собой фал с прикрепленными к нему через 0,5–2 м в водной толще и через 2–20 см в придонном слое датчиками. В целях сохранности приборов верхний датчик, расположенный под бумом, обычно находился на глубине 1,5–2,5 м. Косы находились в озере непрерывно в течение года. В июне и октябре они извлекались из озера на 2–4 дня для снятия данных, калибровки и перезарядки, после чего помещались на прежнее место. Все датчики имели логгеры, позволяющие записывать большой объем информации: за зимнюю постановку – более 350 тыс., за летнюю – 170–190 тыс. значений. Местоположение станций определялось с помощью GPS с точностью ± 20 м по горизонтали.

По данным термодатчиков, расположенных в придонных слоях, были оценены потоки тепла через границу вода – дно, которые рассчитывались градиентным методом по формуле:

$$Q_{bw} = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z},$$

где Q_{bw} – теплоток вблизи границы вода – дно, Вт·м²; λ – коэффициент молекулярной теплопроводности воды (при 0 °С и атмосферном давлении 0,56 Вт·м⁻¹°С⁻¹); dT/dz – градиент температуры.

Как было показано ранее, ведущая роль в уменьшении содержания растворенного кислорода в водах озера зимой принадлежит его биохимическому потреблению [Тержевик и др., 2010]. Оценки сум-

марной скорости процесса потребления растворенного кислорода γ были выполнены по уравнению:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\gamma C,$$

где C – концентрация растворенного кислорода, γ – суммарная скорость его потребления; $[\gamma] = \text{с}^{-1}$, t – время. Этому уравнению соответствует аналитическое решение:

$$C_t = C_0 e^{-\gamma t},$$

где C_0 – концентрация кислорода в момент установления ледового покрова.

В годы исследований в предледоставный период тепловой поток, направленный из донных отложений в воду, был максимален в течение нескольких дней перед замерзанием озера и достигал в глубоководной части 7–10 Вт·м⁻². С появлением сплошного ледового покрова значения теплопотока вблизи границы вода – дно резко уменьшались до 2–4 Вт·м⁻², затем в течение месяца продолжали постепенно уменьшаться до 1–2 Вт·м⁻². На рис. 1 в качестве примера приведены температура придонных слоев и теплопоток, направленный из донных отложений в воду в ноябре-декабре 2011 г. Сплошной снежно-ледяной покров препятствует теплопотерям в атмосферу, вследствие чего с его появлением начинается повышение температуры водной толщи озера. Как было показано ранее, максимум прироста температуры приходится на первый месяц ледостава [Петров и др., 2006]. Наиболее быстрый ее рост наблюдается в придонных слоях глубоководной части, где к концу зимы температура достигает 5,0–5,5 °С. На глубинах порядка 7,0–7,5 м температура растет заметно медленнее и к концу зимы поднимается до 2,0–2,5 °С. В поверхностных слоях водной толщи температура растет существенно медленнее, чем в придонных, и к началу весенней подледной конвекции увеличивается всего на 0,5–1,0 °С.

На этапе осеннего охлаждения происходит насыщение кислородом придонных слоев озера, распределение кислорода по вертикали характеризуется однородностью. Максимальные концентрации кислорода (более 13,5 мг·л⁻¹ при насыщении 95–100 %) наблюдаются в середине-конце ноября при температуре воды 0,5–3,5 °С.

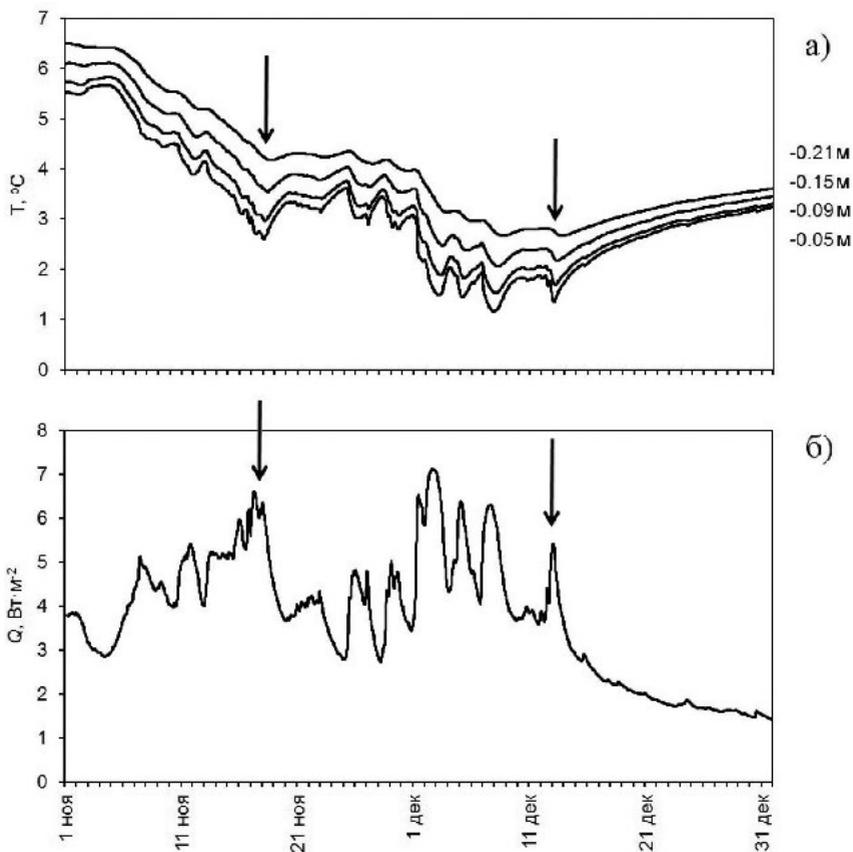


Рис. 1. Температура верхнего слоя донных отложений в глубоководной части озера (а); средний теплоток вблизи границы вода – дно (в слое донных отложений 0,05–0,21 см) (б) в ноябре-декабре 2011 г. На рисунке приведены глубины горизонтов наблюдения. Стрелками отмечены моменты начала ледовых явлений и начала ледостава

После появления сплошного снежно-ледяного покрова резко уменьшаются источники растворенного кислорода в водах озера, а именно, фотосинтетическая активность планктона и газообмен водной массы озера с атмосферой. Одновременно растворенный кислород расходуется на дыхание организмов и деструкцию органического вещества. В

связи с этим происходит снижение общего содержания кислорода в водах озера, наиболее выраженное в придонных слоях водоема (рис. 2).

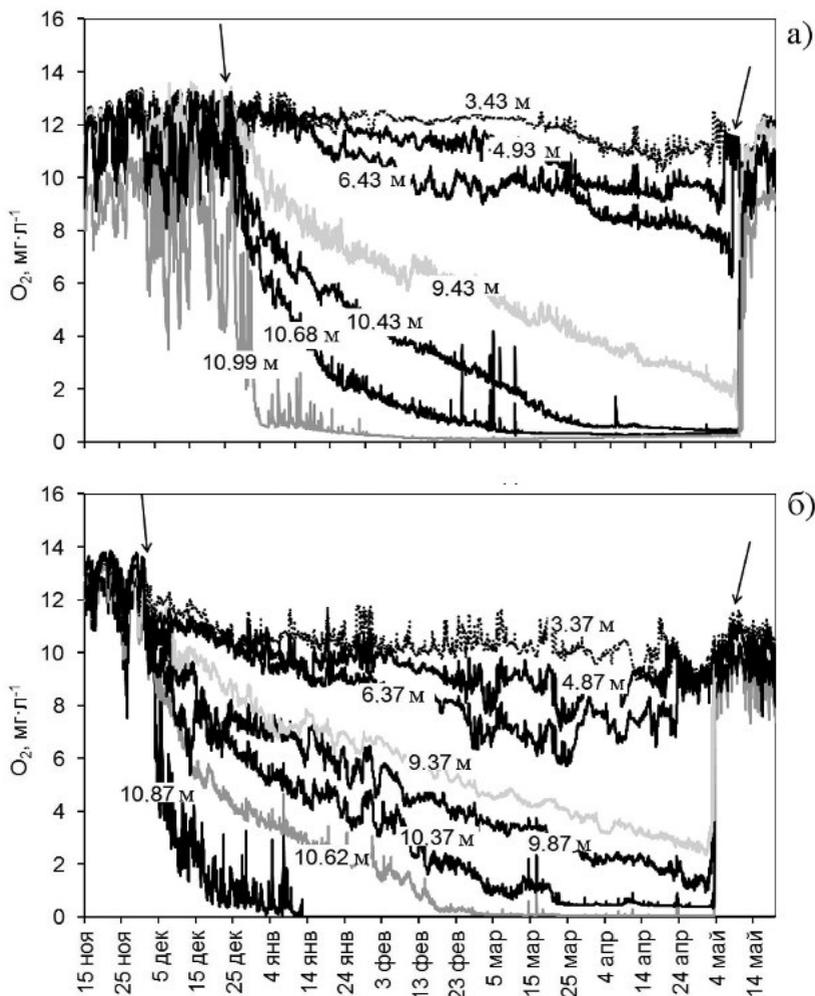


Рис. 2. Эволюция концентраций растворенного кислорода в центральной глубоководной части оз. Вендюрского:

а – с 15 ноября 2011 г. по 20 мая 2012 г.; б – с 15 ноября 2012 г. по 20 мая 2013 г. Глубина станции 11,1 м. Стрелками обозначены начало и конец ледостава

Оценки суммарной скорости потребления растворенного кислорода γ показали, что наибольшие ее значения отмечались в течение первых 10 суток ледостава и достигали $3,5 \cdot 10^{-7} \text{ с}^{-1}$, что неплохо согласуется с данными предыдущих лет исследований [Тержевик и др., 2010]. Затем значения γ очень быстро уменьшались и с конца первого месяца до конца зимы не превышали $5 \cdot 10^{-8} \text{ с}^{-1}$. Относительно близкие оценки γ , полученные по данным разных лет, свидетельствуют о достаточно стабильном режиме изменения кислорода в озере в зимний период.

В тонком придонном слое (глубины 10,83–10,89 м) в течение зимы периодически отмечались кратковременные (от одного до трех часов) резкие повышения растворенного кислорода до 2–4 мг·л⁻¹ с последующим более плавным понижением до значений, характерных для предшествующего периода (рис. 2). Эти выбросы фиксировались одновременно на всех придонных датчиках и были синхронны с уменьшениями температуры воды на 0,2–0,5 °С в придонном слое. Наибольшие по амплитуде и продолжительные по времени скачки отмечались в начале зимы. Причина этих изменений кислорода и температуры воды пока не установлена. Можно связать описанное явление со стеканием по склонам озерной котловины из районов с меньшими глубинами относительно холодных, но более минерализованных вод, более насыщенных кислородом.

Литература

Здоровеннов Р. Э., Здоровеннова Г. Э., Пальшин Н. И., Тержевик А. Ю. Изменчивость термического и кислородного режимов мелководного озера зимой // Тр. КарНЦ РАН. 2011. № 4. Р. 57–63.

Литинская К. Д., Поляков Ю. К. Озера Вендюрской группы – Урос, Риндозеро, Вендюрское // Водные ресурсы Карелии и их использование. Петрозаводск: Карельск. фил. АН СССР, 1975. С. 57–66.

Петров М. П., Тержевик А. Ю., Здоровеннов Р. Э., Здоровеннова Г. Э. Особенности термической структуры мелководного озера в начале зимы // Водные ресурсы. 2006. Т. 33, № 2. С. 154–162.

Тержевик А. Ю., Пальшин Н. И., Голосов С. Д. и др. Гидрофизические аспекты формирования кислородного режима мелководного озера, покрытого льдом // Водные ресурсы. 2010. Т. 37, № 5. С. 568–579.

Bengtsson L., Svensson T. Thermal regime of ice-covered Swedish lakes // *Nordic Hydrology*. 1996. V. 27. P. 39–56.

Golosov S., Maher O. A., Schipunova E. et al. Physical background of the development of oxygen depletion in ice-covered lakes // *Oecologia*. 2007. V. 151. P. 331–340.

Kirillin G., Engelhardt C., Golosov S., Hintze T. Basin-scale internal waves in the bottom boundary layer of ice-covered Lake Muggelsee, Germany // *Aquat. Ecol.* 2009. V. 43, N 3. P. 641–651. doi: 10.1007/s10452-009-9274-3.

Malm J., Terzhevik A., Bengtsson L. et al. A field study of Thermo- and Hydrodynamics in three Small Karelian Lakes during winter 1994/1995 // Department of Water Resources Engineering. University of Lund, 1996. N 3197. 220 p.

Malm J., Bengtsson L., Terzhevik A. et al. A field study on currents in a shallow ice-covered lake // *Limnol. Oceanogr.* 1998. V. 43, N 7. P. 1669–1679.

Ryanzhin S. Thermophysical Properties of lake sediments and water-sediments heat interaction // Department of Water Resources Engineering, Institute of Technology, Lund University, Lund, Sweden. 1997. Tech. Rep. N 3214.

Zdorovenov R., Palshin N., Zdorovenova G. et al. Interannual variability of ice and snow cover of a small shallow lake // *Estonian Journal of Earth Sciences*. 2013. V. 61 (1). P. 26–32.

Zdorovenova G. E. Spatial and temporal variations of the water-sediment thermal structure in shallow ice-covered Lake Vendyurskoe (Northwestern Russia) // *Aquatic Ecology*. 2009. V. 43. P. 629–639. DOI 10.1007/s10452-009-9277-0.

IMPACT OF HYDROTHERMODYNAMICS OF THE BOTTOM LAYER OF A SMALL LAKE ON CHEMICAL AND BIOLOGICAL PROCESSES

**G. E. Zdorovenova, R. E. Zdorovenov, S. Yu. Volkov,
S. R. Bogdanov, G. G. Gavrilenko**

Northern Water Problems Institute KarRC of RAS

The article presents an analysis of data received during field measurements of temperature and dissolved oxygen in a small lake in winter. It shows that the greatest increase in temperature and decrease in dissolved oxygen are observed over the first weeks of freeze-up at the bottom layers of the deep part of the lake. A spike in oxygen level at the bottom area of the lake during the winter period might be caused by the intensification of the hydrodynamics at the bottom layer.

ФОРМИРОВАНИЕ АНАЭРОБНЫХ УСЛОВИЙ В ПРИДОННОМ СЛОЕ МЕЛКОВОДНОГО ОЗЕРА В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

**Г. Г. Гавриленко, Г. Э. Здоровеннова, Р. Э. Здоровеннов,
А. Ю. Тержевик, Н. И. Пальшин, Т. В. Ефремова**

Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН

Приводятся результаты полевых измерений температуры воды и содержания растворенного кислорода в небольшом мезотрофном карельском озере в летний период. Рассматриваются также особенности распределения фотосинтетически активной солнечной радиации в толще озера. Показано, что определяющее влияние на кислородный режим озера оказывает термическая структура, формирующаяся под влиянием синоптических условий.

В период открытой воды дефицит кислорода наблюдается в придонных слоях водоемов при затруднении их аэрации. Вертикальная термическая структура водной толщи озера может оказывать определенное влияние на кислородный режим, в частности, резко выраженный термоклин препятствует перемешиванию, и в придонных слоях создаются условия для развития дефицита кислорода [Hutchinson, 1957]. В большинстве случаев анаэробные условия в неглубоких озерах в летний период существуют относительно недолго за счет периодического ветро-волнового перемешивания [Сабылина, Басов, 2003]. Однако в случае продолжительной «запирающей» стратификации аэрация глубинных слоев водной толщи становится невозможной, и придонная гипоксия может достичь угрожающих масштабов [Ефремова и др., 2015].

В период открытой воды основным фактором формирования термического, а следовательно, и кислородного режима водоема выступает атмосферное воздействие. Кроме того, в ряде исследований [Snucins, Gunn, 2000; Kirk, 2003; Arst et al., 2008] подчеркивается значение такого параметра, как прозрачность воды, в формировании термического режима водоемов.

Предлагаемое исследование базируется на данных многолетних натуральных измерений, проведенных сотрудниками лаборатории ги-

дрофизики ИВПС КарНЦ РАН на мезотрофном озере Вендюрском, расположенном в южной части Карелии ($62^{\circ}10'–62^{\circ}20' \text{ N}$, $33^{\circ}10'–33^{\circ}20' \text{ E}$). Озеро характеризуется небольшими размерами (площадь зеркала озера $10,4 \text{ км}^2$, объем вод $\sim 5,5 \cdot 10^7 \text{ м}^3$, средняя глубина $5,3$, максимальная $13,4 \text{ м}$, площадь водосборного бассейна $82,8 \text{ км}^2$). Озеро Вендюрское входит в состав одноименной группы озер, принадлежащей к бассейну р. Суны, и относится к мезотрофному типу. Значимую роль в водном балансе озера играют атмосферные осадки и сток с водосбора. Прозрачность воды по диску Секки составляет $\sim 3–4 \text{ м}$ [Литинская, Поляков, 1975].

С 2007 по 2015 г. на озере проводились круглогодичные измерения температуры воды и содержания растворенного кислорода на разных горизонтах водной толщи. В процессе измерений использовались автономные буйковые станции (АБС), представляющие собой заякоренные косы, оснащенные датчиками давления, растворенного кислорода и температуры производства канадской фирмы «RBRLtd». АБС были размещены в центральной глубоководной части озера, на восточном склоне и в локальном углублении дна у северного берега (рис. 1). Кроме того, в 2012–2015 гг. проводились измерения фотосинтетически активной радиации (ФАР) в водной толще озера до глубины 7 м . ФАР-датчики крепились к леске через $0,5–1 \text{ м}$. Схема расположения станций и сведения об используемом оборудовании приведены на рис. 1 и в табл. Для анализа синоптических условий использовались данные одной из наиболее близко расположенных к Вендюрскому озеру метеостанций Федеральной службы РФ по гидрометеорологии и мониторингу природной среды – МС Петрозаводск (www.гp5.ru). Для оценки среднемесячных климатических значений в разные годы были использованы данные Северо-Евразийского климатического центра (реперный период 1961–1990 гг.) – <http://seakc.meteoinfo.ru/actuals>.

Взлом ледяного покрова оз. Вендюрского обычно приходится на первую половину мая [Zdorovenov et al., 2013]. Средняя температура водной толщи в момент взлома льда обычно составляет $3,0–3,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$. В течение некоторого времени после вскрытия льда – до достижения температуры максимальной плотности – прогрев озера протекает в условиях конвективно-ветрового перемешивания, водная толща находится

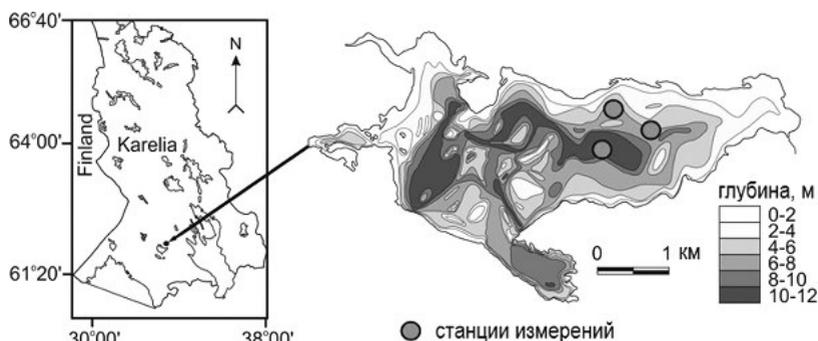


Рис. 1. Батиметрия оз. Вендюрского и расположение станций измерений

при этом в состоянии гомотермии. Период перехода озера от подледного состояния к раннелетнему (от взлома льда до перехода через $4\text{ }^{\circ}\text{C}$) составлял в годы измерений от 2 до 6 суток, т. е. прогрев озера происходит стремительно. Затем создаются предпосылки для формирования термической стратификации, так как при повышении температуры поверхностного слоя водной толщи выше $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ее плотность уменьшается. Формируется устойчивое плотностное расслоение водной толщи. Дальнейшее формирование вертикальной термической структуры озер происходит под действием синоптических условий. При жаркой безветренной погоде происходит быстрое повышение температуры поверхностных слоев, при этом стратификация усиливается. Поверхностный термоклин разрушается при усилении ветра и в ночные часы, когда поверхностное охлаждение активизирует плотностную конвекцию. Таким образом, постепенно происходит формирование

Характеристики используемых для получения натуральных данных приборов

Прибор	Параметр	Диапазон	Точность	Разрешение
TR-1060	Температура	$-5\dots+35\text{ }^{\circ}\text{C}$	$\pm 0,002\text{ }^{\circ}\text{C}$	$<0,00005\text{ }^{\circ}\text{C}$
TDR-2050	Давление	100 дБ	$\pm 0,05\%$	$<0,001\%$
	Температура	$-5\dots+35\text{ }^{\circ}\text{C}$	$\pm 0,002\text{ }^{\circ}\text{C}$	$<0,00005\text{ }^{\circ}\text{C}$
DO-1050	Содержание РК	0...150 %	$\pm 1\%$	–
ФАР, «Алес», Япония	ФАР, $\mu\text{моль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$	0...5000	$\pm 1\%$	0,1

поверхностного квазиоднородного перемешанного слоя, ниже которого формируется сезонный термоклин. По мере роста температуры поверхностного слоя сезонный термоклин обостряется, что затрудняет аэрацию придонных слоев и в итоге может привести к формированию придонной бескислородной зоны.

Совместный анализ гидрометеорологических данных и данных измерений в толще озера дает основания говорить о синоптических условиях как о важнейшем факторе, определяющем его термический и кислородный режимы. Изменчивость температуры и содержания растворенного кислорода летом 2010 г. в водной толще оз. Вендюрского (рис. 2), когда на территории европейской части России наблюдалась аномальная жара, может служить исчерпывающей иллюстрацией влияния метеорологических условий на термодинамику и режим растворенного кислорода в малом озере.

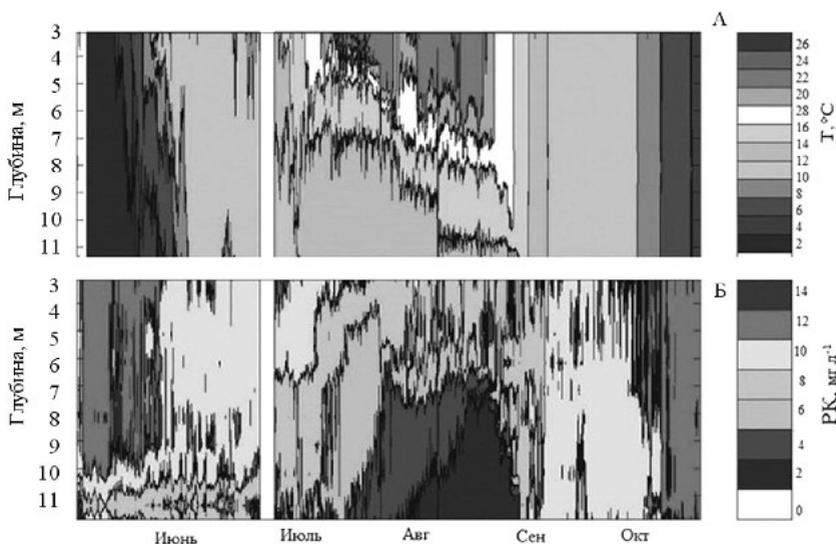


Рис. 2. Формирование «запирающей» стратификации (А) и придонной бескислородной зоны (Б) в оз. Вендюрском летом 2010 г.

Причиной жары 2010 г. был экстремальный по своей продолжительности и интенсивности квазистационарный антициклон, заблокировавший процессы западного переноса. В течение июля и авгу-

ста 2010 г. в оз. Вендюрском наблюдалась нехарактерная для водоема плотностная устойчивость, исключавшая ветро-волновое перемешивание, которая в сочетании с высокими значениями температуры водной толщи определила интенсивность и продолжительность дефицита растворенного кислорода в озере. Концентрация кислорода в глубоководных слоях озера в начале июля снизилась до значений 4–5 мг·л⁻¹, а к середине августа мощность придонной зоны с выраженным дефицитом кислорода (менее 2 мг·л⁻¹) достигала 5 м [Ефремова и др., 2015].

В отличие от жаркого лета 2010 г. синоптические условия прохладных летних месяцев 2008, 2009, 2012 и 2015 гг. способствовали тому, что водная толща озера несколько раз перемешивалась до дна, при этом происходило насыщение кислородом придонных слоев. Дефицит кислорода отмечался в кратковременные моменты обострения стратификации лишь в тонком придонном слое (30–50 см толщиной) центральной глубоководной котловины.

Помимо влияния метеорологических условий, следует учитывать роль прозрачности воды в формировании термической стратификации. Ряд численных экспериментов [Здоровеннова и др., 2015], осуществленных для модельных озер с изменяющимися глубиной и прозрачностью воды, продемонстрировал, что наиболее подвержены атмосферным воздействиям будут неглубокие озера (с глубиной около 5 м): в случае понижения прозрачности термоклин в них будет формироваться в самом начале лета и существовать до начала осени. В такой ситуации повышается потенциальный риск развития дефицита кислорода в придонных слоях озер.

Поток ФАР в поверхностном слое оз. Вендюрского в конце периода ледостава и на раннелетнем этапе характеризовался резкими скачками интенсивности, изменяясь в пределах 250–1500 $\mu\text{моль}\cdot\text{с}^{-1}\cdot\text{м}^{-2}$ (рис. 3, А). Интенсивность облучения быстро убывала с глубиной: глубже 3 м поток ФАР был близок к нулю. Произведенная на основе данных натурных измерений потоков ФАР оценка коэффициента экстинкции (ослабления) солнечной радиации в оз. Вендюрском в конце периода ледостава и на раннелетнем этапе показала значения, достигающие 2,0–2,5 м⁻¹ в поверхностных слоях (рис. 3, Б). С увеличением

глубины значения коэффициента быстро уменьшались и глубже 2–3 м обычно не превышали $0,5\text{--}1,0\text{ м}^{-1}$.

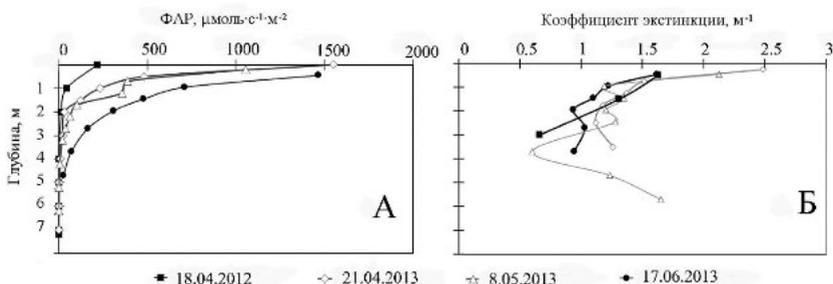


Рис. 3. Вертикальные профили распределения ФАР (А) и коэффициента экстинкции (Б) в конце периода ледостава (апрель) и на этапе раннего лета (май, июнь)

Результаты проведенного исследования показывают, что в настоящее время в условиях меняющегося климата термический и кислородный режимы исследуемого озера характеризуются заметной межгодовой изменчивостью в период открытой воды. В последние годы отмечается сокращение периода ледостава за счет более позднего установления и более раннего взлома льда. Таким образом, период открытой воды удлиняется, что увеличивает потенциальный риск развития аноксии в придонных слоях озера. На фоне продолжительного периода жаркой безветренной погоды могут развиваться катастрофические изменения кислородных условий, что наблюдалось аномально жарким летом 2010 г. В то же время следует отметить, что в последние годы синоптические условия весенне-летних месяцев района исследований отличаются выраженной нестабильностью. В частности, поздней весной и летом наблюдаются резкие перепады температуры, продолжительные похолодания, связанные с прохождением циклонов. В такие периоды водная толща озера полностью перемешивается за счет совместного действия ветра и плотностной конвекции, при этом придонные анаэробные зоны разрушаются и происходит насыщение кислородом придонных слоев. Вариации вертикального распределения прозрачности водной массы озера определяются сезонным развитием планктона и количе-

ством и перераспределением взвешенного и растворенного вещества, поступающего с водосбора. Активное сезонное развитие фитопланктона, которое начинается еще в конце зимы, когда озеро покрыто льдом, и продолжается на раннелетнем этапе, может существенно снижать прозрачность приповерхностного слоя воды, изменяя его радиационный прогрев и, таким образом, оказывая влияние на термическую структуру водоема и его кислородный режим.

Дальнейшие исследования будут направлены на установление взаимосвязей между оптическими свойствами водной толщи (прозрачностью воды), термическим и кислородным режимами.

Литература

Ефремова Т. В., Пальшин Н. И., Здорovenнова Г. Э., Тержевик А. Ю. Влияние экстремально жаркого лета 2010 г. на температуру воды и распределение кислорода в озерах Карелии // Метеорология и гидрология. 2015. № 9. С. 67–76.

Здорovenнова Г. Э., Голосов С. Д., Зверев И. С. и др. Реакция термической структуры малых бореальных озер на различные сценарии атмосферного воздействия // Успехи современного естествознания. 2015. № 10. С. 100–104.

Литинская К. Д., Поляков Ю. К. Озера Вендюрской группы – Урос, Риндозеро, Вендюрское // Водные ресурсы Карелии и их использование. Петрозаводск: Карельск. фил. АН СССР, 1975. С. 57–66.

Сабылина А. В., Басов М. И. Абиотические факторы среды, первичная продукция и деструкция органического вещества в водоемах Карелии // Гидроэкологические проблемы Карелии и использование водных ресурсов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2003. С. 72–91.

Arst H., Erm A., Herlevi A. et al. Optical properties of boreal lake water in Finland and Estonia // Boreal Env. Res. 2008. V. 13. P. 133–158.

Hutchinson G. E. A treatise on limnology. V. 1. London: J. Wiley & Sons, Inc., 1957. 1015 p.

Kirk J. T. O. The vertical attenuation of irradiance as a function of the optical properties of the water // Limnol. Oceanogr. 2003. V. 48 (1). P. 9–17.

Snucins E., Gunn J. Interannual variation in the thermal structure of clear and colored lakes // Limnol. Oceanogr. 2000. V. 45, N 7. P. 1639–1646.

Zdorovennov R., Palshin N., Zdorovennova G. et al. Interannual variability of ice and snow cover of a small shallow lake // Est. J. of Earth Sci. 2013. V. 61, N 1. P. 26–32.

FORMATION OF ANAEROBIC CONDITIONS IN THE BOTTOM LAYER OF SHALLOW LAKE IN SUMMER-TIME

**G. G. Gavrilenko, G. E. Zdorovenova, R. E. Zdorovenov,
A. Yu. Terzhevnik, N. I. Palshin, T. V. Efremova**

Northern Water Problems Institute KarRC of RAS

The article deals with the results of field measurements of water temperature and dissolved oxygen in a small Karelian mesotrophic lake during the summer period. The features of photosynthetically active solar radiation distribution in the water column are considered in the article as well. The article shows that a thermal structure formed under the influence of synoptic conditions affects the oxygen regime of the lake most of all.

ВЫЯВЛЕНИЕ СЕЗОННЫХ И МНОГОЛЕТНИХ ВАРИАЦИЙ ПЛОЩАДИ ОЗЕР ЮЖНОГО ЗАУРАЛЬЯ НА ОСНОВЕ СПУТНИКОВЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ LANDSAT (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ)

Ю. А. Падалко, В. М. Павлейчик

Институт степи УрО РАН

Рассмотрены морфометрические особенности водосбора озер Южного Зауралья, занимающего обособленное положение между бассейном р. Урал и бессточной областью Тургайских озер. На основе данных архива спутниковых изображений Landsat подготовлена база данных с гидрографической информацией. Рассмотрены многолетние вариации площадей озер с 1985 г., выявлены наиболее существенные многоводные и маловодные периоды. Обсуждены геоэкологические и социально-экономические последствия выявленных гидрологических изменений.

Последствия климатических изменений наиболее наглядно проявляются на водных объектах. Глобальные климатические тенденции находят отражение как в мировом влагообороте, так и в региональных и зональных изменениях водной циркуляции. В этом от-

ношении озера и их водосборы являются наиболее уязвимой системой, таким образом могут служить индикатором воздействия климатических изменений. Следует учитывать, что устойчивость водных объектов (отклик на изменения) в различных природных зонах существенно отличается [Шнитников, 1957].

Объектом исследования являлась группа крупных плоскодонных озер, расположенных в обособленной бессточной области на восточной окраине Зауральского пенеблена и соответствующей ему обширной неоген-четвертичной аккумулятивной равнине. В региональных географических описаниях группу исследуемых озер обозначают как Светлинские озера (находятся в границах одноименного района Оренбургской области). По размерам озера дифференцируются на следующие группы:

1. Крупные озера площадью более 50 км² – озера Шалкар-Ега-Кара (96,6 км²), Жетыколь (50,26 км²);

2. Средние озера (от 1 до 10 км²) – Кайранколь, Караколь, Обалыколь, Средний Обалыколь, Давленколь, Кудайколь (Суходол), Карашаколь (Каменное), Западный и Восточный Косколь, Малый Кайранколь;

3. Малые озера (от 0,5 до 1 км²) – Батпакты, Малый Жетыколь (Горелое), Карамола (Сухое), Восточный и Западный (Заповедный) Журманколь, Талдыша, Биктас, Малый Караколь, Естьякопа, Тастыколь (рис.).

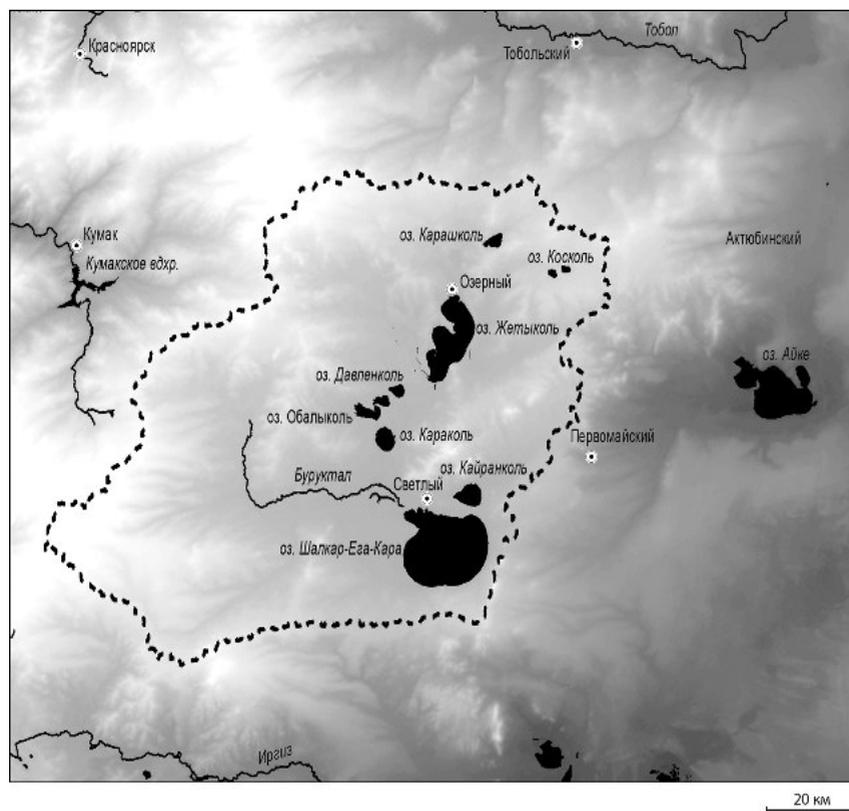
Исследований гидрографии и особенностей динамики Светлинских озер ранее не проводилось из-за отсутствия каких-либо регулярных наземных гидрологических наблюдений и сведений по морфометрическим характеристикам водосбора. Поэтому наиболее приемлемым способом изучения динамики морфометрических характеристик озер является использование многолетних данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) и сопоставление параметров вариации со сведениями по стоку ближайших водотоков.

Для систематизации имеющейся информации и проведения исследования была подготовлена геоинформационная база данных по озерам и водосборной площади, которая включает следующие пространственные данные и атрибутивную информацию:

1. Блок «Рельеф»: а) гипсометрический топографический слой (топографическая основа масштаба 1 : 25 000 по состоянию местности 2001 г.; б) цифровая модель рельефа (на основе SRTM) и ее интерпретация в виде схем экспозиции и крутизны склонов;

2. Блок «Гидрография» по топографической основе масштаба 1 : 25 000 по состоянию местности 2001 г. – озера, водотоки и урезы воды;

3. Блок «Сезонные и многолетние вариации озер»: а) архивные спутниковые снимки среднего разрешения с 1985 по 2015 г. Landsat (MSS, TM, ETM+, OLI); б) контуры озер в различные сезоны рассматриваемого периода.



Положение водосборной территории Светлинских озер

Линии урезов воды были получены путем дешифрирования снимков с использованием многоканальных водных индексов [Feyisa et al., 2014; Ke Zhai et al., 2015; Курганович, Носкова, 2015] NDWI, MNDWI, AWEI:

$$NDWI = b2 - b4/b2 + b4, \quad (1)$$

где $b2, b4$ – спектральные каналы Landsat (MSS, TM, ETM+).

$$MNDWI = b2 - b5/b2 + b5, \quad (2)$$

где $b2, b4$ – спектральные каналы Landsat (TM, ETM+).

$$AWEI_{nsh} = 4,0(b2 - b5) - (0,25b4 + 2,75b7). \quad (3)$$

$$AWEI_{sh} = (b1 + 2,5b2) - 1,5(b4 + b5) - 0,25b7, \quad (4)$$

где $b2, b4$ – спектральные каналы Landsat (TM, ETM+, OLI).

Выбор водных индексов при проведении дешифрирования озер использовался дифференцированно, исходя из состава спектральных каналов в различных сценах Landsat (MSS, TM, ETM+, OLI) и состояния водного зеркала озер (зарастание поверхности озер и берегов), наличия дымки от степных пожаров, незначительной облачности и теней от облаков (менее 10 % на снимке). На основе подготовленной базы данных была получена атрибутивная информация по морфометрическим параметрам озер и их динамики.

Гидрологическая информация включала сведения о среднемноголетней норме модуля стока на территории и многолетние ряды данных расходов воды по р. Жарлы с 1942 по 2008 г. у пос. Адамовка. Водосборная площадь р. Жарлы расположена на западных склонах Урало-Тобольского плато в схожих с водосбором Светлинских озер географических условиях.

В результате первичного анализа данных космических изображений можно сделать ряд предварительных выводов.

1. Светлинские озера имеют отчетливо выраженную в рельефе водосборную площадь и занимают переходное положение между относительно возвышенными и дренированными цокольными равнинами Южного Зауралья и аккумулятивными равнинами Тургайского прогиба. По урезам воды с севера на юг прослеживается ступенчатость в расположении озерных ванн – среднемноголетние урезы воды крупных озер Жетыколь и Шалкар-Ега-Кара составляют 305 и 298 м соответственно.

С бассейнами рек Урал и Тобол и с озерами Тургайского прогиба водосбор в многоводные периоды не имеет какой-либо гидрологической связи. Общая водосборная площадь вместе с котловинами озер по проведенным подсчетам составляет 3753 км².

2. Многолетней и сезонной динамике площадей озер способствует блюдцеобразная морфология озерных чаш и особенности питания озер, ограниченного преимущественно весенними талыми водами. Резкий континентальный климат с пониженным увлажнением территории обуславливает небольшие среднемноголетние нормы модуля стока до 0,5 л/с×км².

Тектонический (остаточный) генезис озер в совокупности с длительностью их существования в аккумулятивных условиях определили округлую форму в плане большинства из них. Чаши озер с глубиной повторяют очертания урезов, что прослеживается по снимкам в маловодные периоды. Уровни наиболее длительного и постоянного положения зеркала озер образуют концентрические пояса, формирующиеся из-за различий в условиях осадконакопления и жизнедеятельности зарослей водной растительности. Пространственное распространение этих поясов достаточно отчетливо проявлено, что позволило выявить морфометрические параметры озер через построение высотного (в периоды полного высыхания) либо глубинного (в периоды многоводья) поперечного профиля. Как раз во многом из-за отсутствия элементарных фактических сведений по глубинам озер на данный момент невозможно получить достоверные результаты по водному балансу озер. К тому же в целом на такой обширной территории отсутствуют гидропосты, соответственно не проводилось каких-либо гидрологических исследований.

Более высокие уровни чаши имеют следы эрозионной деятельности, свидетельствующей об относительном временном постоянстве колебания уровня. Прибрежные склоны части крупных и средних озер имеют террасовидные уступы.

3. Чередование периодов маловодности и многоводности может служить своеобразным индикатором годовых и многолетних тенденций в климатических условиях. За рассматриваемый период

(1985–2015 гг.) отчетливо прослеживается многолетняя периодичность в водной наполняемости озерных чаш.

Выделяется два периода маловодий – 1984–1992 и 2012–2015 гг. За длительный 20-летний период полного наполнения озер отмечаются двухлетние периоды значительно более высокого уровня – 1993–1995 (сразу за маловодным периодом) и 2005–2006 гг. В весенний период 1995 и 2005 гг. уровень озер превысил среднемноголетнее значение на 2 м, в результате этого произошло затопление прибрежных территорий.

Полученные предварительные результаты по чередованию многоводных и маловодных периодов в целом соотносятся с данными по стоку р. Жарлы.

4. В многоводные периоды (сезоны) система озер функционирует как единое целое, связь между озерами осуществляется системой ложбин стока, обеспечивающих перелив из части северных озер в оз. Шалкар-Ега-Кара. Соответственно, сезонно изменяется структура частных водосборов отдельных озер.

По спутниковым снимкам и урезам воды установлена абсолютная отметка высоты, при форсировании которой в весенний период происходит слияние озер в единый водоем. Для озера Шалкар-Ега-Кара данная отметка лежит на уровне 301 м в Балтийской системе высот.

5. Флуктуация Светлинских озер в многолетнем и сезонном разрезе является значимым экологическим и социально-экономическим фактором.

Пересыхание озер не несет прямого ущерба населению и экономике региона, так как водные ресурсы водоемов не используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения из-за высокой минерализации. Вместе с тем в результате пересыхания водоемов изменяется гидрологический режим водных и прибрежных ландшафтов, из-за чего, в частности, возрастает риск возникновения и распространения пожаров на прилегающих территориях. В связи с высыханием озер, по видимому, изменяется микроклиматический режим региона.

В редкие многоводные периоды наносится ущерб прибрежным селитебным территориям и сопутствующей хозяйственной инфра-

структуре. Затопление прибрежных территорий озер отличается продолжительностью и имеет длительные негативные последствия для сельскохозяйственных угодий.

6. Расположение озер на важнейшем трансконтинентальном миграционном пути птиц создает условия для гнездования различных видов водной и околоводной орнитофауны умеренного пояса Евразии. Поэтому существенные вариации площади водно-озерных угодий являются фактором, определяющим степень регионального биоразнообразия и сохранность популяций мигрирующих видов орнитофауны. Следует отметить, что часть Светлинских озер охраняется в составе биологического заказника областного значения «Светлинский» общей площадью 9262,6 га.

В дальнейших исследованиях будут решаться вопросы выявления морфометрических параметров озерных чаш. Важным этапом станет сопоставление многолетних данных уровней Светлинских озер с данными по стоку р. Жарлы, а также с аналогичными исследованиями по другим бессточным областям [Шнитников, 1957; Зольников и др., 2011; Курганович, Носкова, 2015], что позволит определить характер (региональный либо глобальный) наблюдаемых вариаций.

Работа выполнена в рамках Комплексной программы Уральского отделения РАН № 15-12-5-50 по теме «Анализ антропогенных воздействий на природные геосистемы Заволжско-Уральского региона и разработка методов сохранения ландшафтного и биологического разнообразия в процессе природопользования».

Литература

Зольников И. Д., Глушкова Н. В., Лямина В. А. и др. Индикация динамики природно-территориальных комплексов юга Западной Сибири в связи с изменениями климата // География и природные ресурсы. 2011. № 2. С. 155–160.

Курганович К. А., Носкова Е. В. Использование водных индексов для оценки изменения площадей водного зеркала степных содовых озер юго-востока Забайкалья, по данным дистанционного зондирования // Вестник ЗабГУ. 2015. № 06 (121). С. 16–23.

Шнитников А. В. Озера Западной Сибири и Северного Казахстана и многовековая изменчивость увлажненности степей: Труды лаборатории озераведения АН СССР. 1957. Т. 5. 112 с.

Feyisa G. L., Meilby H., Fensholt R., Proud S. R. Automated Water Extraction Index: A new technique for surface water mapping using Landsat imagery // *Remote Sensing of Environment*. 2014. N 140. P. 23–35.

Ke Zhai, Xiaoqing Wu, Yuanwei Qin, Peipei Du. Comparison of surface water extraction performances of different classic water indices using OLI and TM imageries in different situations // *Geo-spatial Information Science*. 2015. 18:1. P. 32–42. doi: 10.1080/10095020.2015.1017911.

IDENTIFICATION OF SEASONAL AND PERENNIAL WATER SURFACE VARIATIONS OF LAKES IN THE SOUTH URAL USING REMOTE SENSING LANDSAT (PRELIMINARY RESULTS)

Yu. A. Padalko, V. M. Pavleichik

Institute of Steppe of the Ural Branch RAS

The article deals with the description of the morphometric features of the lakes and their watersheds in the South Ural that take a special position between the watershed of the Ural River and the internal-drainage area of Turgai lakes. The data base of the hydrographic information on the lakes using archive satellite imagery of Landsat was prepared. The long-term lake water surface variations during the period of 1985-2015 were considered and the most significant high-water and low-water periods were identified. The article also includes information on the geo-ecological and socio-economic consequences of the identified hydrological changes.

СОЗДАНИЕ ОСНОВЫ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ КАРТОГРАФИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАКСИМАЛЬНЫХ СНЕГОЗАПАСОВ В БАССЕЙНЕ РЕКИ КАСМАЛЫ (АЛТАЙСКИЙ КРАЙ)

Д. К. Першин^{1,2}, Р. Ю. Бирюков¹

¹*Институт водных и экологических проблем СО РАН*

²*Алтайский государственный университет*

Рассматриваются вопросы создания основы для построения карты распределения максимальных снегозапасов в бассейне р. Касмалы. Основными исходными материалами служат: цифровая модель рельефа, данные ДЗЗ и маршрутных снегосъемок.

В условиях умеренных широт ландшафты длительное время находятся под влиянием снежного покрова, который во многом определяет их функционирование в зимний период. Кроме того, данные о содержании влаги в снежном покрове очень важны для прогнозов стока в период весеннего половодья.

Ввиду неоднородности подстилающей поверхности, которая в значительной степени определяет пространственную дифференциацию снежного покрова внутри речных бассейнов, очень важным инструментом анализа является картографирование его основных характеристик. Знание о пространственном распространении этих характеристик по различным типологическим группам ландшафтов позволяет оценивать вклад того или иного природного комплекса в общее снегонакопление в бассейне и производить необходимые гидрологические расчеты. Под основными характеристиками снежного покрова традиционно понимаются толщина, плотность и снегозапас. Последняя величина ввиду интегрального характера является наиболее важной. В зарубежной литературе (а в последнее время и в российской) как синоним используется термин «водный эквивалент снежного покрова» (snow water equivalent, SWE).

Традиционно карты максимальных снегозапасов (и других характеристик снежного покрова) строятся на основе данных стационарных наблюдений и снегомерных съемок на метеостанциях, маршрутных снегомерных наблюдений, дистанционных данных, различного рода моделей и др. Выбор способа визуализации, как правило, зависит от исходных данных и принципа построения. Очень часто на локально-региональном уровне можно встретить отображение данных с помощью изолиний [Ревякин, Кравцова, 1977; Попов, Полковникова, 2009; Игловская, Нарожный, 2010]. Наиболее правомерно применение этого способа отображения на картах регионального и глобального масштабов, однако в любом случае при использовании изолиний теряется «связь» с характером подстилающей поверхности, нивелируются многие контрасты в распределении снежного покрова, которые могут проявляться на очень небольших расстояниях.

Второй группой являются карты, построенные на принципах ландшафтной и геоботанической индикации, с использованием как

основы соответствующего рода карты [Самойлова, 1980; Грудинин, 1981; Быков, 2001; Попов, Кобзева, 2006]. Эти методики предъявляют серьезные требования к набору исходных данных. Требуется значительный (статистически достоверный) охват наблюдениями всех типов природных комплексов, которые берутся за контурную основу карты. Важна и сама используемая картографическая основа. Необходимо понимать, что в условиях современного уровня антропогенной нагрузки адекватность отображения тех или иных типов растительного покрова либо ландшафтных выделов может существенно снижаться. Учет только характеристик растительности влечет за собой игнорирование целого ряда факторов, обусловленных рельефом, которые могут действовать даже при схожем ее характере.

Наиболее прогрессивные методики картографирования снежного покрова на субрегионально-локальном уровне чаще всего опираются на связь между четкими морфометрическими показателями подстилающей поверхности и данными о снегонакоплении в точках наблюдений, обеспеченных такой информацией. Этот подход открывает широкие возможности для моделирования распределения снежного покрова, используя различные исходные данные: наземные наблюдения [Meromy et al., 2013; Дворников и др., 2015; Wetlaufer et al., 2016], спутниковые данные [Dietz et al., 2014; Hong et al., 2015], результаты лазерного сканирования [Погорелов и др., 2009; Hopkinson et al., 2012; Prokop et al., 2013] и сочетание разнородной информации [Bühler et al., 2015]. Для получения морфометрических характеристик территории широко применяются цифровые модели рельефа (DEM). На их основе можно получать целый ряд важных с точки зрения снегонакопления характеристик и рассчитывать определенный набор индексов, например, индексы кривизны поверхности. Широко применяются также данные дешифрирования космоснимков – карты наземных покровов (land cover). На основе этих материалов выделяется набор характеристик, которые выбираются относительно специфики территории исследования и связи с особенностями снегонакопления (например, на равнинах часто нет смысла учитывать абсолютную высоту). Производятся градации этих характеристик. На основе связи с реальными показате-

лями снегонакопления возможно построение различных регрессионных моделей.

Из всего сказанного следует, что ряд традиционных методов построения карт основных характеристик снежного покрова содержит в себе существенные недостатки. Одним из возможных путей решения видится корректная интеграция данных о неоднородности земной поверхности (ландшафтной структуре) и данных полевых исследований. Исходя из этого цель исследования – подготовка основы для создания картографической модели распределения максимальных снегозапасов в бассейне р. Касмалы.

Одной из причин выбора данного бассейна для апробации методики послужило то, что равнинные водосборы юга Западной Сибири крайне слабо изучены в названном аспекте. Выбранный водосборный бассейн ($S = 1768,48 \text{ км}^2$) расположен полностью в подзоне южной лесостепи на Приобском плато и является репрезентативным для данной территории [Золотов, Черных, 2014]. Замыкающий створ расположен в селе Рогозиха, где с 1940 г. действует гидропост. Ландшафтная структура бассейна очень неоднородна. Основными элементами ландшафтной структуры первого порядка в пределах рассматриваемого бассейна (его структурно-функциональными частями) являются юго-восточный макросклон Кулундинско-Касмалинского (левый борт), северо-западный макросклон Касмалинско-Барнаульского (правый борт) увалов и разделяющее их днище Касмалинской ложбины древнего стока, лишь небольшую часть которой занимает современная долина р. Касмалы. Территория подвержена значительной антропогенной нагрузке, поверхности увалов фактически полностью распаханы, в пределах соснового бора на днище ложбины древнего стока сомкнутые сосновые леса все больше замещаются различными модификациями (разреженными, мелколиственно-сосновыми и др.) [Черных и др., 2014].

Основными исходными данными для анализа структуры подстилающей поверхности послужили цифровая модель рельефа (ячейка грида 5 м) и карта наземных покровов (land cover), содержащая 16 типов выделов. Алгоритм создания основы приведен в работе [Бирюков, 2013].

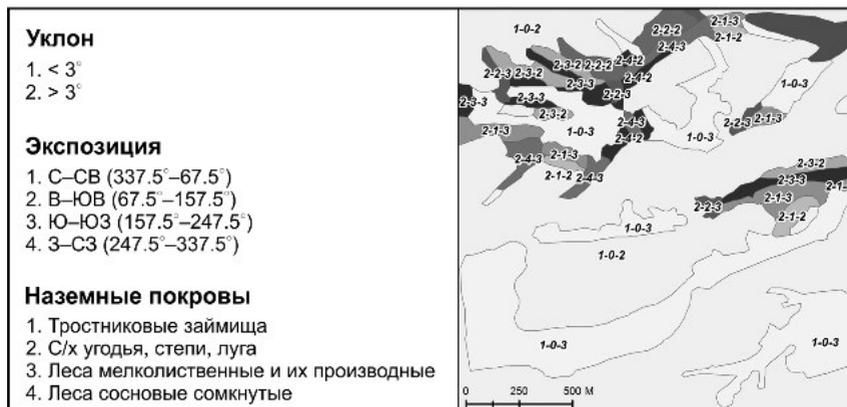
Изучение снежного покрова проводилось ландшафтно-маршрутным методом в период максимального снегонакопления (вторая декада марта) в течение 4 лет (2011–2014 гг.). Общая длина маршрутов составила около 12 км (более 700 измерений толщины снега и более 70 измерений плотности в каждый из годов наблюдений). Переход от толщины к водному эквиваленту снежного покрова возможен по результатам полевых измерений плотности снега. Сопоставление данных о толщине и значений водного эквивалента позволило получить уравнение линейной зависимости ($R^2 = 0,9$), которое применялось при расчете снеготпасов.

Исходя из специфики территории, для создания основы карты максимальных снеготпасов были выбраны следующие показатели: угол наклона поверхности, экспозиция склона, обобщенные группы типов наземных покровов. Градации ключевых характеристик водосборного бассейна были выбраны исходя из всего диапазона значений и специфики влияния на снегонакопление, выявленных в ходе полевых исследований.

Максимальные уклоны в пределах бассейна ограничиваются 9° , большая же часть является почти плоской поверхностью с уклонами до 3° . Таким образом, были выделены условно два типа поверхностей – выровненные и склоновые. Экспозиция определялась только для второй группы выделов. Экспозиционные параметры были объединены в четыре группы – «С-СВ», «В-ЮВ», «Ю-ЮЗ», «З-СЗ». Выбор подобной градации связан с расположением бассейна по продольной оси ЮЗ-СВ и юго-западным направлением преобладающих ветров.

Из общего числа типов наземных покровов были выделены четыре группы, сходные по характеру снегонакопления. Среди различных лесных типов резко контрастируют сосновые сомкнутые и мелколиственные (берзовые, осиновые, тополевые, ивовые) леса. Сомкнутые сосняки могут перехватывать до 30 % выпадающих осадков, большая часть из которых испаряется [Грудинин, 1981; Romero et al., 1998], в лиственных же лесах перехват фактически отсутствует. Кроме того, промежуточные типы (сосновые разреженные, мелколиственно-сосновые, сосново-мелколиственные, мелко-

лиственные заболоченные) в силу особенностей перехвата снега были отнесены в одну группу с собственно мелколиственными лесами. Еще две группы составили степи, луга и их производные, а также тростниковые займища.



Фрагмент картографической основы и градация используемых характеристик подстилающей поверхности

В результате комбинирования выбранных параметров было получено 16 типов ячеек, для которых характерны определенные особенности снегонакопления. Фрагмент полученной картографической основы представлен на рис. Таким образом, подготовленная основа с некоторыми доработками может служить базой при построении карт основных характеристик снежного покрова и выявлении зависимостей снегонакопления от характеристик подстилающей поверхности рассматриваемого бассейна.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, проект № 16-35-00203 мол а.

Литература

Бирюков Р. Ю. Интеграция разнородной пространственно-распределенной информации средствами ГИС при создании основы для ландшафтно-гидрологических карт // Мир науки, культуры, образования. 2013. № 2. С. 307–314.

Быков Н. И. Фитоиндикация снежного покрова Алтая на уровне формаций растительности // География и природопользование Сибири. 2001. № 4. С. 184–198.

Грудинин Г. В. Снежный покров юга Минусинской котловины. Новосибирск: Наука, 1981. 160 с.

Дворников Ю. А., Хомутов А. В., Муллануров Д. Р., Ермохина К. А. Моделирование распределения водного эквивалента снежного покрова в тундре с использованием ГИС и данных полевой снегомерной съемки // Лед и снег. 2015. № 2 (130). С. 69–80.

Золотов Д. В., Черных Д. В. Репрезентативность модельного бассейна р. Касмалы для сравнительных ландшафтно-гидрологических исследований на Приобском плато // Известия АлтГУ. Сер. биол. науки, науки о Земле, химия. 2014. № 3/1 (83). С. 133–138.

Игловская Н. В., Нарожный Ю. К. Определение снеготпасов Алтая с использованием спутниковой информации // Вестн. Томского гос. ун-та. 2010. № 334. С. 160–165.

Погорелов А. В., Бойко Е. С., Ризаев И. Г. Использование лазерно-локационных данных для моделирования и анализа структуры рельефа и рельефоидов горных территорий // Вестн. Северо-Кавказского гос. техн. ун-та. 2009. № 4 (21). С. 46–52.

Попов Е. С., Кобзева М. В. Снежный покров в бассейне р. Тогуленок (Салаирский кряж) // Ползуновский вестник. 2006. № 2. С. 246–251.

Попов Е. С., Полковникова Е. В. Пространственная дифференциация снежного покрова в бассейне р. Чумыш // Вестник алтайской науки. 2009. № 1 (4). С. 80–87.

Ревякин В. С., Кравцова В. И. Снежный покров и лавины Алтая. Томск: ТГУ, 1977. 214 с.

Самойлова Г. С. Ландшафтно-индикационная карта снежного покрова Алтае-Саянской физико-географической страны как основа прогноза лавинной опасности // География и природные ресурсы. 1980. № 1. С. 152–154.

Черных Д. В., Бирюков Р. Ю., Золотов Д. В., Вагнер А. А. Антропогенные модификации и трансформации ландшафтов в бассейне р. Касмала. Классификация и динамика на основе данных дистанционного зондирования // Вестник алтайской науки. 2014. № 1 (19). С. 233–240.

Bühler Y., Marty M., Egli L. et al. Snow depth mapping in high-alpine catchments using digital photogrammetry // The Cryosphere. 2015. Vol. 9. P. 229–243.

Dietz A. J., Conrad C., Kuenzer C. et al. Identifying changing snow cover characteristics in Central Asia between 1986 and 2014 from remote sensing data // Remote Sensing. 2014. Vol. 6, Iss. 12. P. 12752–12775.

Hopkinson C., Collins T., Anderson A. et al. Spatial snow depth assessment using LiDAR transect samples and public GIS layers in the Elbow River watershed, Alberta // Canadian Water Resources Journal. 2012. Vol. 37. P. 69–87.

Li H. Y., He Y. Q., Hao X. H. et al. Downscaling snow cover fraction data in mountainous regions based on simulated inhomogeneous snow ablation // *Remote Sensing*. 2015. Vol. 7, Iss. 7. P. 8995–9019.

Meromy L., Molotch N. P., Link T. E. et al. Subgrid variability of snow water equivalent at operational snow stations in the western USA // *Hydrological Processes*. 2013. Vol. 27, Iss. 17. P. 2383–2400.

Pomeroy J. W., Parviainen J., Hedstrom N. R., Gray D. M. Coupled modelling of forest snow interception and sublimation // *Hydrological Processes*. 1998. Vol. 12, Iss. 15. P. 2317–2337.

Prokopy A., Schön P., Vionnet V. et al. A comparison of terrain-based parameter, wind-field modelling and TLS snow depth data for snow drift modeling // *International Snow Science Workshop. Grenoble – Chamonix Mont-Blanc*, 2013. P. 108–113.

Wetlaufer K., Hendrikx J., Marshall L. Spatial heterogeneity of snow density and its influence on snow water equivalence estimates in a large mountainous basin // *Hydrology*. 2016. Vol. 3, Iss. 1. P. 3:1–17.

**PROVIDING THE BASIS FOR THE CONSTRUCTION
OF A CARTOGRAPHIC MODEL FOR DISTRIBUTION
OF MAXIMUM SNOW WATER EQUIVALENT
IN THE KASMALA RIVER BASIN (ALTAI KRAI)**

D. K. Pershin^{1,2}, R. Yu. Biryukov¹

¹*Institute for Water and Environmental Problems SB RAS*

²*Altai State University*

The paper describes the issues of the development of the basis for the construction of a maximum snow water equivalent distribution map of the Kasmala River basin. The digital elevation model, remote sensing data and route snow surveys were used as the main basic materials.

ГИДРОЛОГИЯ И МОДЕЛИРОВАНИЕ

ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ КАЧЕСТВА ВОДЫ В КРУПНОМ ОЗЕРЕ

Б. О. Цыденов

Томский государственный университет

Работа посвящена описанию численной модели, учитывающей суточную динамику коротковолновой и длинноволновой радиации, потоков скрытого и чувствительного тепла, для исследования качества воды на примере озера Камлупс (Британская Колумбия, Канада). Представлены результаты математического моделирования распределения мутности воды в период весеннего прогревания водоема.

По оценкам ученых через несколько десятилетий чистая пресная вода станет важнейшим ресурсом, поскольку она незаменима в отличие от других природных богатств Земли. Согласно прогнозам директора Института водных проблем РАН В. И. Данилова-Данильяна глобальный водный кризис ожидается в интервале от 2025 до 2035–2040 гг. [Данилов-Данильян, 2009]. К истощению водных ресурсов ведет не рост расходуемой воды, а ее загрязнение.

Целью данной работы является разработка негидростатической 2.5D математической модели для исследования процессов загрязнения в пресном водоеме с учетом суточной изменчивости атмосферных характеристик.

Для оценки качества воды удобно использовать показатель мутности, характеризующий зависимость прозрачности воды от наличия в ней мелкодисперсных взвешенных примесей различного происхождения. Динамическое изменение мутности воды в 2.5D негидростатической математической модели описывается с помощью конвективно-диффузионного уравнения вида

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} + \frac{\partial u \Phi}{\partial x} + \frac{\partial w \Phi}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial \Phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_z \frac{\partial \Phi}{\partial z} \right),$$

где Φ – мутность воды, JТУ.

Негидростатическая модель для воспроизведения термогидродинамических процессов в глубоком озере, учитывающая влияние силы Кориолиса, связанной с вращением Земли, и записанная в приближении Буссинеска, включает в себя следующие уравнения [Tsydenov, Starchenko, 2015]:

а) уравнения количества движения

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u^2}{\partial x} + \frac{\partial uw}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) + 2 \cdot \Omega_z v - 2 \cdot \Omega_y w;$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial uv}{\partial x} + \frac{\partial vw}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial v}{\partial z} \right) + 2 \cdot \Omega_x w - 2 \cdot \Omega_z u;$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \frac{\partial uw}{\partial x} + \frac{\partial w^2}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \cdot \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial w}{\partial z} \right) - g \cdot \frac{\rho}{\rho_0} + 2 \cdot \Omega_y u - 2 \cdot \Omega_x v;$$

б) уравнение неразрывности

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0;$$

в) уравнение энергии

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial uT}{\partial x} + \frac{\partial wT}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho_0 c_p} \frac{\partial H_{sol}}{\partial z};$$

г) уравнение баланса солености в озере

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial uS}{\partial x} + \frac{\partial wS}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_z \frac{\partial S}{\partial z} \right),$$

где u , v – горизонтальные компоненты скорости; w – вертикальная компонента скорости; Ω_x , Ω_y и Ω_z – компоненты вектора угловой

скорости вращения Земли; g – ускорение свободного падения; c_p – удельная теплоемкость; T – температура; S – соленость; p – давление; ρ_0 – плотность воды при стандартном атмосферном давлении, температуре T_L и солености S_L (T_L и S_L – характерная температура и соленость озера соответственно). Коротковолновая солнечная радиация, проникающая в воду, рассчитывается по закону Бугера–Ламберта–Бэра:

$$H_{sol} = H_{Ssol,0} \cdot \exp(-\varepsilon_{abs}d),$$

где $H_{Ssol,0}$ – поток солнечной радиации на свободной поверхности, ε_{abs} – коэффициент поглощения, $d = |L_z - z|$ – глубина.

Замыкание системы уравнений осуществляется с помощью двухпараметрической k – ω модели Уилкокса или же алгебраических соотношений для коэффициентов турбулентной диффузии [Цыденов, Старченко, 2014]. Уравнение состояния [Chen, Millero, 1986] связывает плотность воды с температурой, соленостью, давлением и справедливо в диапазоне $0 \leq T \leq 30$ °C, $0 \leq S \leq 0,6$ г/кг, $0 \leq p \leq 180$ бар.

Решение задачи основано на методе конечного объема, согласно которому скалярные величины (температура, минерализация, мутность воды и т. д.) определяются в центре сеточной ячейки, в то время как компоненты вектора скорости – в средних точках на границах ячеек. Численный алгоритм нахождения поля течения и температуры опирается на разностную схему Кранка – Николсон. Конвективные слагаемые в уравнениях аппроксимируются по противопотоковой схеме QUICK [Leonard, 1979] второго порядка. Системы разностных уравнений на каждом шаге по времени решаются методом релаксации.

В качестве исследуемой области выбрано вертикальное сечение озера Камлупс [John et al., 1976], соответствующее направлению впадения реки Томпсон, начало системы координат совпадает с устьем реки (рис. 1, а). Озеро Камлупс находится на юго-западе Канады (провинция Британская Колумбия) в 340 км северо-восточнее Ванкувера и расположено между $50^{\circ}26' - 50^{\circ}45'$ с. ш. и $120^{\circ}03' - 120^{\circ}32'$ з. д. Расчетная область имеет протяженность 10 км и глубину 138 м (рис. 1, б).

В вычислительном эксперименте начальное распределение температуры в озере Камлупс имеет постоянное значение, равное $2,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, в то время как температура воды в реке соответствует $3,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ и нагревается на $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ в сутки [Holland et al., 2003]. Река Томпсон впадает в озеро со скоростью $0,01\text{ м/с}$, минерализация воды в озере и в реке равна $0,1\text{ г/кг}$. Начальное значение мутности озерной воды составляет $2,0\text{ JTU}$, изменение мутности в устье реки представлено на рис. 2 [John et al., 1976]. Расчетная область (рис. 1, б) покрывается равномерной ортогональной сеткой с шагами $h_x=25\text{ м}$ и $h_z=3\text{ м}$. Шаг по времени – 60 с .

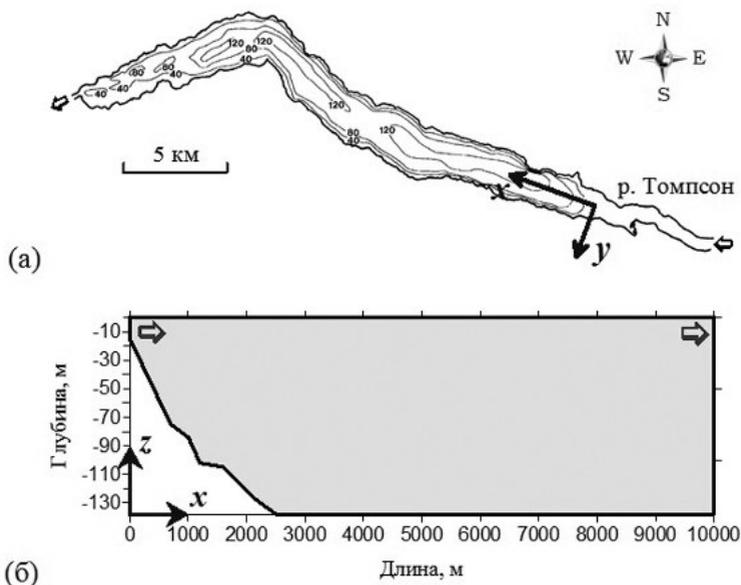


Рис. 1. Морфометрия оз. Камлупс:

а – батиметрия оз. Камлупс; б – вычислительная область (продольное сечение)

Разработанная математическая модель позволяет учитывать существенную изменчивость метеорологических факторов, воздействующих на водную поверхность озера. В качестве атмосферных данных выступает информация о температуре воздуха, относительной влажности, атмосферном давлении, облачности из архива по-

годных условий метеостанции г. Камлупс в период с 01.04.2015 по 10.05.2015 г. (<http://climate.weather.gc.ca>). На основе этих сведений рассчитаны значения коротковолновой и длинноволновой радиации, потоков скрытого и чувствительного тепла (рис. 3) по модели № 3 из [Tsydenov, Starchenko, 2015].

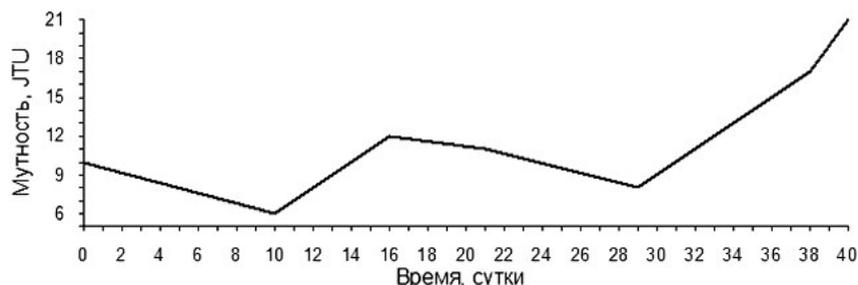


Рис. 2. Мутность воды в устье реки Томпсон [John et al., 1976]

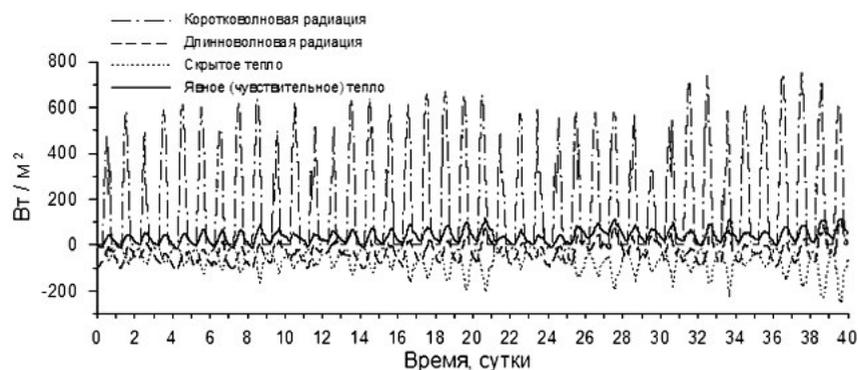


Рис. 3. Компоненты тепловых потоков, рассчитанные на основе атмосферных данных метеорологической станции г. Камлупс в период с 01.04.2015 по 10.05.2015 г. (местное стандартное время)

Пространственно-временное распределение мутности воды в озере Камлупс (рис. 4) показывает, что в начальной стадии моделирования примесь, поступающая из реки Томпсон, распространяется в глубоководную часть озера за счет возникающего под действием силы тяжести вдольсклонового течения (рис. 4, а–б).

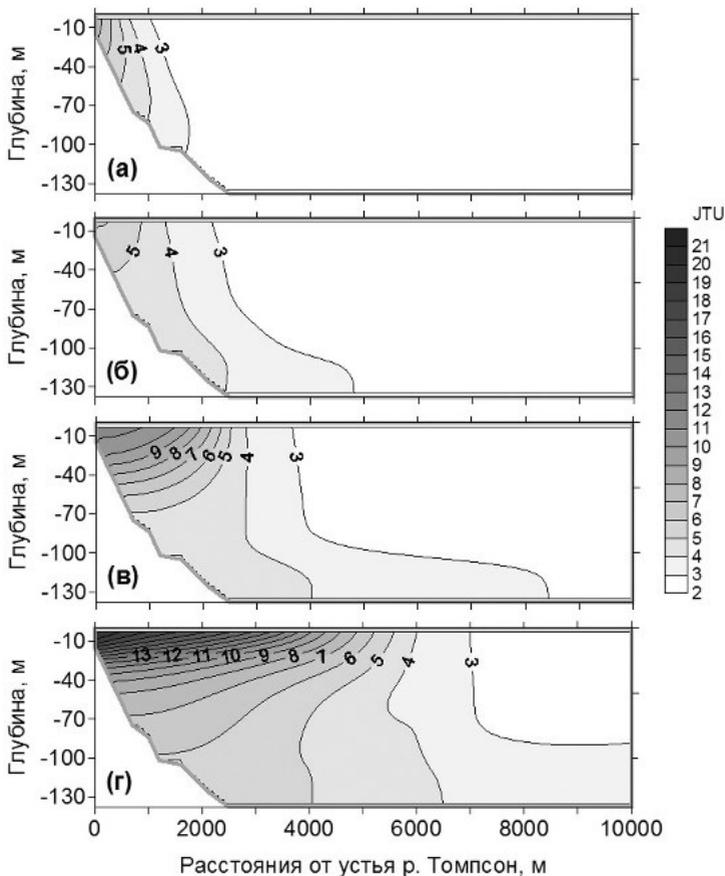


Рис. 4. Распределение мутности воды в озере Камлупс на 3 (а), 10 (б), 20 (в), 40 (г) сутки моделирования

Затем по мере усиления темпов теплонакопления и прогрева речного притока, менее плотная водная масса распространяется по поверхности озера, что способствует концентрации максимальных значений мутности в верхних слоях водоема (рис. 4, в–г). Полученные результаты численного эксперимента качественно соответствуют измерениям натуральных наблюдений [John et al., 1976].

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта Президента РФ (МК-4790.2016.5).

Литература

Данилов-Данильян В. И. Водные ресурсы – стратегический фактор долгосрочного развития экономики России // Вестн. РАН. 2009. Т. 79, № 9. С. 789–798.

Цыденов Б. О., Старченко А. В. Применение двухпараметрической k - ω модели турбулентности для исследования явления термобара // Вестн. Том. гос. ун-та. Математика и механика. 2014. № 5 (31). С. 104–113.

Chen C. T., Millero F. G. Precise thermodynamic properties for natural waters covering only limnologies range // Limnol. Oceanogr. 1986. N 31(3). P. 657–662.

Holland P. R., Kay A., Botte V. Numerical modelling of the thermal bar and its ecological consequences in a river-dominated lake // J. Mar. Syst. 2003. Vol. 43, N 1–2. P. 61–81.

John B. E. St., Carmack E. C., Daley R. J. et al. The limnology of Kamloops Lake, B.C. Vancouver. 1976. P. 167.

Leonard B. A. Stable and Accurate Convective Modeling Procedure Based on Quadratic Upstream Interpolation // Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering. 1979. Vol. 19, N 1. P. 59–98.

Tsydenov B. O., Kay A., Starchenko A. V. Numerical modelling of pollutant propagation in Lake Baikal during the spring thermal bar // Procedia Computer Science. 2015. Vol. 51. P. 2658–2662.

Tsydenov B. O., Starchenko A. V. To the selection of heat flux parameterization models at the water-air interface for the study of the spring thermal bar in a deep lake // Proc. SPIE 9680, 21st International Symposium Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 2015. P. 1–8.

A NUMERICAL MODEL FOR INVESTIGATION OF WATER QUALITY IN A LARGE LAKE

B. O. Tsydenov

Tomsk State University

The numerical 2.5D model developed for the investigation of water quality in a large lake takes into account the diurnal variability of the heat fluxes on the surface of the water body. The water turbidity dynamics during spring heating show that the river water first moves along the slope to the deeper parts and then spreads over the lake's surface. The results obtained are consistent with field observations in Kamloops Lake, British Columbia, Canada.

ПРОБЛЕМЫ УПРАВЛЕНИЯ ВОДНЫМИ РЕСУРСАМИ НА ПРИМЕРЕ НЫТВЕНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

О. А. Березина², С. А. Двинских¹,
Н. Г. Максимович², Н. Н. Паньков¹

¹ *Пермский государственный национальный
исследовательский университет*

² *Естественнонаучный институт ПГНИУ*

Рассматривается проблема эвтрофикации Нытвенского водохранилища как угроза для питьевого водоснабжения г. Нытвы. Приведены основные характеристики р. Нытвы и результаты гидрохимического и гидробиологического исследований, доказывающие высокий уровень трофности водоема. Также дана характеристика функций управления.

Эвтрофирование водоемов является природным процессом, и его развитие оценивается в рамках геологических масштабов времени, однако за несколько последних веков человек существенно увеличил использование биогенных веществ, особенно в сельском хозяйстве в качестве удобрений и детергентов. Это послужило причиной возрастания трофии небольших водохранилищ. Во многих водоемах наблюдается резкое увеличение обилия фитопланктона, зарастание водной растительностью прибрежных мелководий и изменение качества воды. Иначе говоря, в течение нескольких последних десятилетий на водоемах, расположенных в пределах населенных пунктов, активно развивается антропогенное эвтрофирование. Одним из примеров такого водоема в Пермском крае является Нытвенское водохранилище.

Река Нытва, на которой создано водохранилище, берет свое начало в районе г. Верещагино Пермского края, пересекая территории трех районов – Верещагинского, Очерского и Нытвенского, и впадает в Воткинское водохранилище. Территория водосбора р. Нытвы находится на восточной окраине Русской платформы в районе Верхнекамской возвышенности и характеризуется холмисто-увалистым рельефом *с большим количеством пахотных угодий*. До створа плотины Нытвенского гидроузла площадь водосбора – 802 км², лесистость –

26 %, озерность и заболоченность – менее 1 %. Створ плотины Нытвенского гидроузла, как и акватория Нытвенского водохранилища, расположены на территории Нытвенского городского поселения и Нытвенского муниципального района Пермского края (рис. 1).



Рис. 1. Схема расположения Нытвенского водохранилища

Нытвенское водохранилище является единственным источником питьевого водоснабжения г. Нытвы, с населением 18 878 человек, таким образом, активный процесс эвтрофирования водоема представляет собой серьезную социально-экономическую проблему.

В связи с этим в 2012–2014 гг. ПГНИУ совместно с Дрезденским Техническим университетом провели полевые исследования. На рис. 2 показаны точки мониторинга на водосборе и на акватории пруда.

Точки отбора проб были распределены таким образом, чтобы учесть поступление загрязняющих веществ с притоками и наблюдать за состоянием водохранилища. Исследования включали: 1) ежемесячный отбор проб воды из притоков (май – август); 2) ежедневное наблюдение за рН, растворенным O_2 и температурой; 3) полевой выезд на акваторию Нытвенского водохранилища для отбора проб воды (смешанных и на разных горизонтах) на химический анализ, а также измерение рН, температуры и O_2 (по глубине).

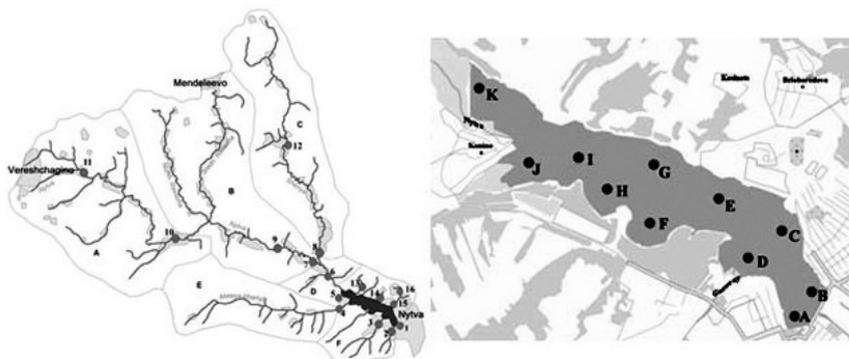


Рис. 2. Точки мониторинга на территории водосбора и акватории Нытвенского пруда

Ежедневное изменение растворенного кислорода, pH и температуры тесно связаны. Существенные значения корреляции между O_2 и температурой воды (0,68), O_2 и pH (0,76) доказывают интенсивность биологических процессов и говорят о высокой активности водорослей в водохранилище (рис. 3).

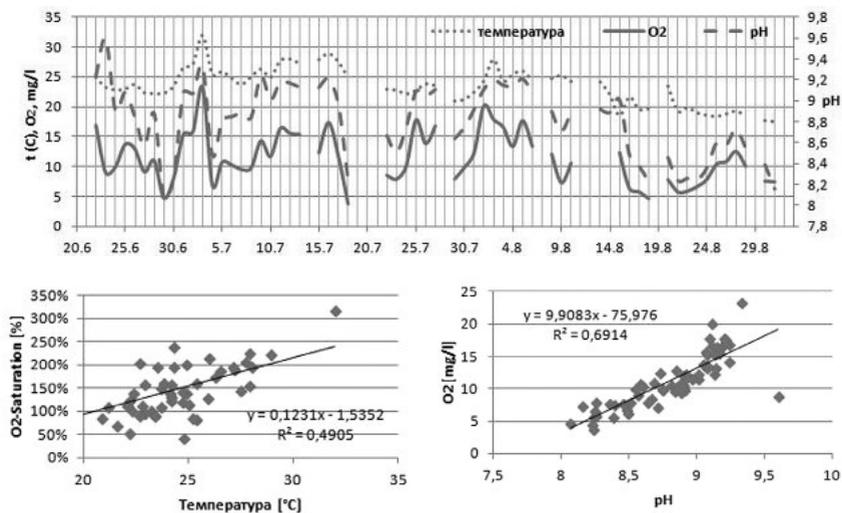


Рис. 3. Связь ежедневных концентрации pH, температуры и растворенного кислорода в Нытвенском водохранилище в июне – августе 2012 г. (точка В)

Измерение температуры, растворенного кислорода и значение рН на акватории водохранилища (точки отбора проб указаны латинскими буквами на рис. 2) показали формирование стратификации распределения растворенного кислорода, несмотря на сравнительно небольшие средние глубины, около 3 м. Содержание кислорода на поверхности высоко, в придонной части значительно ниже, что подтверждает активную деятельность водорослей и является абиотическим показателем антропогенного эвтрофирования. Водоросли, потребляя легко доступный CO_2 , производят кислород и повышают значения рН во всем водоеме (рН 8–9 в верхнем метровом слое).

Высокий уровень трофности водоема также подтверждают отобранные пробы донных отложений на зообентос. В составе зообентоса Нытвенского пруда зарегистрировано 7 видов. Наиболее разнообразно представлены малощетинковые черви (класс Oligochaeta), среди которых обнаружено 4 вида, относящихся к единственному семейству трубочников (Tubificidae): *Tubifex tubifex* (O. F. Mueller 1773), *Tubifex newaensis* (Michaelson 1902), *Limnodrilus claparedeanus* (Ratzel 1868), *Limnodrilus hoffmeisteri* (Claparede 1862). Личинки комаров-звонцов (семейство Chironomidae) насчитывают два вида. Это *Chironomus plumosus* (Linne 1758) и *Glyptotendipes glaucus* (Meigen 1818). Среди двустворчатых моллюсков (класс Bivalvia) выявлен только 1 вид *Dreissena polymorpha* (Pallas 1771). Численность зообентоса в период исследований составила 1600 экз./м², биомасса – 16,9 г/м².

Таким образом, зообентоценозы Нытвенского пруда характеризуются крайне низким таксономическим разнообразием, упрощенной структурой и довольно высокими показателями численности и биомассы, позволяющими охарактеризовать его как водоем эвтрофного типа. Комплекс биологических показателей демонстрирует, что пруд испытывает тяжелое органическое загрязнение:

Олигохетный индекс	3500
Индекс Кинга-Болла	0,71
Индекс Гуднайта-Витлея	85,7
Зона сапробности	Полисапробная
Качество воды	5–6 (грязная)

В Водном кодексе РФ говорится о значимости водных объектов в качестве основы жизни и деятельности человека, а в Водной стратегии РФ на период до 2020 г. – о приоритете обеспечения населения РФ качественной питьевой водой. При использовании эвтрофного водоема как источника питьевого водоснабжения возникают различные риски:

- технические: забивка оголовков водозабора;
- технологические: необходимость изменения технологии водоподготовки;
- токсикологические: при дезинфекции воды хлором при водоподготовке основным действующим веществом является хлорамин, а при высоких показателях рН, что характерно для эвтрофированных водоемов, его действие значительно снижается, вследствие чего уменьшается эффективность дезинфекции. Также продуктом жизнедеятельности синезеленых водорослей являются цианиды, которые вообще не удаляются из воды существующими способами очистки воды.

Классическим мероприятием по борьбе с эвтрофированием является выемка донных отложений, которая осуществлялась в рамках Целевой федеральной программы по гидромеханизированной очистке ложа Нытвенского водохранилища. Работы по очистке ложа (верхней части) водохранилища завершились в 2015 г. Безусловно, данное мероприятие должно снизить как количество органоенов, необходимых для развития синезеленых водорослей, так и площади мелководий и увеличить глубину водоема. Однако следует отметить, что выемка донных отложений является лишь куративной мерой и должна проводиться с определенной периодичностью. Поскольку она дает только кратковременный эффект и высокзатратна (на ФЦП было потрачено 305 млн руб.), для поддержания эффекта, достигнутого ею, необходимы разработка и внедрение дополнительных мероприятий, направленных на снижение притока органоенов с русловым и склоновым стоком как в самом водоеме, так и на его бассейне. Эти мероприятия являются частью проблем управления водными ресурсами бассейна р. Нытвы. Для их выбора и обоснования в весенне-летний период 2016 г. поле-

вые работы будут продолжены. Постоянный мониторинг позволит оценить результаты выемки донных отложений и уменьшение в связи с этим интенсивности эвтрофикации водоема, а также определить основное направление работ по обеспечению населения города качественной питьевой водой, т. е. по управлению процессами, определяющими это качество.

Изучение процесса управления водоемом должно быть основано на изучении выполняемых им функций, что позволит сформировать структуру и организацию системы управления. Функции управления весьма разнообразны. Основными для управления водными ресурсами являются: организация водопользования и водопотребления, планирование допустимого использования воды (ее количество и качество), распорядительская деятельность (администрирование), включающая координацию всех водопользователей и водопотребителей, и мониторинг за состоянием водных ресурсов (рис. 4).



Рис. 4. Функции управления

Таким образом, функции управления определяют деятельность, направленную на организацию выполнения мероприятий по управлению водным объектом (речным бассейном), а логическая последовательность выполнения работ, определяемая функциональной структурой управленческого процесса, составляет сущность технологии управления.

Основная цель управленческой функции состоит из двух компонентов:

1) анализа состояния системы (речного бассейна), контроля ее основных параметров (величина стока, концентрация элементов химического состава и пр.), количественного определения тех факторов, которые выводят систему из состояния равновесия (техногенные нагрузки);

2) определения состава мероприятий, направленных на оптимизацию процесса управления (сохранения количества и качества воды).

При применении на конкретном речном бассейне подход должен быть детализован в зависимости от местных условий. Нами будет использован поэтапный подход снижения комплексности путем пошаговой дифференциации релевантных нагрузок и затронутых подсистем. Используемые методы позволят выйти на рациональное использование водных ресурсов.

Работа выполнена в рамках проекта № 269 задания № 2014/153.

PROBLEMS OF WATER RESOURCE MANAGEMENT IN THE CASE STUDY OF THE NYTVVA RESERVOIR

O. A. Berezina², S. A. Dvinshikh¹, N. G. Maximovich², N. N. Pankov¹

¹Perm University

²The Institute of Natural Science of Perm State National Research University

We consider the problem of eutrophication of the Nytvva reservoir that causes a threat to drinking water supply in Nytvva town. The main characteristics of the Nytvva river as well as the results of hydrochemical and hydrological studies are provided. The results prove a high level of reservoir trophic status. The paper also provides management functions features.

МОДЕЛИРОВАНИЕ СТОКА РЕК РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В УСЛОВИЯХ НЕДОСТАТОЧНОГО ИНФОРМАЦИОННОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ

Г. В. Айзель

Институт водных проблем РАН

Исследованы возможности применения современных методов машинного обучения для моделирования стока рек российской Арктики в условиях низкой гидрометеорологической изученности. Показано, что использование данных климатического реанализа по основным метеорологическим характеристикам в качестве един-

ственного источника входной информации для ансамблевой физико-статистической модели, основанной на рандомизированных регрессионных решающих деревьях (лесах), позволяет с удовлетворительной эффективностью воспроизводить суточную динамику речного стока на исследуемых водосборах. Отмечены достоинства и недостатки предложенного метода моделирования речного стока, предложены направления развития описанной методологии применительно к решению задач оценки водообеспеченности территории при различных сценариях прогнозируемых климатических изменений.

Физико-математическое моделирование процессов гидрологического цикла суши требует больших объемов детальных натуральных наблюдений – за параметрами почвенного и растительного покрова, метеорологическими условиями на водосборе, а также получения специфических для каждой модели эмпирических констант. Многие ограничения в доступности необходимого информационного обеспечения можно снять, адаптировав модель расчета речного стока к усвоению ландшафтных параметров из глобальных баз данных, а получение необходимых констант свести к решению обратной задачи, путем их калибровки по измеренным значениям речного стока за продолжительный период [Гусев и др., 2015].

Водосборы, на которых отсутствуют данные постоянных гидрометрических измерений, в контексте данной работы называются неизученными (с недостаточным информационным обеспечением) – при их исследовании невозможно осуществить запуск решения задачи нахождения модельных параметров по измеренным значениям расходов воды (калибровку), а значит, необходима разработка иных методов и подходов к решению задачи исследования суточной динамики процессов формирования речного стока.

В предыдущее гидрологическое десятилетие («Predictions in ungauged basins», 2004–2013), посвященное задачам исследования речного стока на неизученных водосборах, мировым научным сообществом было разработано и глубоко исследовано множество методов нахождения параметров гидрологических моделей при условии недостаточного информационного обеспечения, все разнообразие которых можно выделить в три группы: регрессионные методы; ме-

тоды, основанные на пространственной близости водосборов; и методы, основанные на физико-географической (ландшафтной) близости водосборов [Hrachowitz et al., 2013]. В работах [Айзель, 2014; Айзель, Гусев, 2015; Насонова и др., 2015] был отмечен высокий потенциал методов машинного обучения (в частности, искусственных нейронных сетей) к решению задач моделирования речного стока для водосборов, недостаточно обеспеченных данными наблюдений.

Гидрометеорологическая изученность рек российской части пан-Арктического бассейна является недостаточной (рис. 1) – на севере России плотность станций наблюдения крайне низкая, доступ к современным наблюдениям также ограничен.

Для исследования эффективности применения методов машинного обучения к решению задач моделирования речного стока были выбраны водосборы рек Надым, Пур и Таз, находящиеся на севере Западной Сибири (рис. 2). Данный выбор был обусловлен высокой сложностью физико-математического моделирования процессов формирования стока на них [Гусев и др., 2015], а также высокой практической значимостью исследования стока этих рек для хозяйственного комплекса Ямало-Ненецкого автономного округа.

В качестве основного алгоритма машинного обучения, направленного на решение поставленной задачи, была выбрана ансамблевая физико-статистическая модель, основанная на рандомизированных регрессионных решающих деревьях (лесах) – Random Forest Model (RFM). RFM в общем виде представляет собой непараметрическую модель машинного обучения, в ансамбль простого голосования которой объединены слабые модели одиночных решающих деревьев, которые являются «белыми ящиками» и алгоритм принятия решений которых может быть описан набором простых булевых функций (рис. 3).

Достоинствами выбранной модели машинного обучения являются: эмпирически подтвержденная на многих практических задачах эффективность алгоритма, устойчивость алгоритма к шумам, быстрота обучения (возможность организации параллельных вычислений), малое число гиперпараметров и отсутствие эффекта переобучения при росте числа одиночных решающих деревьев в ансамбле.



Рис. 1. Гидрометеорологическая изученность российской части Арктического бассейна

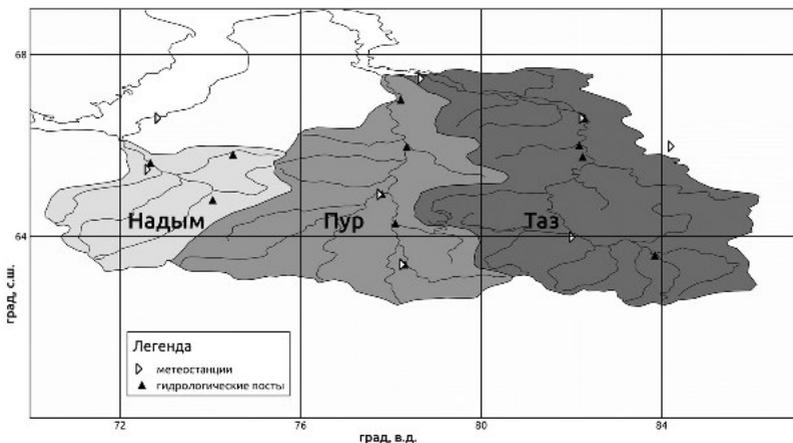


Рис. 2. Бассейны исследуемых рек (Надым, Пур, Таз)

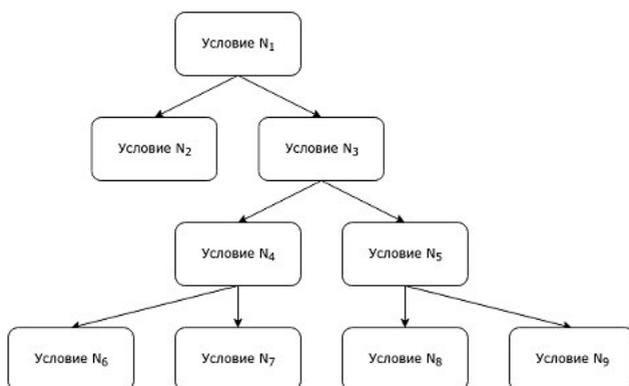


Рис. 3. Блок-схема модели машинного обучения, основанной на функционале регрессионных решающих деревьев

В качестве недостатков RFM можно отметить сравнительно долгое время вычисления целевой характеристики на новых данных, а также трудность настройки алгоритма на функционал качества, отличный от суммы квадратов отклонений.

В качестве входных данных для модели была использована база данных метеорологического реанализа WFDEI [Weedon et al., 2014] с суточ-

ным временным шагом и пространственным разрешением $0,5 \times 0,5$ градуса. Преимуществами данного реанализа являются его глобальный охват, а также использование современных динамических схем гибридной осадков.

Для инициализации и обучения модели RFM использовались данные наблюдений за среднесуточным стоком воды исследуемых рек за период с 1967 по 1991 г.

Произведенные с помощью модели RFM расчеты речного стока показывают, что она обладает высокой обобщающей способностью и может с удовлетворительной эффективностью восстанавливать суточную динамику стока рек водосборов, недостаточно обеспеченных данными наблюдений.

В силу того что данные климатического реанализа WFDEI доступны до 2014 г., с помощью модели RFM можно восстановить динамику речного стока рек Надым, Пур и Таз за современный период, не обеспеченный данными натурных наблюдений. Указанное направление исследований позволит оценить действительный масштаб изменений современного состояния крупнейших рек региона, а также сделать оценочный прогноз изменения водообеспеченности исследуемой территории при различных сценариях прогнозируемых климатических изменений.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00159 мол_а. Программный анализ данных климатического реанализа выполнен при финансовой поддержке РНФ в рамках гранта № 16-17-10039.

Литература

Айзель Г. В. Расчеты речного стока для неизученных бассейнов: потенциал применения гидрологической модели и аппарата искусственных нейронных сетей // Инженерные изыскания. 2014. № 7. С. 60–66.

Айзель Г. В., Гусев Е. М. Применение современных методов машинного обучения для расчетов речного стока с неизученных водосборов // Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов: Тр. 4-й Всерос. науч. конф. с международ. участием (Москва, 15–18 сент. 2015 г.). М.: ИВП РАН, 2015. С. 50–53.

Гусев Е. М., Насонова О. Н., Джоган Л. Я., Айзель Г. В. Моделирование формирования стока рек и снежного покрова на севере Западной Сибири // Водные ресурсы. 2015. Т. 42, № 4. С. 387–395.

Насонова О. Н., Гусев Е. М., Айзель Г. В. Оптимизация параметров подстилающей поверхности для моделирования речного стока с 323 МОРЕХ-водосборов // Водные ресурсы. 2015. Т. 42, № 2. С. 161–174.

Gudmundsson L., Seneviratne S. I. Towards observation-based gridded runoff estimates for Europe // Hydrology and Earth System Sciences. 2015. V. 19 (6). P. 2859–2879.

Hrachowitz M., Savenije H. H. G., Blöschl G. et al. A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB) – a review // Hydrological sciences journal. 2013. V. 58 (6). P. 1198–1255.

Weedon G. P., Balsamo G., Bellouin N. et al. The WFDEI meteorological forcing data set: WATCH Forcing Data methodology applied to ERA-Interim reanalysis data // Water Resources Research. 2014. V. 50. P. 7505–7514. doi: 10.1002/2014WR015638.

MODELLING OF RUSSIAN ARCTIC RIVERS RUNOFF UNDER UNSUFFICIENT INFORMATION CONDITIONS

G. V. Ayzel

Institute of Water Problems of RAS

The research deals with the implementation possibilities of modern machine learning techniques for runoff modeling and predictions for Russian Arctic rivers under conditions of insufficient hydro-meteorological scrutiny. Climatic reanalysis data using basic meteorological variables and characteristics as the only source of input information for physically-statistical ensemble model based on randomized regression decision trees (forests) allows modeling daily river runoff dynamics efficiently enough. Strengths and weaknesses of the proposed river runoff modeling technique were found. Directions for the proposed technique further improvement on condition of water availability problem solution under various climatic change scenarios of researched area were suggested.

РЕАКЦИЯ УРОВНЯ МОРЯ НА ВЕТРОВЫЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ

Н. А. Миклашевская

Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь

На примере Каркинитского залива Черного моря изучались условия, при которых равномерно движущийся над бассейном в зональ-

ном направлении атмосферный фронт конечной ширины и связанные с ним касательные напряжения ветра вызывают наиболее интенсивные колебания жидкости. Для численного решения задачи использовалась двумерная модель поверхностных длинных волн, учитывающая вращение Земли и придонное трение.

В рамках линейной теории длинных волн рассмотрена двумерная задача о генерации баротропных колебаний жидкости в полуограниченном вращающемся бассейне, над которым в зональном направлении с запада на восток с постоянной скоростью $U > 0$ движется атмосферный фронт. Протяженность зоны существенного изменения атмосферного давления равна W и взята в качестве ширины барического фронта. Распределение возмущений атмосферного давления во фронте задавалось в виде гладкой ступени

$$p = a_0 \rho g F(\xi), \quad \xi = x - Ut, \quad (1)$$

где a_0 – перепад атмосферного давления поперек фронта (в метрах водяного столба); ρ – плотность жидкости; g – ускорение свободного падения; $F(\xi)$ – безразмерная функция:

$$F = 1 \quad (\xi \leq -W), \quad F = \sin^2 [\pi \xi / (2W)] \quad (-W < \xi < 0), \quad F = 0 \quad (\xi \geq 0).$$

Уравнения движения жидкости в бассейне в рамках линейной теории поверхностных длинных волн с учетом вращения Земли, квадратичного придонного трения и касательных напряжений ветра, связанных с аномалиями атмосферного давления, имеют вид

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - g \frac{\partial \tilde{\zeta}}{\partial x} - k \frac{u\sqrt{u^2 + v^2}}{H(x, y)} + \frac{1}{\rho H(x, y)} \tau_x^w, \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - g \frac{\partial \tilde{\zeta}}{\partial y} - k \frac{v\sqrt{u^2 + v^2}}{H(x, y)} + \frac{1}{\rho H(x, y)} \tau_y^w, \quad (3)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial(uH)}{\partial x} + \frac{\partial(vH)}{\partial y} = 0 \quad (4)$$

с нулевыми начальными условиями $u = v = \zeta = 0$ ($t = 0$). Здесь $\{u, v\}$ (x, y, t) – проекции на оси x и y осредненной по глубине горизонтальной скорости течения; $\zeta(x, y, t)$ – смещение свободной поверхности

от горизонтального положения $z = 0$; $\{\tau_x^w, \tau_y^w\}(x, y, t)$ – проекции на оси x и y связанных с барическим фронтом касательных напряжений ветра; $k = 2,6 \cdot 10^{-3}$ – коэффициент придонного трения; $\xi = a_0 F(\xi)$ – аномалия атмосферного давления в метрах водяного столба; $H = H(x, y) > 0$ – распределение глубины залива в невозмущенном состоянии; f – постоянный параметр Кориолиса.

Прямолинейная левая боковая граница $x = 0$ предполагается свободной (жидкой). На ней задается условие свободного выхода волновых возмущений на запад из расчетной области после входа фронта в область залива через жидкую границу

$$\frac{\partial u}{\partial t} - c \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{g}{c} \frac{\partial \xi}{\partial t} = 0,$$

где $c = \sqrt{gH(0, y)}$ – скорость распространения длинных волн на жидкой границе бассейна. На твердых участках границы расчетной области, являющихся вертикальными стенками, принято условие непротекания жидкости $(u, v)_n = 0$.

Проекции касательных напряжений ветра τ_x^w, τ_y^w в системе координат, связанной с движущимся фронтом, для распределения давления (1) находятся по формулам, являющихся аналогом известных формул Акерблома [Кочергин, 1978], в котором учитывается равномерный зональный перенос возмущений барического поля:

$$\begin{Bmatrix} \tau_x^w \\ \tau_y^w \end{Bmatrix} = \frac{1}{4} \pi a_0 \rho g \begin{Bmatrix} G_1 + G_2 \\ G_3 + G_4 \end{Bmatrix}, \quad (5)$$

где

$$\begin{Bmatrix} G_1 \\ G_3 \end{Bmatrix} = \int_0^{m_0} \frac{\cos(mW/2)}{\pi^2 - m^2 W^2} [(Q^+ - Q^-) \cos m(\xi + W/2) \mp (Q^+ + Q^-) \sin m(\xi + W/2)] dm, \quad m_0 = \frac{f}{U},$$

$$\begin{Bmatrix} G_2 \\ G_4 \end{Bmatrix} = \int_{m_0}^{+\infty} \frac{\cos(mW/2)}{\pi^2 - m^2 W^2} (Q^+ \pm Q^-) [\cos m(\xi + W/2) \mp \sin m(\xi + W/2)] dm, \quad Q^\pm = \sqrt{\frac{2\nu_a}{|mU \pm f|}},$$

ν_a – коэффициент турбулентной вязкости пограничного слоя атмосферы.

Формулы (5) представляют собой уточненный вариант обобщенных формул Акерблома, полученных в соавторстве в работе [Доценко, Миклашевская, 2011].

Задача решалась численно с применением явно-неявной конечно-разностной одношаговой по времени схемы на разнесенных прямоугольных сетках [Вольцингер, Пясковский, 1968].

В качестве модельного бассейна рассмотрен Каркинитский залив Черного моря (рис. 1). Его можно условно разделить на две неравные по площади области. Глубоководная часть залива ограничена с запада жидкой границей, с востока – Бакальской банкой, с севера – островом Джарылгач и имеет в центральной части глубины 28–30 м. Мелководная часть с глубинами менее 6 м ограничена с севера, востока и юга береговой линией, с запада – Бакальской банкой.

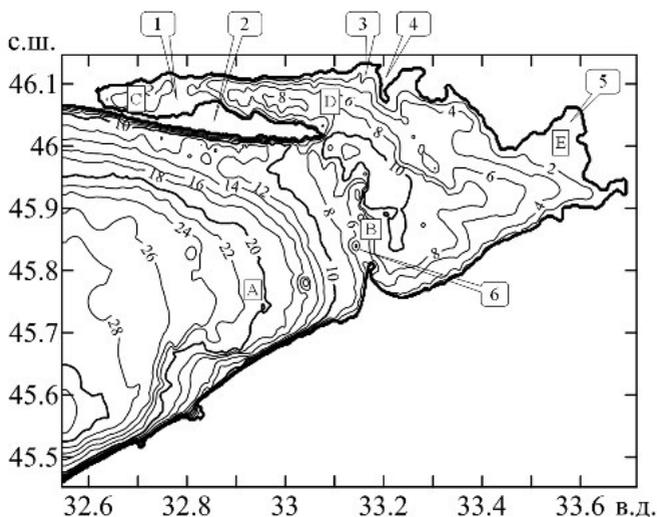


Рис. 1. Батиметрия Каркинитского залива Черного моря (в метрах):

1 – Джарылгачский залив; 2 – о. Джарылгач; 3 – Каланчакский залив; 4 – Карабайская коса; 5 – Перекопский залив; 6 – Бакальская банка. В точках бассейна А–Е выполнены расчеты мареограмм

В численных экспериментах варьировались основные параметры атмосферной аномалии – ширина фронта W и скорость его переноса U , так как касательные напряжения ветра в обобщенных формулах Акерблома (5) существенно зависят именно от этих показателей.

На рис. 2 представлена зависимость колебаний уровня и скоростей течений от ширины фронта.

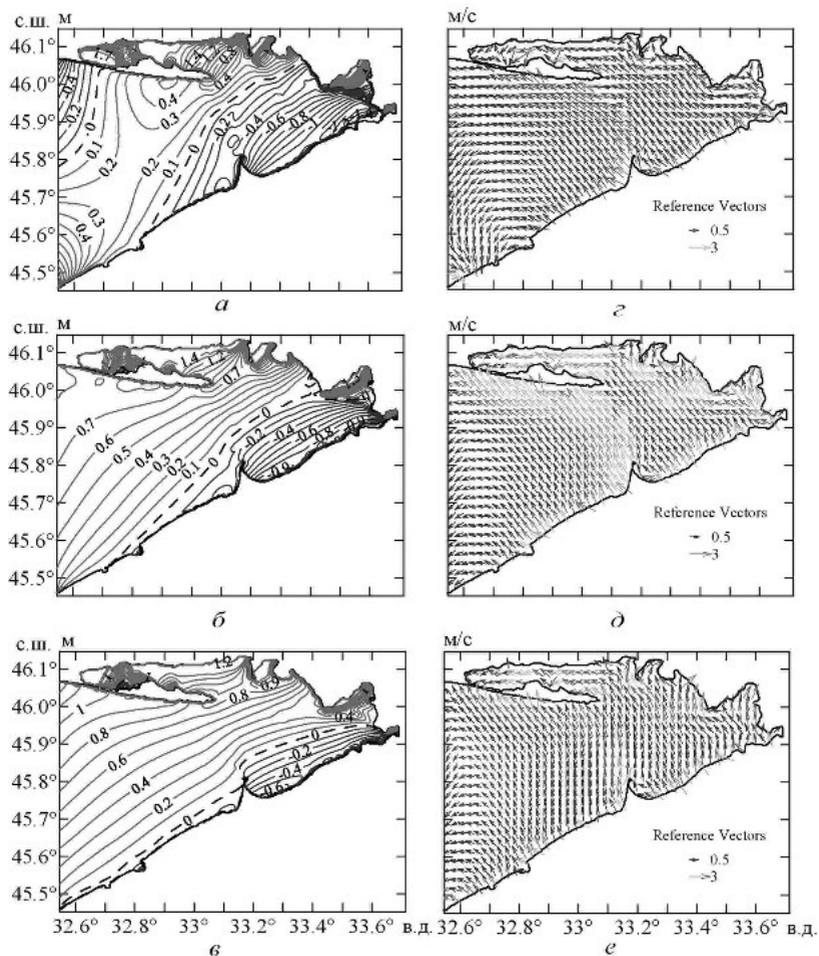


Рис. 2. Зависимость возмущений уровня моря (а–в) (м) и скоростей течений (г–е) ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) от ширины атмосферного фронта при постоянной скорости его перемещения $U = 5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$:

а, г – $W = 50$ км; б, д – $W = 100$ км; в, е – $W = 150$ км. Поля приведены для момента времени $t = 135$ мин, когда передняя кромка атмосферного фронта находится в центре Каркинитского залива в точке $x = 0,5l_x$ (l_x – длина бассейна)

Как видно, самый узкий фронт в рассматриваемый момент времени вызывает повышение уровня в центре глубоководной части бассейна и мелководных заливах (Джарылгачском и Перекопском), тогда как на северо-западе возле берегов о. Джарылгач и в мелководной части Каркинитского залива наблюдается понижение уровня. С ростом ширины фронта при одной и той же скорости переноса барической аномалии картина меняется. Площадь акватории, в которой уровень повышен относительно невозмущенного состояния, существенно увеличивается. При этом амплитуда возвышения свободной поверхности в центральной части бассейна возрастает с ростом W , а в Джарылгачском заливе уменьшается. В то же время сгон уровня, наблюдаемый в мелководной части бассейна, уменьшается в 2 раза. С ростом ширины барического фронта уменьшается скорость течения и несущественно меняется его направление.

Влияние скорости передвижения фронта U на волновые характеристики иллюстрирует рис. 3. На нем приведены мареограммы колебаний уровня моря ζ и проекции на оси x (u) и y (v) осредненной по глубине горизонтальной скорости течения. Колебания представлены в пяти точках акватории. Одна из них расположена в открытой части залива, остальные – в мелководных частях бассейна, где при расчетах полей уровня и скоростей течений отмечены экстремальные значения: на Бакальской банке, в Перекопском заливе, в Джарылгачском заливе и при выходе из него.

Как видно из рисунка, наиболее интенсивные смещения свободной поверхности при всех скоростях наблюдаются в Джарылгачском заливе, в точках C и D . В глубоководной части залива и на Бакальской банке (точки A и B) осцилляции уровня наименее ярко выражены по сравнению с другими рассматриваемыми районами. В то же время в районе отмели Бакальской банки наблюдаются максимальные скорости течений, тогда как для кутовой части Джарылгачского залива (точка C), где амплитуды уровня наибольшие, скорости течений меньше, чем в точках A , B , D , E . С ростом скорости переноса фронта в три раза амплитуды колебаний свободной поверхности во всех рассматриваемых точках уменьшаются в 1,25–2,16 раза, а течения ослабевают.

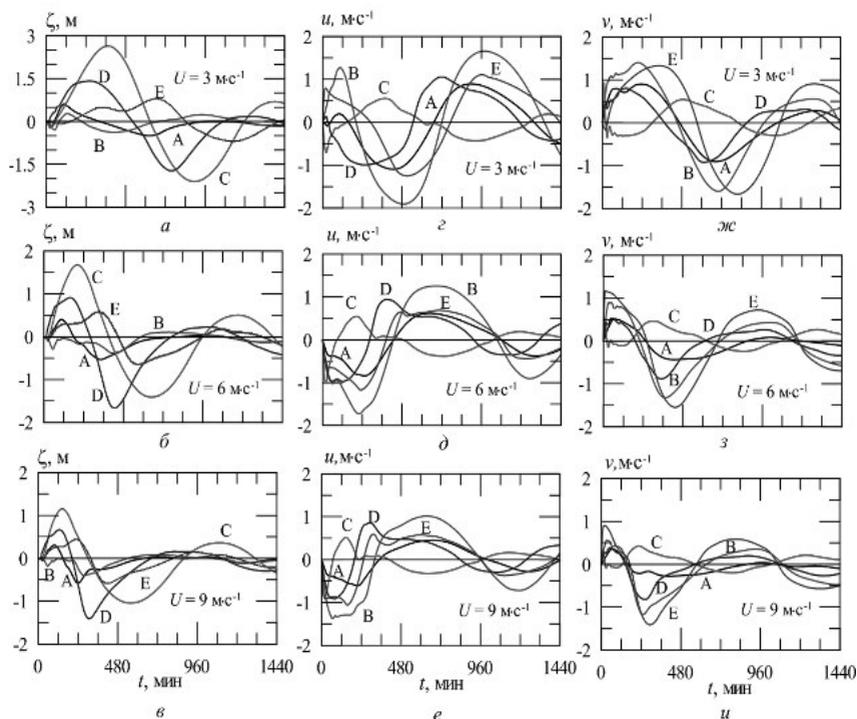


Рис. 3. Колебания уровня (а–в) и проекции u (г–е) и v (ж–и) осредненной по глубине горизонтальной скорости течения в точках А–Е (см. рис. 1) при движении фронта шириной 100 км со скоростью $U = 3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (а, г, ж), $U = 6 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (б, д, з) и $U = 9 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (в, е, и)

Резюмируя вышесказанное, отметим, что по результатам численных экспериментов наиболее эффективным генератором поверхностных волн является самый узкий из рассматриваемых фронтов ($W = 50 \text{ км}$), движущийся с относительно небольшой скоростью ($U = 3\text{--}6 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$). Рост скорости перемещения фронта, равно как и увеличение его ширины, влечет за собой снижение интенсивности колебаний уровня и ослабление течений.

Литература

Вольцингер Н. Е., Пясковский Р. В. Основные океанологические задачи теории мелкой воды. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 300 с.

Доценко С. Ф., Миклашевская Н. А. Генерация волн в ограниченном бассейне движущимся фронтом атмосферного давления и связанным с ним полем касательных напряжений ветра // Морской гидрофизический журнал. 2011. № 4. 13–27 с.

Кочергин В. П. Теория и методы расчета океанических течений. М.: Наука, 1978. С. 128.

RESPONSE OF SEA LEVEL TO WIND EFFECTS

N. A. Miklashevskaya

Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol

The paper deals with the study of the generation conditions of more intensive fluid oscillations caused by combined effect of finite width atmospheric front and tangential wind stresses. The front uniformly moves into zonal direction. The Karkinitzky Bay of the Black Sea was taken as an example. Two-dimensional model of surface long waves was applied for numerical analysis with regard to the Earth's rotation and the bottom friction.

СЕЙШИ И СЕЙШЕОБРАЗНЫЕ КОЛЕБАНИЯ В ЛАДОЖСКОМ ОЗЕРЕ

Ю. В. Манилюк, Л. В. Черкесов

Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь

С использованием результатов аналитического решения системы уравнений длинных волн исследуются сейшевые и сейшеобразные колебания в модельном бассейне, имеющем характерные размеры Ладожского озера. Выполнен расчет периодов четырнадцати первых мод сейш. Проанализирована пространственная структура колебаний уровня и особенности волновых течений. Дано описание видов сейш в Ладожском озере и соответствующих им волновых течений. Получены оценки возможных скоростей течений в зависимости от амплитуды колебаний уровня. Исследованы некоторые типы сейшеобразных колебаний и дано описание их характерных особенностей. Проведено сопоставление результатов расчетов с данными натурных наблюдений.

Ладожское озеро является самым крупным в системе великих озер Европы, включающей в себя следующие озера: Сайма (4400 км²), Онежское (9890 км²), Ильмень (1100 км²), Ладожское (18 135 км²) [Калесник, 1968]. Эта система подобна североамериканской. Наибольшая длина Ладожского озера 219 км, средняя ширина 80 км, средняя глубина 51 м, площадь зеркала 17 878 км² [Калесник, 1968]. Озеро судоходно и входит в состав Волго-Балтийского водного пути и Беломорско-Балтийского канала. Также оно широко используется в рекреационных целях.

Одним из важнейших элементов, формирующих гидрологический режим озера, являются сейши. По данным наблюдений [Калесник, 1968], на Ладоге отмечаются сейшевые колебания уровня с периодами 5 ч 40 мин, 2 ч 11 мин, 90 мин, 60 мин, 16–18 мин. Их амплитуды лежат в диапазоне от 3 до 28 см. Сейши вызываются колебаниями атмосферного давления, прохождением циклонов, воздействием ветра на поверхность озера.

Наряду с сейшевыми в озере могут существовать и сейшеобразные колебания, возникающие после прекращения действия возмущающих сил, которые представляют собой суперпозицию нескольких мод сейш.

Большой вклад в исследование сейш вносит использование математического моделирования. Сейшевые колебания являются собственными колебаниями жидкости в водоеме, обусловленными геометрией его береговой черты и глубиной. Поэтому один из распространенных подходов к их теоретическому исследованию основывается на решении задачи на собственные значения. При этом находятся собственные частоты и соответствующие им собственные функции, определяющие пространственную структуру колебаний уровня и волновые течения. Задачу можно решать как численно, так и аналитически. Для численного решения задачи используется широкий спектр методов: конечные разности [Иванов, Янковский, 1992], конечные элементы [Манилюк, Черкесов, 1994] и прочие. Но аналитическое решение задачи облегчает проведение исследований и позволяет выполнить его детальнее. Недостатком использования аналитических методов является то, что с их помощью решение

можно получить только для бассейнов сравнительно простой геометрической формы.

Направим ось x на восток, ось y – на север. Ладожское озеро будем аппроксимировать прямоугольным бассейном постоянной глубины $h = 51$ м, вытянутым в северном направлении. Длина бассейна (вдоль оси x) $b = 210$ км, ширина (вдоль оси y) $a = 84$ км. В линейном приближении, приняв, что жидкость однородная, волны длинные, а атмосферное давление над акваторией бассейна постоянное, движение будет описываться системой уравнений длинных волн [Сретенский, 1977]:

$$u_t = -g\zeta_x, \quad v_t = g\zeta_y, \quad \zeta_t = -(hu)_x - (hv)_y, \quad (1)$$

где x, y – декартовы координаты, u, v – проекции вектора скорости движения жидкости на оси x, y соответственно, ζ – отклонение свободной поверхности, h – глубина бассейна, t – время, g – ускорение свободного падения.

На твердых боковых стенках бассейна должно выполняться условие непротекания:

$$u(0, y) = 0, \quad u(a, y) = 0; \quad v(x, 0) = 0, \quad v(x, b) = 0. \quad (2)$$

Будем искать решение системы (1) в виде функций периодических по времени и удовлетворяющим граничным условиям (2):

$$\begin{aligned} u(x, y, t) &= \bar{u}(x, y) \sin \sigma t, \\ v(x, y, t) &= \bar{v}(x, y) \sin \sigma t, \\ \zeta(x, y, t) &= \bar{\zeta}(x, y) \cos \sigma t. \end{aligned} \quad (5)$$

Здесь σ – частота колебаний жидкости.

Подставляя вид решения (5) в систему (1) и удовлетворяя граничным условиям (2), выполним выкладки, как проделано в работе [Черкесов, Манилюк, 2015]. В результате получим решение данной задачи. Используя его, запишем

$$\zeta_{km}(x, y, t) = \zeta_{0km} \cos \frac{k\pi x}{a} \cos \frac{m\pi y}{b} \cos \sigma_{km} t, \quad (6)$$

$$u_{km}(x, y, t) = \zeta_{0km} \sqrt{\frac{g}{h}} \frac{kb}{\sqrt{k^2 b^2 + m^2 a^2}} \sin \frac{k\pi x}{a} \cos \frac{m\pi y}{b} \sin \sigma_{km} t, \quad (7)$$

$$v_{km}(x, y, t) = \zeta_{okm} \sqrt{\frac{g}{h}} \frac{ma}{\sqrt{k^2 b^2 + m^2 a^2}} \cos \frac{k\pi x}{a} \sin \frac{m\pi y}{b} \sin \sigma_{km} t, \quad (8)$$

$$\sigma_{km} = \pi \sqrt{gh} \sqrt{\frac{k^2}{a^2} + \frac{m^2}{b^2}}, \quad (9)$$

$$\tau_{km} = \frac{2}{\sqrt{gh}} \frac{ab}{\sqrt{k^2 b^2 + m^2 a^2}}. \quad (10)$$

Здесь ζ_{okm} – амплитуда отклонения свободной поверхности; τ_{km} – период колебаний жидкости, $k = 0, 1, 2, \dots$; $m = 0, 1, 2, \dots$.

Таким образом, задавая начальную амплитуду отклонений свободной поверхности ζ_{okm} , а также значения глубины h , длины a и ширины b бассейна, можно рассчитать частоты сейшевых колебаний по формуле (9), отклонения свободной поверхности на основе соотношения (6) и с помощью выражений (7), (8) волновые скорости соответствующих мод.

Сейшевые колебания. Анализ формул (6)–(8) позволяет разделить сейши на три вида, определяемые значениями индексов k, m . У первого вида $k \neq 0, m = 0$, а u, v, ζ не зависят от координаты y , для второго вида $k = 0, m \neq 0$, а u, v, ζ не зависят от x . Третий вид имеет $k \neq 0, m \neq 0$, при этом u, v, ζ зависят от координат x и y .

Количество узловых линий уровня y каждой моды сейш равно сумме индексов $k + m$. Число узловых линий, параллельных оси y , равно k , а параллельных оси x , равно m .

Рассмотрим особенности волновых движений, имеющих место для всех указанных выше видов сейш. Расчеты проведены для прямоугольного бассейна с указанными выше значениями a, b, h , который является приближенной моделью Ладожского озера, имеющей его характерные размеры.

В табл. приведены для первых четырнадцати мод значения периодов и максимальные значения модуля скорости волновых течений, рассчитанные по формуле:

$$|V_{km}| = \sqrt{u_{km}^2 + v_{km}^2}$$

для амплитуды отклонения свободной поверхности, равной 0,25 м.

Как видно из табл., наибольший период, равный 5,22 ч, имеет продольная одноузловая сейша. Периоды следующих за ней мод значительно меньше: 2,61 ч (двухузловая продольная сейша), 2,09 ч (одноузловая поперечная сейша), 1,94 ч (двухузловая продольно-поперечная сейша). Периоды разных мод могут быть достаточно близкими или даже совпадать, как это имеет место для десятой и одиннадцатой мод.

Рассмотрим подробнее структуру колебаний уровня. Все изолинии уровня у сейш первого вида ($k \neq 0, m = 0$) параллельны оси y , а у сейш второго вида ($k = 0, m \neq 0$) – оси x . У сейш третьего вида параллельны осям координат только узловые линии, остальные изолинии представляют собой кривые, расположенные в прямоугольниках, образованных пересекающимися узловыми линиями. Размеры областей, в которых отклонения уровня максимальны, для сейш третьего вида значительно меньше, чем у сейш первого и второго видов. Для каждого из трех видов рассмотренных сейш в окрестности всех угловых точек бассейна существуют области, в которых отклонения уровня максимальны. По данным наблюдений [Гидрологический режим..., 1966] в Ладожском озере наиболее часто выделяется одноузловая сейша с периодом 5 ч 40 мин. Она хорошо видна при сравнении записей изменений уровня, полученных в пунктах Питкяранте и Кобоне. Ее узловая линия расположена в 112 км от северного конца озера, а амплитуда не превышает 0,3 м. С этим хорошо согласуются результаты теоретических расчетов. Период одноузловой продольной сейши ($k = 0, m = 1$) составляет 5 ч 13 мин

Периоды сейш и максимальные значения модуля скорости волновых течений

Номер моды	Период, ч	k	m	$ V_{km} ^{\max}$, м/с
1	5,22	0	1	0,11
2	2,61	0	2	0,11
3	2,09	1	0	0,11
4	1,94	1	1	0,10
5	1,74	0	3	0,11
6	1,63	1	2	0,09
7	1,34	1	3	0,08
8	1,30	0	4	0,11
9	1,11	1	4	0,09
10	1,04	0	5	0,11
11	1,04	2	0	0,11
12	1,02	2	1	0,10
13	0,97	2	2	0,10
14	0,93	1	5	0,10

(см. табл.). Эта сейша относится ко второму виду. Ее узловая линия делит озеро пополам и проходит через точки с координатами $(0, b/2)$; $(a, b/2)$. Максимумы колебаний уровня находятся на северной и южной сторонах озера. В работе [Гидрологический режим..., 1966] показано существование продольной двухузловой сейши с периодом 2 ч 11 мин. Это хорошо согласуется с расчетами по формуле (2) для моды ($k = 0, m = 2$), которые дают 2 ч 36 мин. Данная сейша также относится ко второму виду, и ее изолинии уровня параллельны оси x . Одна узловая линия этой сейши проходит через точки с координатами $(0, b/4)$; $(a, b/4)$, вторая – через точки с координатами $(0, 3b/4)$; $(a, 3b/4)$. Области, в которых колебания уровня максимальны, находятся на южной и северной границах водоема, а также на линии, проходящей через точки с координатами $(0, b/2)$; $(a, b/2)$. В [Гидрологический режим..., 1966] отмечается, что на озере выражены сейши с периодами 90 и 60 мин и делается предположение, что они являются трехузловой и четырехузловой. Из табл. видно, что период, наиболее близкий к 90 мин, имеют две моды: трехузловая продольная сейша ($k = 0, m = 3$) с периодом, равным 104 мин, и трехузловая продольно-поперечная сейша ($k = 1, m = 2$) с периодом, равным 98 мин. Четыре моды имеют период, близкий к 60 мин: пятиузловая продольная ($k = 0, m = 5$), $\tau_{05} = 62$ мин; двухузловая поперечная ($k = 2, m = 0$), $\tau_{20} = 62$ мин; трехузловая продольно-поперечная ($k = 2, m = 1$), $\tau_{21} = 61$ мин; четырехузловая продольно-поперечная ($k = 2, m = 2$), $\tau_{22} = 58$ мин. Поэтому для их идентификации необходимо проводить наблюдения по всему периметру озера.

Амплитуды сейш в Ладожском озере изменяются в пределах от 3 до 28 см [Калесник, 1968]. Они вызывают течения, охватывающие весь объем жидкости в бассейне. В табл. приведены максимальные значения скорости волновых течений для первых четырнадцати мод, рассчитанные для амплитуды отклонения свободной поверхности, равной 0,25 м. Они лежат в диапазоне 0,09–0,11 м/с. Наибольшие скорости, равные 0,11 м/с, имеют сейши первого ($k \neq 0, m = 0$) и второго ($k = 0, m \neq 0$) видов. Течение жидкости для сейш первого вида происходит параллельно оси y , а для сейш вто-

рого вида – параллельно оси x . Для сейш третьего вида направления течений составляют различные углы с осями координат в зависимости от номера моды. Для сейш первого и второго видов области наибольших скоростей течений располагаются в окрестностях узловых линий. У сейш третьего вида изолиния скорости (для каждой моды она имеет свою величину) разделяет акваторию бассейна на ячейки. Выделяются ячейки, в которых скорость минимальная, и ячейки, в которых течения наиболее интенсивные. Для каждой моды имеют место ячейки, примыкающие к углам бассейна, в которых течения имеют минимальную интенсивность.

Направления волновых течений изменяются на противоположные каждые полпериода соответствующей моды. Модуль скорости первые полпериода возрастает от нуля до максимального значения, а затем следующие полпериода убывает до нуля.

Сейшеобразные колебания. Возможны ситуации, когда после прекращения воздействия возмущающих сил на поверхность водоема в нем возникают свободные сейшеобразные колебания жидкости, представляющие собой сумму нескольких мод сейш. Расчеты показали, что возможны три типа результирующих колебаний. Первый соответствует случаю, когда взаимодействуют продольная и поперечная сейши. При этом результирующее колебание имеет одну узловую линию, которая поворачивается с течением времени вокруг центра бассейна. Второй случай соответствует взаимодействию двух продольных или двух поперечных сейш. При этом узловых линий может быть несколько, причем их количество непостоянное и изменяется с течением времени. Также с течением времени изменяется их положение. Для продольных сейш Ладожского озера узловые линии перемещаются вдоль оси y , а для поперечных – вдоль оси x . Углы, которые составляют узловые линии с осями координат, со временем не изменяются. Третий случай соответствует взаимодействию продольной и поперечной сейш, имеющих одинаковые периоды. Для Ладожского озера это моды с периодом, равным 1,04 ч: ($k = 0, m = 5$) и ($k = 2, m = 0$). В этом случае положение и количество узловых линий постоянное.

Важной особенностью результирующей волны является то, что ее амплитуда равна сумме амплитуд взаимодействующих мод.

Литература

Гидрологический режим и водный баланс Ладожского озера / Под ред. Т. И. Малининой. Л.: ЛГУ, 1966. 324 с.

Иванов В. А., Янковский А. Е. Длинноволновые движения в Черном море. Киев: Наукова думка, 1992. 112 с.

Калесник С. В. Ладожское озеро. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 160 с.

Манилюк Ю. В., Черкесов Л. В. Математическое моделирование сейшевых колебаний в Азовском море на основе метода конечных элементов // Морской гидрофизический журнал. 1994. № 5. С. 3–8.

Сретенский Л. Н. Теория волновых движений жидкости. М.: Наука, 1977. 815 с.

Черкесов Л. В., Манилюк Ю. В. Свободные колебания жидкости в ограниченном морском бассейне // Экология, экономика, информатика. Сб. ст. в 3-х т. Т. 2: Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем. Ростов-на-Дону: Изд-во Южного федерального университета, 2015. С. 678–689.

SEICHES AND SEICHELIKE OSCILLATIONS IN LAKE LADOGA

Yu. V. Manilyuk, L. V. Cherkesov

Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol

The paper deals with the study of seiches (single-period) and seichelike oscillations (combination of different seiche modes) available in the model basin having Lake Ladoga's characteristic dimensions using the results provided by the solving of long wave equations system. The periods of the first fourteen modes of seiches were calculated. The spatial structure of the level and characteristics of the wave flows was analyzed. The types of seiches and their corresponding wave flows typical of the Ladoga were described. The possible speeds of seiche flows depending on the oscillation amplitude level were estimated. Different types of seichelike oscillations were studied and their characteristic features were described. The comparison of the calculation results with observation data was carried out.

ГODOVOЙ ХОД ТРЕХМЕРНЫХ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ, СОЛЕННОСТИ И ТЕЧЕНИЙ НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ШЕЛЬФЕ ЧЕРНОГО МОРЯ КАК РЕЗУЛЬТАТ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Н. В. Маркова

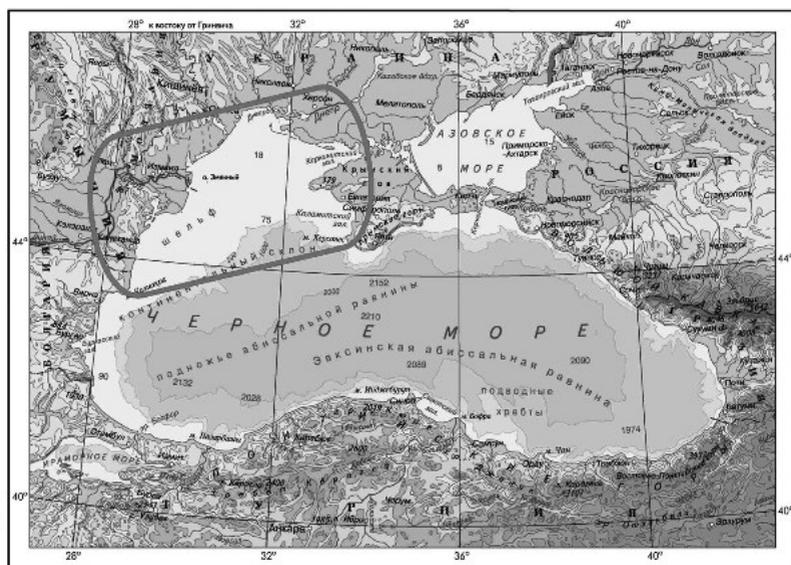
Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь

Для мелководной северо-западной шельфовой области Черного моря анализируется годовой ход трехмерных по пространству полей температуры, солености и течений, рассчитанных в результате численного эксперимента на основе нелинейной термогидродинамической модели с усвоением данных многолетних контактных измерений. Получены основные климатические гидрофизические поля на каждые сутки года. Проведен подробный анализ циркуляции и термохалинной структуры вод на шельфе, показаны их мезомасштабные особенности.

Объект. Северо-западная часть Черного моря (рис. 1) окружена степными районами суши, характерными особенностями которых являются низкие температуры воздуха зимой и большое количество жарких дней (при относительно небольшом количестве осадков) летом. Важнейшим фактором, влияющим на динамику в этой области, является ветровой режим. Кроме того, северо-западный шельф (СЗШ) является наиболее мелководным и распресненным районом Черного моря вследствие большого поступления сюда речных вод (Дунай, Днепр, Днестр, Южный Буг), составляющего ~80 % общего стока рек, приходящегося на все Черное море [Гидрология..., 1991]. Такой значительный объем пресной воды влияет на формирование и эволюцию трехмерной циркуляции, особенно в прибрежных областях моря.

Указанные факторы определяют значительную внутригодовую и пространственную изменчивость гидрологических полей на шельфе, в частности, большой перепад между летними и зимними значениями температуры воды и особый, отличный от остальной части моря, режим течений. Влияние динамики глубоководной части

бассейна на циркуляцию СЗШ проявляется на южной «морской» границе шельфа. Оно состоит в возмущениях, вносимых в региональное поле течений СЗШ меандрами северной ветви Основного черноморского течения (ОЧТ) и вихрями так называемого «Севастопольского антициклона». Севастопольский антициклон – часто не один, а последовательность из двух, реже – трех мезомасштабных (диаметром порядка нескольких десятков километров) вихрей. Они генерируются у берегов Крыма к юго-западу от Севастополя, развиваются и смещаются затем на запад согласно общему циклоническому направлению бассейновой циркуляции вдоль северо-западного участка материкового склона на южной границе СЗШ. Эти вихри представляют собой важный механизм трансформации и утилизации загрязненных вод СЗШ в толще вод открытой части моря [Shapiro et al., 2010].



Масштаб 1:7 500 000

Рис. 1. Район СЗШ (обведен жирной линией)

Метод. В силу заинтересованности стран Причерноморья в хозяйственном использовании ресурсов СЗШ, исследования гидрологических и прочих процессов проводились здесь достаточно ча-

сто, однако по большей части несогласованно и разнонаправленно. Методы исследования использовались также различные: от простейших контактных измерений до анализа спутниковых данных и современных численных моделей. Однако в связи с высокой пространственно-временной изменчивостью гидрофизических полей СЗШ периодически появляются новые уточненные представления об их строении и динамике [Иванов, Белокопытов, 2011]. Некоторые особенности структуры гидрофизических полей данного региона отмечаются исследователями эпизодически, в частности, система подповерхностных противотечений воспроизводилась при помощи математического моделирования только в работах [Klimok et al., 1990; Демьшев и др., 2007]. Инструментально такую систему в целом определить довольно сложно, учитывая обычную локальность измерений во времени и пространстве. Методы численного моделирования позволяют воспроизвести трехмерную структуру климатических гидрофизических полей и описать их изменчивость на требуемых масштабах. Под «климатическим» в таком ракурсе понимают поле гидрофизической величины, полученное в результате численного решения системы уравнений модели с климатическими граничными условиями: атмосферными потоками тепла и влаги, касательными напряжениями трения приводного ветра, стоком рек, водообменом через проливы и т. п. Таким образом, гидрофизические климатические поля являются некоторой вероятной оценкой состояния водной среды, согласованной с климатическим форсингом.

В данной работе проведены расчет и анализ климатических гидрофизических полей СЗШ на каждые сутки года. Моделирование выполнено на основе ассимиляции архивных среднемесячных данных натуральных наблюдений [Белокопытов, 2004] по температуре и солености в численной нелинейной модели [Демьшев, Коротаев, 1992]. Указанная методика синтеза гидродинамической модели и TS-данных была применена в связи с тем, что даже наиболее полный [Белокопытов, 2004] архивный массив натуральных измерений в Черном море не позволяет в силу количества имеющихся в нем данных только на его основе восстановить гидрофизические поля с тре-

буемой точностью, которая позволила бы отразить их мезомасштабную пространственную структуру и исследовать годовой ход. В результате проведенного согласно указанной схеме численного эксперимента были получены трехмерные по пространству поля на сетке 5 км в зональном и меридиональном направлениях. Расчет был проведен для всего бассейна, что позволило избежать погрешности задания краевого условия на «жидкой» границе и при необходимости иметь возможность оценивать влияние остальной части бассейна на воды СЗШ. По вертикали вычисления для всего моря проводились на 45 горизонтах с глубинами от 2,5 до 2100 м, для СЗШ таким образом в силу его мелководности были получены значения на горизонтах 2,5, 5,0, 7,5, 10, 12,5, 15, 20, 25, 30, 40, 50, ..., 100 м (область шельфа ограничим изобатой 100 м). В прибрежной зоне моря удалось восстановить структуру полей температуры и солености на горизонтальных масштабах нескольких километров, отсутствующую в исходных усваиваемых архивных полях, а также такие особенности циркуляции, как мезомасштабные вихри и струи. Более детальное восстановление климата представляется возможным позднее, при условии накопления достаточного объема измерений для качественного улучшения ассимилируемого в модели массива и задаваемых климатических атмосферных условий на поверхности моря.

Результаты. На построенных по результатам численного эксперимента климатических картах минимум солености достигается в начале летнего сезона (май – июнь) и локализован в районе устья р. Дунай (в среднем 12‰). Максимальных значений соленость достигает в январе – феврале (в среднем 18‰). Для СЗШ характерен наибольший по морю внутригодовой перепад солености (особенно в устье Дуная), где изменения халинных значений в поверхностном слое 0–20 м достигают 2,5–3‰. В центральной части СЗШ амплитуда межсезонных колебаний солености на поверхности не превышает 0,2‰. Средняя по всему СЗШ амплитуда годового хода составляет 0,5–0,6‰ в отличие от 0,2–0,3‰ для остальной части бассейна.

Согласно модельным расчетам поля температуры, разность величин между средними ее значениями в феврале и июле на горизонте 2,5 м равна 14,5 °С. С глубиной перепад температуры между се-

зонами уменьшается. Так, на горизонте 20 м разность между температурами февраля и июля составляет 8,5–9 °С. В низлежащих слоях (горизонты 40–50 м) преобладают воды холодного промежуточного слоя, образовавшегося в зимнее время, и сохраняющие среднюю температуру 7–8 °С. Анализ поля температуры по всей акватории Черного моря показывает, что в целом за год район СЗШ является самой холодной частью Черного моря, что соответствует данным других источников. Пример карт пространственного распределения температуры и солености на горизонте 2,5 м приведен на рис. 2. Прослеживается распространение относительно холодных пресных речных вод из крупнейших рек региона, а также минимум солености в устье Дуная и минимум температуры у выхода из Днепро-Бугского лимана.

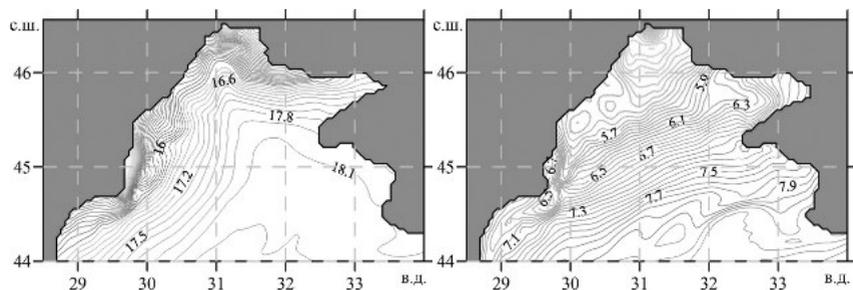


Рис. 2. Поле поверхностной солености (слева) и температуры (справа) 10 апреля

Особый интерес представляет собой восстановленное модельное поле течений, поскольку именно этот параметр наименее обеспечен прямыми измерениями. Самая слабая за год вихревая активность в поверхностном слое (от 0 до 20 м) отмечается в июле – августе, поле скоростей в это время наиболее гладкое. Вдоль всего западного берега шельфовой зоны преобладает юго-западное направление движения поверхностных вод (от Одессы к Констанце). Наиболее заметными течениями СЗШ являются течение у мыса Тарханкут (до 25 см/с) и течение, направленное на юг от устья Дуная со скоростью 15–20 см/с. На глубинах ниже 20 м на шельфе в этот сезон формируется антициклоническая система течений со

средней скоростью 3–5 см/с. Она начинается также от устья Дуная, но распространяется на северо-восток вдоль всего западного и северного побережья шельфовой зоны и затем всего западного берега Крыма. В районе впадения Дуная в море находится антициклонический вихрь. Формирование и эволюция данного вихря исследуются в [Иванов и др., 1995]. К западу от Крымского п-ова хорошо выражен Севастопольский антициклон, южная фронтальная зона которого охватывает северную ветвь ОЧТ. В середине сентября вдоль западного побережья СЗШ преобладает северо-восточное направление течения. Оно становится более широким, захватывая не только прибрежную полосу, но и вовлекая в антициклонический круговорот практически весь верхний слой моря. Усиливается течение и вдоль западных берегов Крыма в Каламитском заливе (до 15 см/с). В октябре направление поверхностных течений вдоль западного берега СЗШ снова меняется на юго-западное, образуются несколько прибрежных вихрей, которые увеличиваются к середине ноября. На глубине 20 м сохраняется подповерхностное противотечение.

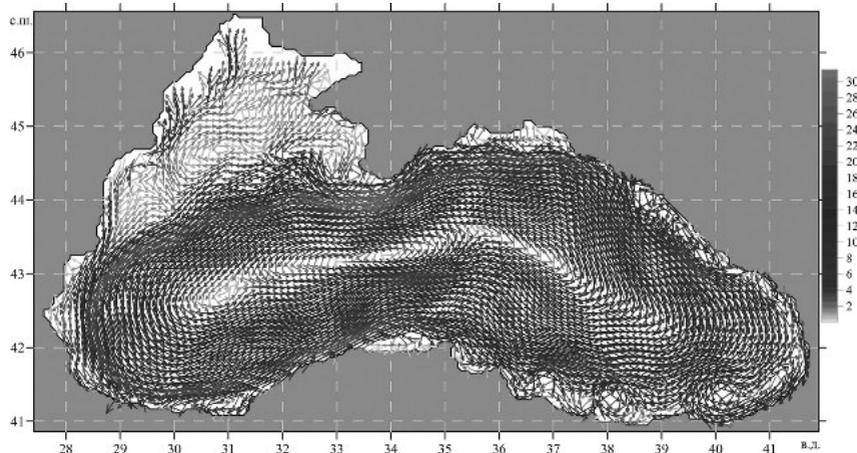


Рис. 3. Поле течений Черного моря (см/с) 10 апреля на горизонте 20 м

Это противотечение, таким образом, наблюдается на 20-метровой глубине с октября по май, берет начало в районе устья Дуная и следует вверх к северному побережью СЗШ и далее на восток к бе-

регам Крыма. Подобные слои в поле течений обуславливаются, как показано в [Иванов и др., 1994], термохалинными фронтами, соответствующими высоким градиентам плотности. В декабре – январе Севастопольский антициклон ослабевает. В течение всей зимы на поверхности моря преобладает юго-западное направление течения, что соответствует ветровому режиму в данный период года.

В апреле с поступлением паводковых вод интенсифицируются движения в поверхностном слое. Вдоль северного берега СЗШ и в Каркинитском заливе наблюдается цепь мезомасштабных вихрей. Севастопольский антициклонический вихрь на верхних горизонтах значительно уменьшается, а на глубине 20 м несколько вытягивается вдоль материкового склона. На рис. 3 приведено поле течений для всего Черного моря на дату 10 апреля для глубины 20 м (отрисован каждый 2-й вектор; соответствующие **T**, **S**-поля для СЗШ показаны на рис. 2). В июне поле скоростей усложняет свой вид: в верхнем слое моря усиливается циклон в районе устья Днестра, появляются вихри к югу и юго-западу от устья Дуная, усиливается Севастопольский антициклон. Вихревая активность в Каркинитском заливе к этому времени, напротив, значительно ослабевает.

Таким образом, при помощи численного моделирования были реконструированы трехмерные гидрофизические поля северо-западного шельфа Черного моря. Проанализирован ряд крупномасштабных и мезомасштабных особенностей полученных климатических полей и их изменчивость в течение года. Определены основные черты термохалинной и динамической структур вод СЗШ, показаны значительная амплитуда годового хода температуры и солёности и локализация экстремумов, наличие вихревых образований, течений и подповерхностных противотечений.

Литература

Белокопытов В. Н. Термохалинная и гидролого-акустическая структура вод Черного моря: Дис. ... канд. геогр. наук. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004. 160 с.

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 4. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. А. И. Симонова и Э. И. Алтмана. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 430 с.

Демьшев С. Г., Иванов В. А., Маркова Н. В., Черкесов Л. В. Построение поля течений в Черном море на основе вихреразрешающей модели с ассимиляцией климатических полей температуры и солености // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа. 2007. Вып. 15. С. 215–226.

Демьшев С. Г., Кортаев Г. К. Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана с неровным дном на сетке С. М.: ОВМ, 1992. С. 163–231.

Иванов В. А., Белокопытов В. Н. Океанография Черного моря. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2011. 212 с.

Иванов В. А., Иванов Л. И., Кушнир В. М. Поле течений северо-западного сектора Черного моря и его взаимосвязь с распределением гидрологических характеристик // Морской гидрофизический журнал. 1994. № 5. С. 43–56.

Иванов В. А., Кубряков А. И., Михайлова Э. Н., Шапиро Н. Б. Формирование и эволюция вихревых образований, обусловленных стоком рек на северо-западном шельфе Черного моря // Исследования шельфовой зоны Азово-Черноморского бассейна: Сб. науч. тр. Севастополь, 1995. С. 147–167.

Klimok V. I., Makeshov K. K., Pertseva M. V., Rybalka V. A. On numerical modelling of currents over the north-west shelf of the Black sea // Sov. J. Phys. Oceanogr. 1990. V. 1, N 4. P. 271–278.

Shapiro G. I., Stanichny S. V., Stanychna R. R. Anatomy of shelf-deep sea exchanges by a mesoscale eddy in the North West Black Sea as derived from remotely sensed data // Remote Sensing of Environment. 2010. V. 114. P. 867–875.

ANNUAL VARIABILITY OF TEMPERATURE, SALINITY AND CURRENTS IN THE BLACK SEA NORTH-WESTERN SHELF AS THE RESULT OF NUMERICAL MODELLING

N. V. Markova

Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol

The paper deals with the analysis of daily 3D-hydrophysical fields of temperature, salinity and currents (“climatic” fields) at the Black Sea north-western shelf calculated using nonlinear thermo-hydrodynamic model including archive in-situ measurements data. The annual variability of temperature, salinity and circulation was analyzed. A detailed analysis of shelf water mesoscale field structure was carried out.

МОДЕЛИРОВАНИЕ СУБМЕЗОМАСШТАБНЫХ ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПРИБРЕЖНЫХ ЗОНАХ ЧЕРНОГО МОРЯ

О. А. Дымова

Морской гидрофизический институт РАН

С помощью вихреразрешающей численной модели Морского гидрофизического института исследовались мезомасштабные и субмезомасштабные особенности циркуляции Черного моря. Расчеты выполнены с пространственным разрешением 1,6 км и учетом реального атмосферного воздействия. Показано, что модельные карты течений соответствуют спутниковым наблюдениям. Анализ полей течений показал, что реконструированные вихри имели характерные субмезомасштабные пространственно-временные параметры. Наиболее интенсивное образование субмезомасштабных вихрей наблюдалось между берегом и Основным черноморским течением в окрестностях Крымского п-ова, в северо-восточной и восточной частях моря, а также на северо-западном шельфе.

Многочисленные современные спутниковые и контактные [например, Каримова, 2012; Klein et al., 2015] наблюдения доказывают существование в океанах и морях круговых динамических структур с характерными пространственными масштабами менее 10 км и временными – до нескольких суток. Согласно определению вихревые образования, для которых число Россби порядка единицы, а диаметр гораздо меньше радиуса деформации Россби [Thomas et al., 2008], называют субмезомасштабными. Обладая большими запасами энергии, такие вихри играют доминирующую роль в процессах трансформации гидрофизических полей, особенно в прибрежной зоне, поэтому их изучение представляет большой интерес. В Черном море также активно ведется исследование субмезомасштабной изменчивости [Зацепин и др., 2011; Дивинский и др., 2015].

Одним из наиболее востребованных инструментов изучения динамики жидкости является компьютерное моделирование. В нашей работе мезомасштабные и субмезомасштабные особенности циркуляции Черного моря анализировались с помощью вихрераз-

решающей модели динамики Морского гидрофизического института (МГИ) [Демышев, Коротаев, 1992]. Численные эксперименты по реконструкции гидрофизических полей выполнены на равномерной сетке с шагом по горизонтальным координатам 1,6 км, что позволило воспроизвести динамические структуры с масштабами, меньшими радиуса деформации Россби, который для Черного моря составляет в среднем 8 км. Подробно математическая постановка задачи, начальные и граничные условия описаны в [Демышев, Дымова, 2013]. Атмосферное воздействие задавалось по данным реанализа ALADIN за 2006 г. и реанализа ERA-Interim за 2013 г.

По результатам расчетов были построены карты течений. Анализ полей скорости показал, что в целом для Черного моря воспроизводятся известные из литературы и данных наблюдений особенности циркуляции. На рис. 1 представлены модельные поля течений зимой 2006 г. и летом 2013 г. Видно, что глубоководную часть охватывает Основное черноморское течение (ОЧТ), которое интенсифицируется в холодный период года (рис. 1, а) и ослабевает в летний сезон (рис. 1, б). По периферии ОЧТ квазипериодически формируются мезомасштабные вихри, воспроизводятся Севастопольский и Батумский антициклоны. Наиболее интенсивное образование субмезомасштабных вихрей происходит на северо-западном шельфе (СЗШ) и в прибрежных зонах в окрестностях Крымского п-ова, в северо-восточной и восточной частях моря. Преимущественно круговороты, формирующиеся в этих районах, имеют антициклонический знак завихренности, они возникают квазипериодически и переносятся ОЧТ по направлению движения. Время жизни таких вихрей составляет от десятков часов до нескольких суток, орбитальные скорости в среднем равны примерно 5 см/с с усилением до 10–15 см/с в областях взаимодействия с более крупными вихрями или ОЧТ.

Сравнение карт течений с картами полей ветра показало, что вихревые структуры над кромкой шельфа формировались во все сезоны года при слабых ветрах любого направления, когда величина вектора касательного напряжения трения не превышала 0,6 дин/см². При усилении ветра струя ОЧТ была прижата к берегу и вихри в представленных экспериментах не развивались.

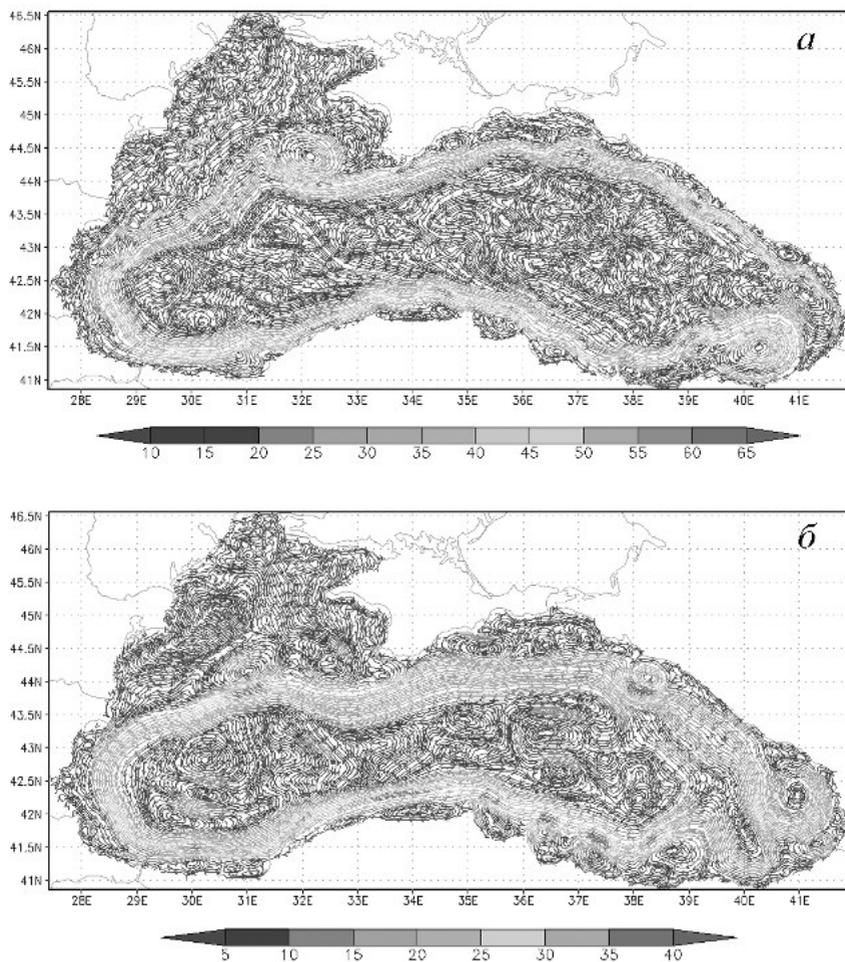


Рис. 1. Карты течений (см/с) на верхнем расчетном горизонте:

а – 23.12.06; б – 17.07.13

Для валидации результатов расчетов было проведено сопоставление со спутниковыми данными. Рассматривались изображения полей концентрации хлорофилла, полученные с помощью высокоточных цифровых сканеров MODIS, и полей температуры поверхности моря по данным спутников NOAA [Морской...]. Обработка

спутниковой информации выполнена отделом дистанционных методов исследования МГИ. Выявлено, что модельная динамика достаточно точно воспроизводит реальную изменчивость вод моря. В качестве примера на рис. 2 показаны реконструированные карты течений и соответствующие им снимки поверхности Черного моря. Видно, что небольшие круговороты и струйное течение, полученные по данным расчета, соответствуют расположению и форме фронтальной зоны в поле концентрации хлорофилла, наблюдавшейся на СЗШ в конце весны 2006 г. (рис. 2, а). На рис. 2, б контуры областей повышенного содержания хлорофилла у мыса Тарханкут (Крым) и в Керченском проливе в июне 2013 г. повторяют линии тока, построенные по результатам численного эксперимента.

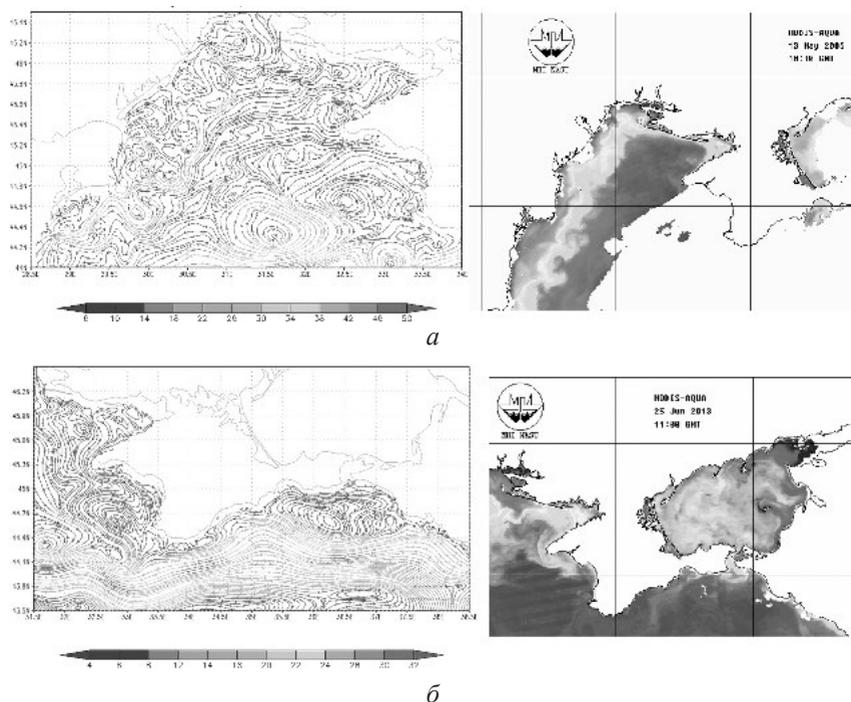


Рис. 2. Карты течений (см/с) на верхнем расчетном горизонте и снимки полей концентрации хлорофилла по данным MODIS:

а – 13.05.06; б – 25.06.13

Рассмотрим детально субмезомасштабную изменчивость прибрежных динамических структур на примере вихрей, реконструированных у юго-восточного побережья Крыма в сентябре 2006 г. На 11 сентября южнее Феодосийского залива в поле скорости сформировались циклонический (вихрь Ц) и антициклонический (вихрь А) круговороты, существование которых подтверждается данными спутника NOAA [Морской...]. На рис. 3, *а* представлено поле температуры поверхности моря 11.09.06, где к востоку от мыса Меганом наблюдалась зона вод повышенной температуры, а южнее Феодосийского залива – пятно холодной воды, которые разделены фронтальной зоной. На рис. 3, *б* приведено поле скорости на 11.09.06, построенное по данным моделирования. При сравнении рис. 3, *а* и рис. 3, *б* видно, что холодной аномалии соответствует циклоническое образование, теплой – антициклоническое. Такое распределение температуры, а следовательно, и плотности отвечает теоретическим представлениям и литературным источникам [Каменкович и др., 1987].

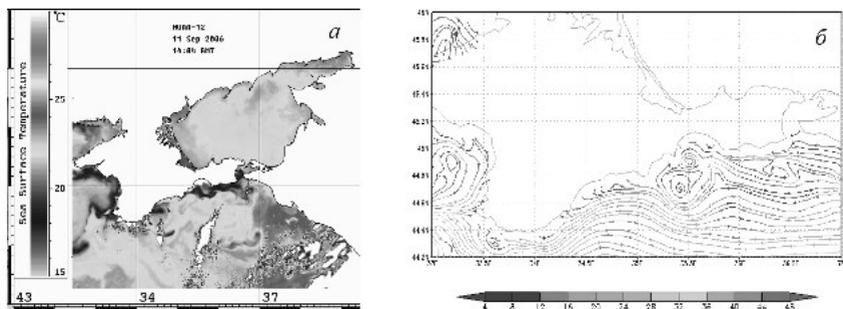


Рис. 3. Поле температуры поверхности моря ($^{\circ}\text{C}$) по данным спутника NOAA (*а*) и карта течений (cm/s) на верхнем расчетном горизонте (*б*) на 11.09.06

В табл. приведено изменение кинематических характеристик вихрей А и Ц с 11 по 13 сентября 2006 г. Из табл. видно, что в течение изучаемого периода диаметр Ц возрастал, при этом орбитальные скорости в вихре изменялись незначительно. Для вихря А наблюдались пульсации диаметра и орбитальной скорости. Положение Ц и А практически не изменялось, и через трое суток Ц распался. Увеличение размера и орбитальной скорости А к 13.09.06 является следствием

влияния струи ОЧТ. В дальнейшем А был захвачен ОЧТ и начал перемещаться в западном направлении. Таким образом, вихрь Ц можно считать субмезомасштабным, так как его размер оставался соизмерим с радиусом деформации R_d , а время жизни составило 3 суток. Вихрь А на момент зарождения был субмезомасштабным, но вследствие влияния ОЧТ его характеристики приобрели признаки мезомасштабного вихря. Таким образом, эволюция прибрежных вихрей в районе свала глубин определяется взаимодействием с ОЧТ.

Кинематические и динамические характеристики вихрей А и Ц

Вихрь	Дата	Диаметр вихря D , км	Орбитальная скорость $V_{\text{орб}}$, см/с	R_d/D
Ц	11.09.06	6,5	16	1,15
	12.09.06	7,5	17	1
	13.09.06	8,4	15	0,9
А	11.09.06	10	12	0,75
	12.09.06	8,5	10	0,88
	13.09.06	16	18	0,46

В результате работы были рассчитаны гидрофизические поля Черного моря с высоким пространственным разрешением. Анализ полей скорости течений показал, что модель МГИ с достаточной степенью точности воспроизводит мезомасштабные и субмезомасштабные особенности динамики с размерами менее 10 км. Наиболее интенсивное образование субмезомасштабных вихрей наблюдается в прибрежных зонах между берегом и Основным черноморским течением в окрестностях Крымского п-ова, в северо-восточной и восточной частях моря, а также на северо-западном шельфе при слабых и умеренных ветрах любого направления. Результаты моделирования подтверждаются данными спутниковых наблюдений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научно-го проекта № 15-05-05423 «А».

Литература

Демьшиев С. Г., Дымова О. А. Численный анализ мезомасштабных особенностей циркуляции в прибрежной зоне Черного моря // Изв. РАН. ФАО. 2013. Т. 49, № 6. С. 655–663.

Демьшев С. Г., Коротаев Г. К. Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана на сетке С // Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане. М.: ИВМ РАН, 1992. С. 163–231.

Дивинский Б. В., Куклев С. Б., Зацепин А. Г., Чубаренко Б. В. Моделирование субмезомасштабной изменчивости морских течений в прибрежной зоне Черного моря // Океанология. 2015. Т. 55, № 6. С. 1–6.

Зацепин А. Г., Кондрашов А. А., Корж А. О. и др. Субмезомасштабные вихри на кавказском шельфе Черного моря и порождающие их механизмы // Океанология. 2011. Т. 51, № 4. С. 592–605.

Каримова С. С. Сезонная и межгодовая изменчивость субмезомасштабной вихревой активности в Балтийском, Черном и Каспийском морях // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9, № 4. С. 173–185.

Каменкович В. М., Кошляков М. Н., Монин А. С. Синоптические вихри в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 512 с.

Морской портал МГИ http://dvs.net.ru/mp/data/main_ru.shtml#modis.

Klein P., Morrow R., Samelson R. et al. Mesoscale/sub-mesoscale dynamics in the upper ocean / NASA Surface Water and Ocean Topography (SWOT). <http://www.avisio.altimetry.fr>.

Thomas L. N., Tandon A., Mahadevan A. Submesoscale processes and dynamics // American Geophysical Union, Washington D.C. 2008. V. 177. P. 3–8.

SIMULATION OF THE SUBMESOSCALE DYNAMICAL PROCESSES IN THE BLACK SEA COASTAL ZONES

O. A. Dymova

Marine Hydrophysical Institute of RAS

Mesoscale and submesoscale features of the Black Sea circulation were studied by eddy-resolving numerical model developed by the Marine Hydrophysical Institute. Calculations were carried out with a spatial resolution of 1.6 km with regard to the real atmospheric forcing. It is shown that the modeling current maps correspond to satellite observations. Analysis of the velocity fields showed that reconstructed eddies had typical submesoscale space-time parameters. The most intensive generation of submesoscale eddies was observed between the Black Sea coast and the Rim Current near the Crimean peninsula, in the North-Eastern and Eastern areas and in the North-Western shelf as well.

ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СВОБОДНЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ И ТЕЧЕНИЙ АЗОВСКОГО МОРЯ, ВОЗНИКАЮЩИХ ПОСЛЕ ПРЕКРАЩЕНИЯ ДЛИТЕЛЬНОГО ДЕЙСТВИЯ ВЕТРА

Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга

Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь

Анализируются физические закономерности свободных колебаний жидкости и течений в Азовском море, возникающих после прекращения действия постоянного ветра. Для расчета применяется нелинейная трехмерная сигма-координатная модель, с использованием которой определяются пространственные характеристики сейшеобразных колебаний, расположение узловых линий и скорости возникающих при этом течений. В результате выполненных исследований установлено, что максимальные величины размахов сейшеобразных колебаний в прибрежной зоне сопоставимы с размерами штормовых сгонов и нагонов. Установлено, что сейши вносят существенный вклад в изменчивость скоростей течений.

В бассейне Азовского моря свободные волновые (сейшеобразные) колебания уровня, происходящие после прекращения действия атмосферных возмущений, наблюдаются постоянно. При этом в районах сужения береговых границ скорости течений могут достигать 1,5 м/с, а высоты волн – 0,8 м [Гидрометеорология..., 1991]. В этих случаях создается реальная угроза возникновения экстремальных течений, затопления прибрежных районов моря и разрушения береговых сооружений.

Изучение сейшеобразных колебаний в Азовском море с учетом анализа данных натуральных наблюдений проведено в работе [Герман, 1970]. В [Матишов, 2009] сейшевые колебания уровня Азовского моря и течения, возникающие в результате нагонов величиной 1 м на открытой границе, исследованы в рамках линейной двумерной математической модели.

В данной работе с использованием нелинейной трехмерной численной модели анализируются физические закономерности

течений и свободных колебаний жидкости в Азовском море. Изучены пространственные характеристики сейшеобразных колебаний, расположение узловых линий и скорости возникающих при этом течений.

Постановка задачи. Граничные и начальные условия. Математическая модель основывается на системе уравнений движения вязкой жидкости [Blumberg, Mellor, 1987; Черкесов и др., 1992; Фомин, 2002]. Параметризация коэффициентов вертикальной вязкости K_M производится в соответствии с полуэмпирической дифференциальной моделью Меллора – Ямады [Mellor, Yamada, 1982]. Коэффициент горизонтальной вязкости A_M вычисляется с использованием модели подсеточной вязкости [Smagorinsky, 1963] в зависимости от горизонтальных градиентов скорости. На боковых границах выполняются условия прилипания. В качестве начальных принимаются условия отсутствия движения жидкости и горизонтальности свободной поверхности до начала действия атмосферных возмущений.

Для построения численного алгоритма применена модель *POM* (*Princeton Ocean Model*) [Blumberg, Mellor, 1987], адаптированная к условиям бассейна Азовского моря [Фомин, 2002]. Выбор шагов интегрирования по временным и пространственным координатам осуществляется в соответствии с критерием устойчивости для баротропных волн [Courant, 1967]. Топография дна интерполирована на модельную сетку с использованием массива глубин, приведенного на навигационных картах.

С использованием результатов численных экспериментов, проведенных на основе указанной гидродинамической модели, изучается движение жидкости в бассейне Азовского моря после прекращения действия стационарного ветра. На первоначально невозмущенную поверхность действует восточный ветер, скорость которого нарастает за первые 3 ч до постоянного значения 20 м/с. После установления течений ($t_{st} = 48$ ч) скорость ветра линейно уменьшается за 3 ч до нуля ($t_0 = 51$ ч). Условие выхода движения жидкости на установившийся режим определяется тем, что между двумя соседними значениями времени не происходит заметных изменений отклонений уровня и скоростей течений (не более чем на 5 %).

Анализ результатов численных экспериментов. На рис. 1 показаны изолинии уровня моря в различные моменты времени. В установившемся режиме (рис. 1, а) возникает понижение уровня вдоль восточного побережья (сгоны) и повышение – вдоль западного (нагоны). Узловая (штриховая) линия пересекает центральную часть моря, она ориентирована перпендикулярно направлению ветра.

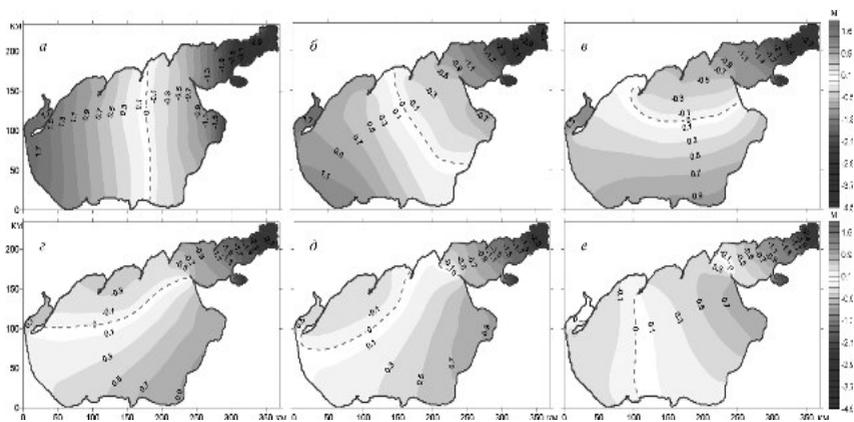


Рис. 1. Изолинии уровня (м) Азовского моря при установившемся движении (а), в момент прекращения действия ветра (б), через 3 ч (в), через 6 ч (г), через 9 ч (д), через 12 ч (е)

Отметим, что самые интенсивные понижения происходят на востоке, в Таганрогском заливе, а наибольшие повышения – в западной части моря. Наименьшие амплитуды колебаний уровня имеют место в его центральной части. С прекращением действия ветра (рис. 1, б–е) возникает существенное изменение с течением времени расположения линий равного уровня и узловой линии. В момент прекращения действия ветра (рис. 1, б) узловая линия не сместилась, а области сгона и нагона сохраняются в тех же областях моря, что и в установившемся режиме. Из рис. 1, в видно, что узловая линия через 3 ч после прекращения действия ветра развернута относительно центральной области моря и ориентирована в зональном направлении. Зоны сгона и нагона также сместились на запад, в сторону действующего ветра. В Таганрогском заливе прекращение действия ветра через 3 ч мало сказывается на изменениях уровня.

Через 6 ч (рис. 1, *з*) происходит дальнейшее перемещение узловой линии в восточном направлении. Области нагонов и сгонов перемещаются соответственно в южном и северном направлениях, при этом их величины существенно уменьшаются. На рис. 1, *д*, *е* приведены изолинии уровня моря через 9 и 12 ч после прекращения действия ветра. Видно, что свободные колебания в указанные моменты времени имеют вид двухузловых сейш.

Изменения со временем колебаний уровня в любом пункте Азовского моря представляют собой суперпозицию сейш различных мод, на формирование которых влияет много факторов. Используя результаты численного моделирования, выполним анализ изменения амплитуд и периодов сейшеобразных колебаний в пунктах побережья и в центральной части бассейна.

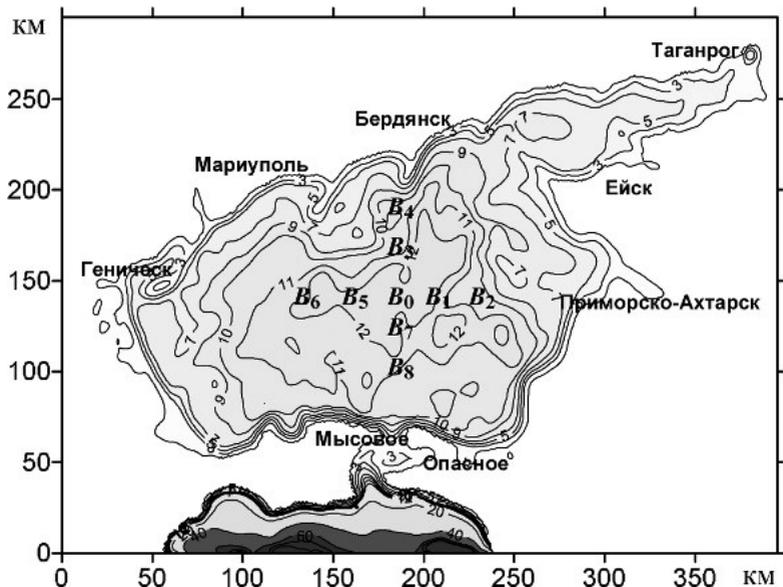


Рис. 2. Рельеф дна (м) и расположение пунктов B_0 – B_8 в центральной части Азовского моря

В табл. 1 приведены экстремумы сейшеобразных колебаний (ζ_k ; $k = \overline{1,4}$) в районе береговых станций Азовского моря и время их достижения (t_k).

Таблица 1. Стационарные сгоны и нагоны (ζ_{st} , см), обусловленные действием постоянного восточного ветра со скоростью 20 м/с, время достижения и экстремумы сейшеобразных колебаний, возникающих после прекращения действия ветра, в прибрежной зоне Азовского моря

Станция	ζ_{st}	ζ_1	t_1	ζ_2	t_2	ζ_3	t_3	ζ_4	t_4
Геническ	202	-27	9,5	33	16,5	-12	24,7	12	32,7
Бердянск	25	-57	2,5	46	7,7	-8	17,6	10	25,6
Мариуполь	-153	-1	12,3	-20	20,2	17	27,1	2	39,2
Таганрог	-158	-89	24,3	30	31,5	-8	41,3	8	50,4
Ейск	-244	-6	18,3	21	28,5	-2	38,9	7	55,7
П.-Ахтарск	-175	92	5,3	-10	13,9	34	21,3	-3	26,7
Темрюк	-18	103	2,7	-14	13,5	25	18,5	-5	28,5
Опасное	32	93	1,7	-8	13,0	23	18	-4	27,9
Мысовое	98	-20	8,7	26	15,4	-6	24,2	3	37,3

Из анализа представленных данных следует, что наибольший нагон, генерируемый восточным ветром, имеет место на ст. Геническ (2 м). После полного ослабления действия ветра происходит монотонное понижение уровня до наименьшего значения ($\zeta_1 = -0,27$ м; $t = 9,5$ ч). При этом размах колебания от стационарного нагона составляет 2,3 м. При $t = 16,5$ ч отмечается повышение уровня до 0,33 м. Размах второго колебания (0,6 м) в 3,8 раза меньше первого (на 1,63 м). Экстремальное значение при следующем колебании (-0,12 м) имеет место через 8,2 ч (24,7 ч), его размах 0,45 м мало отличается от предыдущего (на 0,15 м). Максимум четвертого свободного колебания $\zeta_4 = 0,12$ м наступает через $t_4 = 32,7$ ч, его размах 0,24 м вдвое меньше предыдущего и в 9,6 раза меньше первого.

Используя результаты табл. 1, выполним анализ свободных колебаний на ст. Ейск, где отмечается наибольший сгон (-2,44 м; $t = t_0$). Прекращение действия ветра вызывает повышение уровня ($\zeta_1 = -0,06$ м; $t = 18,3$ ч). При этом размах первого колебания составляет 2,38 м. В дальнейшем уровень продолжает повышаться и через 10,2 ч достигает наибольшего значения 0,21 м, размах второго колебания (0,27 м) в 8,8 раза меньше первого. Еще через 10,4 ч имеет место понижение уровня на 0,23 м ($\zeta_3 = -0,02$ м; $t = 38,9$ ч), размах ко-

лебания отличается от предыдущего на 0,04 м. Размах следующего колебания ($\zeta_4 = 0,07$ м), которое происходит через 16,9 ч ($t_4 = 55,7$ ч), составляет 0,1 м, что в 23,8 раза меньше первого.

На рис. 3 приведены поля течений в поверхностном слое Азовского моря в различные моменты времени. Видно, что в установившемся движении ($t_{st} = 48$ ч) векторы скорости течений вдоль северо-восточной части побережья и в Таганрогском заливе имеют преимущественное направление в одну сторону с действующим ветром (рис. 3, а). В центральной части моря отмечаются два вихревых образования противоположных знаков с пространственным масштабом 100 км, между которыми выделяются узкие меандрирующие струи.

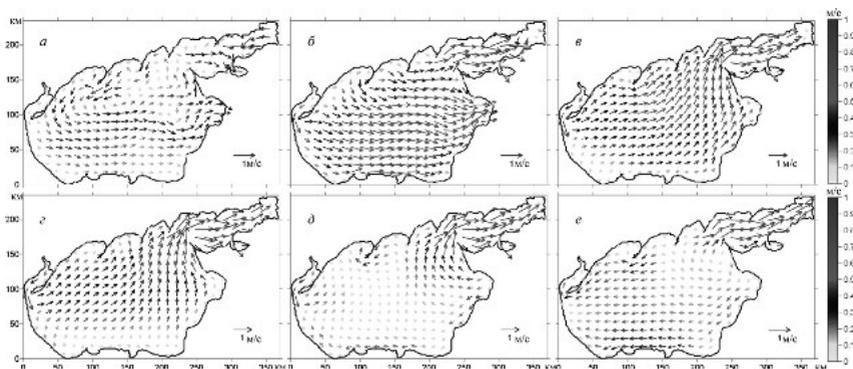


Рис. 3. Поля течений Азовского моря при установившемся движении (а), в момент прекращения действия ветра (б), через 3 ч (в), через 6 ч (г), через 9 ч (д), через 12 ч (е)

При уменьшении скорости ветра до нуля ($t = t_0$) процесс вихреобразования продолжает развиваться, а поле течений представляет собой цепочки вихрей (рис. 3, б). В дальнейшем картина течений существенно меняется (рис. 3, в). Теперь во всей акватории моря векторы скорости течений направлены в сторону, противоположную действующему ветру, скорости больше, чем при t_{st} , и присутствует один вихрь возмущений. Через 6 и 9 ч после прекращения действия ветра течения остаются достаточно интенсивными и направлены в сторону, противоположную стационарному ветру (рис. 3, г, д).

При этом вдоль северного побережья начинает формироваться антициклонический вихрь. Через 12 ч (рис. 3, *e*) в Таганрогском заливе сохраняется направление течений с запада на восток, у входа в него наблюдается антициклонический вихрь, в центральной и западной частях моря течения направлены в противоположную сторону (с востока на запад).

В табл. 2 приводятся экстремумы сейшеобразных колебаний (см), возникающих после затухания ветра, и соответствующие им моменты времени для 9 пунктов моря (рис. 2). Из анализа представленных данных следует, что наименьшее отклонение уровня в установившемся режиме движения (0,04 м) – в точке B_0 (46,25° с. ш., 36,46° в. д.) – геометрическом центре бассейна. В пунктах, расположенных на расстоянии 50 км от центра, амплитуды уровня значительно выше. Так, максимумы отклонений уровня в п. B_5 и B_7 составляют соответственно –1,25 и 1 м, что в 31,3 и 25,3 раза больше, чем в точке B_0 ($t = t_{st}$). Из сравнения наибольших значений – нагона на ст. Геническ (2 м) и повышения уровня в п. B_7 (1,01 м); сгона на ст. Ейск (2,44 м) и понижения уровня в п. B_5 (–1,25 м) – следует, что стационарные нагоны и сгоны двукратно превышают максимальные отклонения уровня в открытой части моря.

Таблица 2. Экстремумы сейшеобразных колебаний, возникающих после прекращения действия ветра, в открытой части Азовского моря

Пункт	ζ_{st}	ζ_1	t_1	ζ_2	t_2	ζ_3	t_3	ζ_4	t_4
B_0	4	33	7,7	2	14,7	8	20,6	2	29,6
B_1	–46	59	5,6	–3	15,3	18	22,1	0	30,5
B_2	5	–37	1,9	43	7,4	–3	17,4	10	23,9
B_3	48	2	4,3	16	8,8	2	19,4	2	22,3
B_4	10	53	2,8	1	13,7	15	18,5	0	28,6
B_5	–125	88	5,3	–10	16,3	30	21,5	–2	27,0
B_6	10	–52	1,9	45	7,4	–7	17,4	10	24,7
B_7	101	–14	5,7	25	13,3	–2	20,3	7	28,8
B_8	11	86	2,5	–8	13,3	22	18,3	–3	28,1

Примечание. Обозначения см. в табл. 1.

Анализ результатов математического моделирования позволил установить, что максимальные величины размахов сейшеобразных колебаний в прибрежной зоне сопоставимы с величинами штормовых сгонов и нагонов, при этом амплитуды свободных колебаний в открытой части моря составляют 50–89 % от их значений в прибрежной зоне. В центральной части моря максимальные скорости течений (84,8 см/с) при сейшеобразных колебаниях на 21 % превышают скорости стационарных течений, вызванных штормовым ветром (70,4 см/с). Таким образом, сейши вносят существенный вклад в изменчивость скоростей течений. Быстрее затухают свободные колебания уровня (60 ч) по сравнению с амплитудами скоростей течений, которые наблюдаются в интервале времени 60–200 ч.

Литература

Герман В. Х. Спектральный анализ колебаний уровня Азовского, Черного и Каспийского морей в диапазоне частот от одного цикла за несколько часов до одного цикла за несколько суток // Тр. ГОИН. М.: Гидрометеоздат, 1970. Вып. 103. С. 52–73.

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. V. Азовское море. СПб.: Гидрометеоздат, 1991. 234 с.

Матишов Г. Г., Инжебейкин Ю. И. Численные исследования сейшеобразных колебаний уровня Азовского моря // *Океанология*. 2009. Т. 49, № 4. С. 485–493.

Фомин В. В. Численная модель циркуляции вод Азовского моря // Науч. тр. УкрНИГМИ. 2002. Вып. 249. С. 246–255.

Черкесов Л. В., Иванов В. А., Хартиев С. М. Введение в гидродинамику и теорию волн. СПб.: Гидрометеоздат, 1992. 264 с.

Blumberg A. F., Mellor G. L. A description of three dimensional coastal ocean circulation model in Three-Dimensional Coast Ocean Models // *Coastal and Estuarine Science*. 1987. V. 4. P. 1–16.

Courant R., Friedrichs K.O., Lewy H. On the partial difference equations of mathematical physics // *IBM J.* 1967. March. P. 215–234.

Mellor G. L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1982. V. 20, N 4. P. 851–875.

Smagorinsky J. General circulation experiments with primitive equations. I. The basic experiment // *Mon. Wea. Rev.* 1963. V. 91, N 2. P. 99–164.

NUMERICAL ANALYSIS OF THE CURRENTS AND FLUCTUATIONS LEVEL IN THE SEA OF AZOV AFTER A LONGSTANDING WIND

L. V. Cherkesov, T. Ya. Shul'ga

Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol

The paper deals with the physical regularities of free fluctuations and currents in the Sea of Azov arising after the cessation of a longstanding wind. Spatial characteristics of the seiches oscillations, the arrangement of nodal lines and the speed of the currents arising were studied using the nonlinear three-dimensional sigma-coordinate model. The results of the research showed that the maximum sizes of the seiche amplitudes fixed in the coastal zone were comparable to the sizes of storm surge phenomena. It was established that seiches significantly contribute to the currents' speed variability.

ПРИЛИВНЫЕ ВОЛНЫ В ЭСТУАРИЯХ

В. Н. Зырянов, М. К. Чебанова

Институт водных проблем РАН

На эволюцию приливной волны в воронкообразном заливе действуют два противоположных эффекта – эффект конфузора, т. е. сужения берегов эстуария к его вершине, и эффект турбулентного трения. Для качественного исследования влияния данных эффектов на амплитуду входящей приливной волны рассмотрен эстуарий постоянной глубины. Обнаружено, что при средних глубинах, существенно больших толщины слоя Стокса, амплитуда приливной волны при входе в воронкообразный эстуарий увеличивается из-за действия эффекта конфузора, а при глубинах, меньших, чем толщина слоя Стокса, турбулентное трение становится преобладающим над эффектом конфузора и амплитуда приливной волны уменьшается при продвижении к вершине эстуария. При глубинах порядка толщины слоя Стокса имеет место промежуточный случай, при котором при входе в эстуарий больше проявляется эффект трения и амплитуда приливной волны начинает уменьшаться, а по мере продвижения волны вглубь эстуария начинает преобладать эффект конфузора и амплитуда приливной волны начинает вновь увеличиваться.

Постановка задачи. Рассмотрим морской залив, в который входит приливная волна. Вода предполагается однородной по плотности. Скорости течения в заливе будем считать небольшими, поэтому нелинейностью в уравнениях движения можно пренебречь. Кроме того, будем предполагать, что глубины в бухте составляют не более нескольких десятков метров, в результате чего ускорением Кориолиса можно также пренебречь. В результате исходная система уравнений принимает вид

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + A \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + A \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}, \quad (2)$$

$$g\rho_0 = \frac{\partial P}{\partial z}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (4)$$

где u , v – горизонтальные составляющие скорости течения соответственно по осям X и Y , w – вертикальная составляющая скорости течения, P – давление в жидкости, g – ускорение свободного падения, ρ_0 – плотность воды (принимается постоянной), A – коэффициент вертикального турбулентного обмена (константа). Ось Z направлена вертикально вниз. Начало координат расположено на невозмущенной поверхности водоема.

Граничные условия:

на поверхности моря $z=\zeta(x,y,t)$ ставится условие отсутствия ветра и кинематическое условие

$$\left. \frac{\partial u}{\partial z} \right|_{z=\zeta} = \left. \frac{\partial v}{\partial z} \right|_{z=\zeta} = 0; \quad w|_{z=\zeta} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u|_{z=\zeta} \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v|_{z=\zeta} \frac{\partial \zeta}{\partial y};$$

на дне $z=H(x,y)$ ставятся условия прилипания

$$u|_{z=H} = v|_{z=H} = w|_{z=H} = 0; \quad (5)$$

на береговой границе водоема $L(x,y)$ – равенство нулю интегрального расхода (полного потока) по нормали \vec{n} к границе

$$(\vec{S}, \vec{n}) = 0, \text{ где } \vec{S} = \int_{\zeta}^H \vec{U} dz, \vec{U} = (u, v). \quad (6)$$

Решая данную систему уравнений, получим основное уравнение для амплитуды колебаний уровня воды в водоеме

$$\frac{\partial}{\partial x} [(g\bar{\zeta}_x)\tilde{H}] + \frac{\partial}{\partial y} [(g\bar{\zeta}_y)\tilde{H}] + \omega^2 \bar{\zeta} = 0, \quad (7)$$

где

$$\tilde{H} = H - \frac{1}{\lambda} ih(\lambda H). \quad (8)$$

Параметр в (8) – комплексное число

$$\lambda = \sqrt{\frac{i\omega}{A}} = \sqrt{\frac{\omega}{2A}} (1+i) = \alpha(1+i), \text{ где } \alpha = \sqrt{\frac{\omega}{2A}}. \quad (9)$$

Из анализа графиков действительной и мнимой частей функции редуцированной глубины \tilde{H} в зависимости от реальной H видно, что действительная часть $\text{Real}(\tilde{H})$ при $H > 15$ м зависит от H практически линейно, а мнимая часть $\text{Im}(\tilde{H})$ при $H > 15$ м выходит на постоянную асимптоту. Глубина $H \sim 15$ м равна толщине слоя Стокса для полусуточной приливной волны, и она фактически разделяет два режима эволюции приливной волны: при $H \gg 15$ м режим движения волны слабовязкий, а при $H < 15$ м турбулентное трение становится существенным.

Сейши и прогрессивные волны в эстуариях. Эстуарии имеют воронкообразную форму, поэтому имеет прямой смысл аппроксимировать их в виде сектора круга. Введем полярные координаты (r, φ) (рис.), тогда уравнение (7) в полярных координатах будет иметь вид

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \tilde{H}(r, \varphi) \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial r} \right) + \frac{\partial}{r \partial \varphi} \left[\tilde{H}(r, \varphi) \frac{\partial \bar{\zeta}}{r \partial \varphi} \right] + \frac{\omega^2}{g} \bar{\zeta} = 0. \quad (10)$$

Считая, что уровень $\bar{\zeta}$ мало зависит от угловой координаты φ , осредним уравнение (10) по φ . В результате получим

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \langle \bar{H}(r, \varphi) \rangle \frac{\partial \langle \bar{\zeta} \rangle}{\partial r} \right) + \frac{\omega^2}{g} \langle \bar{\zeta} \rangle = 0, \quad (11)$$

где угловые скобки означают осреднение по углу φ .

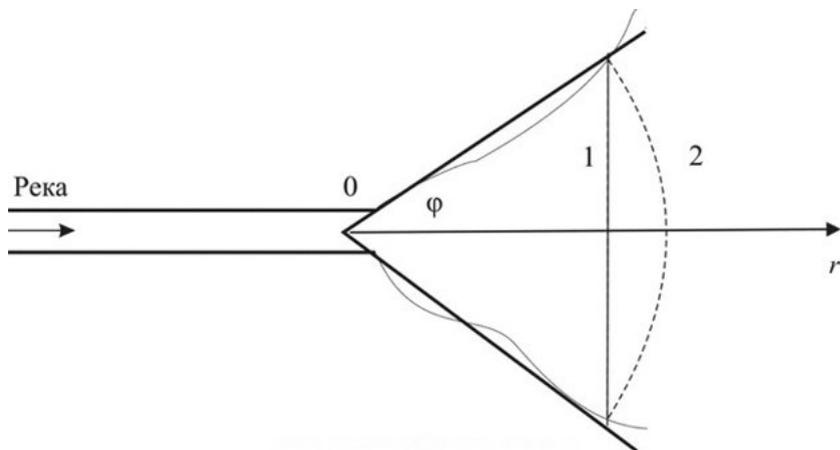
Чтобы не загромождать формулы, будем далее опускать угловые скобки в (11), а также черту над $\bar{\zeta}$. Основное уравнение примет вид

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \bar{H}(r) \frac{\partial \zeta}{\partial r} \right) + \frac{\omega^2}{g} \zeta = 0 \quad (12)$$

Граничные условия:

в вершине эстуария ($r = 0$) задаем равенство нулю полного потока, а на внешней морской границе эстуария ($r = R$) – амплитуду приходящей приливной волны, т. е.:

$$\left. \frac{\partial \zeta}{\partial r} \right|_{r=0} = 0, \quad \zeta|_{r=R} = \zeta_0 \quad (13)$$



К постановке задачи – воронкообразный эстуарий:

1 – фронт приливной волны, 2 – аппроксимация фронта волны в полярной системе координат

Рассмотрим сначала эстуарий постоянной глубины, тогда $\bar{H}(r) = \bar{H}_0$. Волны в бухтах могут быть стоячие (сейши) и прогрессивные, когда гребень волны движется с фазовой скоростью. Сейшевые колебания являются собственными колебаниями бухты, и если период приходящей приливной волны будет совпадать с периодом сейш, то возникнет резонанс и амплитуда колебания уровня поверхности моря будет существенно возрастать. Найдем периоды сейш и получим, что период первой моды сейшевых колебаний в воронкообразном заливе для глубокой воды будет меньше в 0,82 раза периода сейши, вычисленной по формуле Мериана, второй – в 0,89 раза, третьей – в 0,93 раза. Но при глубинах порядка 20 м начинают существенно влиять силы трения и действительная часть \bar{H}_0 будет составлять всего ~13 м. В результате период первой моды в клиновидной бухте будет практически такой же, как в прямоугольной области, рассчитанной по формуле Мериана. Период второй моды будет уже больше на ~10 % периода второй моды по формуле Мериана.

В реальности глубина в бухтах не бывает постоянной и увеличивается в сторону моря. В общем случае функции $\bar{H}(r)$ уравнение (11) можно решить только численно, но есть частный случай, когда решение уравнения (11) можно найти также аналитически при переменной функции $\bar{H}(r)$. Если зависимость $\text{Real}(\bar{H}(r))$ от r можно аппроксимировать степенной функцией, то тогда уравнение (11) сводится к уравнению Ломмеля.

Из анализа графиков первых четырех мод сейшевых колебаний в эстуарии с глубиной 30 м видно, что при глубинах, больших слоя Стокса, на форму сейшевых волн основное влияние оказывает эффект конфузурности эстуария. Однако если глубина в эстуарии непостоянна и уменьшается в вершине эстуария, то асимметричность сейш может оказаться обратной – на входе в эстуарий амплитуда сейш может быть больше, нежели в его вершине из-за действия трения.

При расчете прогрессивных волн, входящих в эстуарий при глубинах, сравнимых с толщиной слоя Стокса, был обнаружен интересный эффект – на входе в эстуарий амплитуда входящих волн сначала уменьшается из-за действия сил трения, но затем ближе к вершине эстуария начинает превалировать эффект конфузора и ампли-

туда волны вновь начинает расти. В результате амплитуда характеризуется участком декремента и участком инкремента.

Анализ результатов расчета приливных колебаний уровня для глубоководного эстуария с глубинами больше толщины слоя Стокса показал, что амплитуда колебаний уровня увеличивается к вершине эстуария вследствие проявления эффекта конфузности эстуария. Однако если глубины в эстуарии меньше толщины слоя Стокса, то эффект турбулентного трения из-за мелководности становится главенствующим и амплитуда волн к вершине эстуария существенно уменьшается.

При совпадении периода проходящей волны с периодом сейш должно происходить резонансное усиление волн. Результаты расчета эволюции прогрессивной волны в эстуарии с периодом первой моды сейшевых колебаний показывают, что колебания имеют вид квазистоячих волн, т. е. почти сейшевых волн. Амплитуда колебаний в вершине эстуария увеличивается в 2,5 раза по отношению к амплитуде входящей волны.

Обсуждение результатов. Как следует из полученных результатов, при средних глубинах, существенно больших толщины слоя Стокса, амплитуда приливной волны при входе в воронкообразный эстуарий увеличивается. На первое место в этом случае выходит эффект конфузора, т. е. сужения берегов эстуария к его вершине. Турбулентное трение имеет второстепенное значение, немного все-таки уменьшая амплитуду прилива в вершине эстуария по сравнению с идеальной жидкостью без трения.

При глубинах, меньших, чем толщина слоя Стокса, турбулентное трение становится преобладающим над эффектом конфузора и амплитуда приливной волны уменьшается при продвижении к вершине эстуария.

Имеет место промежуточный случай при глубинах порядка толщины слоя Стокса. В этом случае вначале при входе в эстуарий больше проявляется эффект трения и амплитуда приливной волны начинает уменьшаться, но затем по мере продвижения волны вглубь эстуария начинает преобладать эффект конфузора и амплитуда приливной волны начинает вновь увеличиваться.

Сейшевые колебания в воронкообразных эстуариях имеют несимметричный характер – амплитуды сейшевых колебаний в вершине эстуария существенно больше амплитуд сейш на входе в эстуарий. Для сейш, таким образом, также проявляется эффект конфузора. При совпадении периода приливной волны с периодом сейш в эстуарии возникает резонансное усиление входящей приливной волны в вершине эстуария.

Литература

Зырянов В. Н. Теория установившихся океанических течений. Сращиваемые асимптотические разложения: основы теории и приложения к задачам динамики океана. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 248 с.

Зырянов В. Н. Топографические вихри в динамике морских течений. М.: Ин-т водн. пробл. РАН, 1995. 239 с.

Djordjevic V. D. On the dissipation of interfacial and internal long gravity waves // ZAMP. 1980. V. 31, N 3. P. 318–331.

Djordjevic V. D. On the effect of viscosity on some nonwave motions of liquids with the free surface // Acta Mech. 1983. V. 48, N 3–4. P. 219–226.

Kakutani T., Matsuuchi K. Effect of viscosity on long gravity waves // J. Phys. Soc. Japan. 1975. V. 39, N 1. P. 237–246.

Lighthill J. Waves in Fluids. Cambridge: Univ. Press, 1978. = Лайтхилл Дж. Волны в жидкостях. М.: Мир, 1980. 598 с.

Nakaya C. Spread of fluid drops over a horizontal plane // J. Phys. Soc. Japan. 1974. V. 37, N 2. P. 539–543.

TIDAL WAVES IN ESTUARIES

V. N. Zyryanov, M. K. Chebanova

Institute of Water Problems, RAS

The propagation of tides generated in estuaries of the ocean basin was examined. The tidal wave transformation in a funnel-shaped estuary depends on two opposite effects: the confusor effect and the turbulent friction effect. An estuary with constant depth was taken as a study object. The tidal wave in the estuaries with depth exceeding the value of Stokes layer thickness is amplified due to the confusor effect; in the estuaries with depth less than the value of Stokes layer thickness the wave is damped due to the turbulent friction. The tidal wave in the estuaries with the depth similar to the values of Stokes layer thickness first is damped due to the turbulent friction at the estuary inlet and afterwards amplifies along the estuary due to the confusor effect.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕЛАГИЧЕСКОЙ ЭКОСИСТЕМЫ БЕЛОГО МОРЯ

А. В. Толстик¹, И. А. Чернов²

¹ *Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН*

² *Институт прикладных математических исследований КарНЦ РАН*

На основе модели Северного Ледовитого океана (ФЕМАО) проф. Н. Г. Яковлева [Яковлев, 2009] разработана модель Белого моря JASMINE. Выполнено объединение модели JASMINE с блоком экосистемы моря, включающим итальянскую модель пелагической экосистемы BFM. Первые результаты свидетельствуют об адекватном моделировании пелагической экосистемы Белого моря.

Знания о Белом море, накопленные различными организациями, в том числе ЗИН РАН, ММБИ КНЦ РАН, ИО РАН, ИЭПС УрО РАН, ИБ и ИВПС КарНЦ РАН и др., открытые электронные ресурсы [Климат морей...; Berger et al., 2003; Чернов, Толстик, 2014], новые атласы [Филатов и др., 2014; Богданова, Толстик, 2015] свидетельствуют о том, что есть все возможности для разработки комплексной модели, описывающей термогидродинамические и биогеохимические процессы в Белом море и дающей возможность ставить численные эксперименты, основанные на климатических сценариях.

С 2015 г. в ИПМИ и ИВПС КарНЦ РАН в сотрудничестве с итальянским Институтом океанографии и экспериментальной геофизики [<http://www.ogs.trieste.it/>] и ИВМ РАН начали работу по разработке Green JASMINE – модели динамики вод и льда JASMINE [Chernov, Tolstikov, 2015] с блоком экосистемы моря на базе BFM [<http://bfm-community.eu>]. В 2016 г. усилия сосредоточены на адекватном воспроизведении качественных и количественных показателей пелагической экосистемы Белого моря, таких как пространственная и временная динамика планктона, первичная продукция, растворенное вещество и т. п.

Модель BFM активно развивается: анонсированы блоки моделирования динамики бентоса, учет в пелагических процессах нектона, уже доступна модель BFM-SI [Tedesco, Vichi, 2010], описыва-

вающая экосистему морского льда. В ВФМ используется принцип стехиометрического моделирования, при котором вычисляется динамика таких скалярных величин, как, например, углерод, азот, фосфор, кремний в составе группы организмов, растворенного органического вещества и т. д. Число трассеров может превышать несколько десятков. Такой подход обладает гибкостью, позволяя вводить или объединять группы организмов, учитывать или игнорировать циклы отдельных элементов, тонко настраивать режим взаимодействия организмов в модели.

Модель гидродинамики [Чернов, Толстикова, 2014] поставляет для расчетов физические параметры (температуру, соленость и плотность воды, освещенность, скорость ветра, размеры сеточной ячейки и т. п.) и выполняет трехмерную адвекцию, диффузию и гравитационное осаждение трассеров. Есть возможность учета обратного влияния биогеохимических параметров на термодинамику посредством изменения прозрачности воды. Программный комплекс реализован на современном диалекте языка программирования Фортран и функционирует на кластерах Карельского научного центра РАН [<http://cluster.krc.karelia.ru>] и ИВМ РАН [<http://www.inm.ras.ru/cluster>]. Отметим, что трехмерная адвекция при (вынужденном) применении монотонных схем вычислительно дорога, поэтому повышение числа переносимых скаляров с трех-четырёх до нескольких десятков делает использование параллельных расчетов на высокопроизводительных компьютерах необходимым.

Входными данными расчетной программы являются граничные условия на «жидкой границе» между Белым и Баренцевым морями, метеоданные реанализа NCEP [<http://www.ncep.noaa.gov/>], сток рек (Северная Двина, Онега, Мезень, Кемь, Ковда). Выходными данными модели являются осредненные за заданный период времени поля скорости течений и дрейфа льда, термохалинные поля, карты распределения льда с учетом снега, уровня моря, а также биохимические трассеры. Качественное распределение скорости течений, термохалинных полей, толщины льда в целом согласуется с общепринятой картиной для Белого моря [Белое море. Справочник..., 1991; Белое море и его водосбор..., 2007].

В настоящее время ведутся работы по моделированию фито-, зоо-, бактериопланктона Белого моря, получены первые результаты (рис. 1–3).

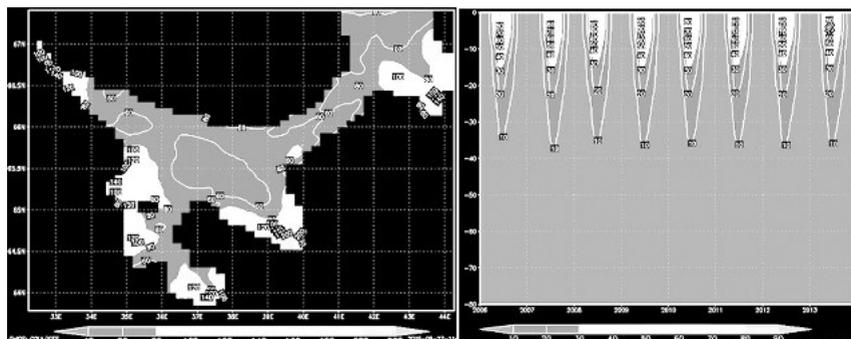


Рис. 1. Распределение фитопланктона по акватории Белого моря (средние многолетние значения для августа) и по вертикали (2006–2014 гг.)

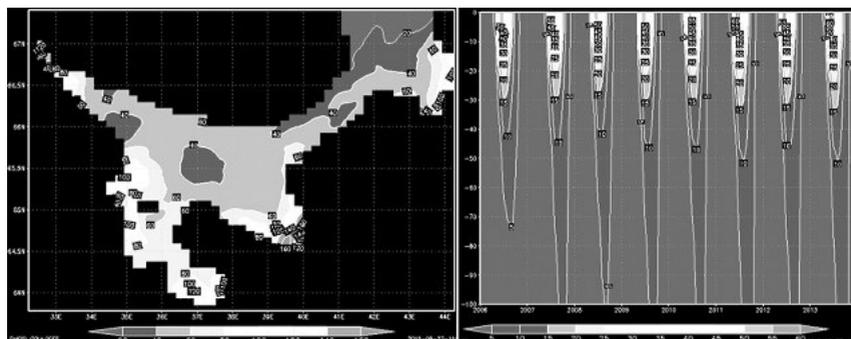


Рис. 2. Распределение зоопланктона по акватории Белого моря (средние многолетние значения для августа) и по вертикали (2006–2014 гг.)

Качественное распределение фитопланктона в целом соответствует реальной картине его распределения [Бергер, 2007; Кравчишина, 2009]. Так, наибольшие концентрации выражены в вершинах заливов, минимальные – в Горле и северной части бассейна. Есть рассогласование измеренных и модельных значений в отдельных районах моря – актуальная проблема, которая в настоящее время решается с помощью настройки коэффициентов BFM, при использо-

вании экспедиционных и спутниковых данных. Вертикальное распределение хорошо согласуется с данными измерений [Кравчишина, 2009], и модельное распространение фитопланктона наблюдается до горизонтов 35–40 м, что в Белом море соответствует фотической зоне.

Зоопланктон в Белом море (бореальные виды) активно развивается в летнее время [Бергер, 2007], что видно и по модельным данным (рис. 2, правая часть). Арктических видов в течение всего года много, но зимой они сосредоточены глубже горизонта 25 м [Бергер, 2007]. Модель пока этот эффект не воспроизводит, поскольку не содержит чисто арктических видов. В распределении зоопланктона по акватории моря выражены максимумы в устьях рек (рис. 2, левая часть), что связано с более высокой концентрацией биогенных элементов на границе река – море. В устье Северной Двины концентрации выше по сравнению с другими реками.

Бактериопланктон в течение всего года присутствует на всех горизонтах от поверхности до дна (рис. 3). Пик отмечается летом.

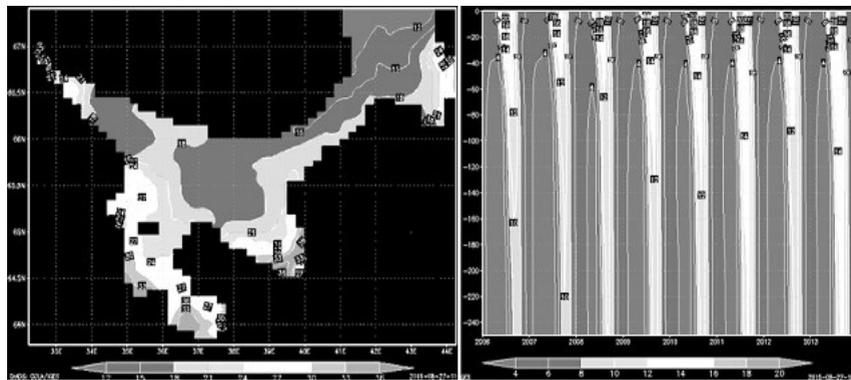


Рис. 3. Распределение бактериопланктона по акватории Белого моря (средние многолетние значения для августа) и по вертикали (2006–2014 гг.)

Вклад бактериопланктона в первичное продуцирование усиливается в афотической зоне и периоды, когда фитопланктон снижает свою активность [Бергер, 2007]. Это хорошо заметно при сравнении правых частей рис. 2 и 3. Сезонная модельная ди-

намика развития первичной продукции согласуется с данными из литературных источников [Белое море. Справочник..., 1991; Кравчишина, 2009]. Так, весной максимальные значения наблюдаются в устьях рек, где в это время года максимальное содержание биогенных элементов и выражен весенний прогрев воды. Летом проявляется снижение первичной продукции, связанное с истощением запаса биогенных элементов [Бергер, 2007], это хорошо заметно в Онежском заливе. Двинский залив отличается большей продуктивностью. Однако стоит отметить, что по модельным данным снижение первичной продукции в Онежском заливе проявляется сильнее по сравнению с измеренными значениями. Этот процесс мы связываем с блокирующим влиянием водообмена между районами моря возле Соловецких островов, которое переоценено в модели из-за низкого пространственного разрешения. Предположительно, расчет повышенной точности решит эту проблему. Осенью максимум первичной продукции отмечается в центральной части моря.

Таким образом, с помощью комплекса GreenJASMINE можно получать согласованные данные по термогидродинамике и биогеохимическим параметрам Белого моря, количественно выражать потоки вещества на «жидкой границе» и между отдельными районами моря. Модель обладает значительной гибкостью и мощным потенциалом для расширения: учет биохимических процессов внутри морского льда и на дне, а также учет арктических видов планктона и прочей региональной специфики не связан со сложностями принципиального характера.

Работа выполняется при поддержке гранта РФФИ №16-45-100162p_a.

Литература

Белое море и его водосбор под влиянием климатических и антропогенных факторов / Под ред. Н. Н. Филатова, А. Ю. Тержевика. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 335 с.

Белое море. Справочник «Проект „Моря СССР“». Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II. Вып. 2. **Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биопродуктивности**. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 196 с.

Бергер В. Я. Продукционный потенциал Белого моря. Исследования фауны морей. Т. 60 (68). СПб.: ЗИН РАН, 2007. 292 с.

Богданова М. С., Толстиков А. В. Разработка оригинал-макета печатной версии атласа «Белое море и его водосбор» // Современные научные исследования и инновации. 2015. № 12 [Электронный ресурс]. URL: <http://web.snauka.ru/issues/2015/12/60977>.

Данные реанализа NCEP. Режим доступа: <http://www.ncep.noaa.gov/>.

Климат морей России и ключевых районов Мирового океан. Электронный атлас Единой системы информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО). ВНИИГМИ МЦД. Обнинск. Режим доступа: <http://www.esimo.ru/atlas/Beloe/index.html>.

Кравчишина М. Д. Взвешенное вещество Белого моря и его гранулометрический состав. М.: Научный мир, 2009. 264 с.

Филатов Н. Н., Толстиков А. В., Богданова М. С. и др. Создание информационной системы и электронного атласа по состоянию и использованию ресурсов Белого моря и его водосбора // Арктика: экология и экономика. 2014. № 3 (15). С. 18–29.

Чернов И. А., Толстиков А. В. Визуализация и сравнение результатов моделирования термохалинных и гидродинамических полей Белого моря // Свид. об офиц. рег. программ для ЭВМ № 2014618474. 21 августа 2014 г. Режим доступа: <http://nwpi.krc.karelia.ru/whsea/>

Чернов И. А., Толстиков А. В. Численное моделирование крупномасштабной динамики Белого моря // Тр. КарНЦ РАН. 2014. № 4. С. 137–142.

Яковлев Н. Г. Воспроизведение крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948–2002 гг. Ч. 1: Численная модель и среднее состояние // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45, № 3. С. 1–16.

Berger V. Ja., Naumov A. D., Usov N. V. et al. 36-Year Time Series (1963–1998) of Zooplankton, Temperature and Salinity in the White Sea. St.-Petersburg. 2003. 362 p. Режим доступа: http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WH_SEA/WWW/HTML/atlas.html.

Biogeochemical Flux Model (BFM). Режим доступа: <http://bfm-community.eu>.

Chernov I., Tolstikov A. Sensitivity of the coupled model of the White Sea dynamics and biochemistry // 10th International Scientific and Practical Conference «Environment. Technology. Resources». Rezekne. June 18–20. Latvia. 2015. P. 82–84.

Tedesco L., Vichi M. BFM-SI: a new implementation of the Biogeochemical Flux Model in sea ice. CMCC Research Papers, 2010. P. 17.

MODELLING OF THE PELAGIC ECOSYSTEM OF THE WHITE SEA

A. V. Tolstikov¹, I. A. Chernov²

¹ *Northern Water Problems Institute KarRC of RAS*

² *Institute of Applied Math Research KarRC of RAS*

The JASMINE model of the White Sea is based on the prof. N. G. Yakovlev's model of the Arctic Ocean (FEMAO). The ecosystem block uses the Italian BFM model coupled with JASMINE. Preliminary results prove the fact of reasonable numerical modelling of the pelagic ecosystem of the White Sea. However, there are still problems to be solved.

MODELING THE MARINE NUTRIENT LIMITATION WITH A MEDIUM COMPLEXITY BIOGEOCHEMICAL MODEL

P. Lazzari, C. Solidoro, S. Salon, G. Bolzon

*Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale,
Trieste, Italy*

We present a numerical tool designed to simulate the dynamics of the lower trophic levels of the marine ecosystem, that has been applied from global ocean scale [Vichi et al., 2007] to regional model scale (e.g. Mediterranean Sea [Lazzari et al., 2012] and recently White Sea [Chernov et al., 2016]) and applied to the weekly time scale of operational oceanography to multi annual time scale for climate studies. The tool (Biogeochemical Flux Model, BFM) is a free-software community model (<http://bfm-community.eu>). In the present communication we focus on the description of the primary producers module of the BFM, and in particular on the resource limitation formulation.

The qualitative and quantitative dynamics of the biogeochemical properties in the open ocean are subject to a growing awareness due to their importance to ecosystem functioning and related goods and services on a planetary scale.

The use of validated models to reconstruct and explore the spatial and temporal dynamics of properties that cannot be readily measured at high

frequency is already quite common in other fields, such as hydrology, and is now being increasingly applied in global ocean studies as well [Sarmiento, Gruber, 2006].

The BFM describes biogeochemical fluxes transforming dissolved and particulate organic and inorganic components by processes influenced by temperature, salinity, photosynthetic available radiance (PAR) and interactions with other biogeochemical properties. The design of this model allows energy and material fluxes to be described through both “classical food chain” and “microbial food web” pathways. The model can also take into account co-occurring effects of multi-nutrient interactions [Baretta-Bekker et al., 1997], considering each nutrient (phosphate, nitrate, silicate), and PAR, as essential resources [Lazzari et al., 2016].

The BFM is modular and configurable in terms of the number of PFT and biogeochemical elements considered [Vichi et al., 2013].

The standard formulation (Fig. 1) includes nine plankton functional types (PFTs). Autotrophic PFTs are diatoms, flagellates, picophytoplankton and dinoflagellates. Heterotrophic PFTs consist of carnivorous and omnivorous mesozooplankton, bacteria, heterotrophic nanoflagellates and microzooplankton. Each of these variables is expressed as a vector of biogeochemical elements such as carbon, phosphorus, nitrogen, and silicon (in the case of diatoms).

In the following we will focus on the formulation of the autotrophic PFTs and in particular on the formulation of the dynamics of the nutrients intra-tissue concentration (quota) and on the kinetics describing resource limitation.

In the standard configuration the four phytoplankton functional types share the same functional formulations, differing only in the parameter values, with the exception of diatoms that have silicon limitation.

The core of the autotrophic compartment is based on the paradigm of essential resources (schematized in Fig. 2, for the case of two limiting resources): each element is necessary for the cell growth and duplication (carbon assimilation), and it is obtained by the cell from a separate source.

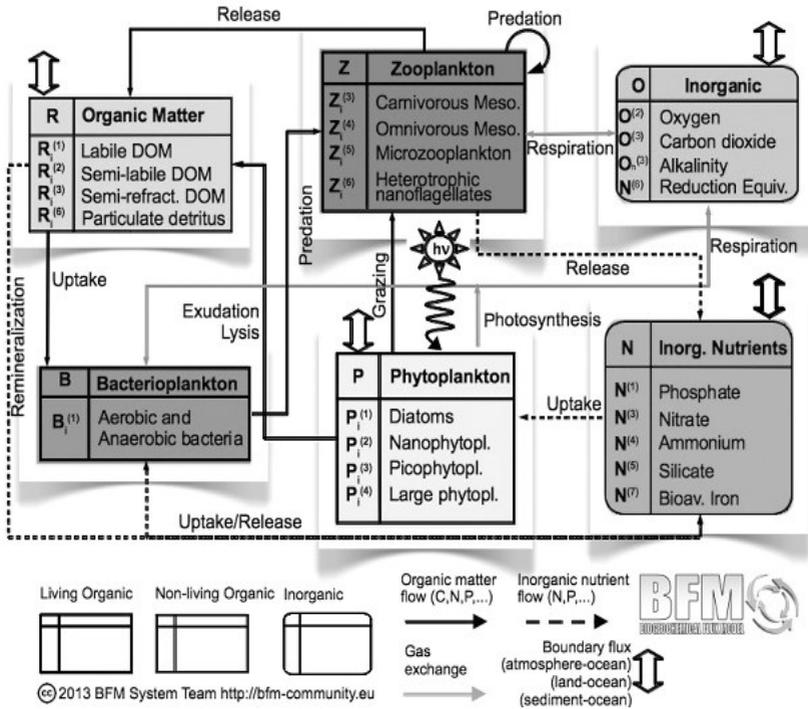


Fig. 1. The standard BFM configuration

Therefore different functions $f(R_j)$ expressing the limitation to the growth, according to the availability of the resource R_j , are combined in agreement with the minimum, or Liebig, formulation Eq. 1,

$$dP_i/dt = [\text{MIN}_{j=1,k} \{f_i(R_j) - m_i\}] P_i \quad (1)$$

where P_i is the biomass, in carbon, of i -th PFT (in the following P_i is reported as P_c). dP_i/dt is the net growth. f_i can have, for example, the shape of a Monod or Holling type I, II or III [Holling, 1959; Tilman, 1982], m_i are the mortality rates that can be constant but also can depend on the predatory dynamics of higher trophic level organisms, as it is in the present BFM standard formulation.

Currently there are three entries ($k = 3$) in the Eq. 1 for the MIN operator, one is related to PAR and the other two are related to phosphates and [nitrates, ammonia] respectively.

In this formulation nitrates and ammonia are substitutable resources in the sense that, with different effectiveness depending on the phytoplankton physiology, one resource can compensate the lack of the other.

Carbon assimilation and nutrient uptake are decoupled [Baretta-Bekker et al., 1997]. Photosynthesis (primary production) and the uptake of dissolved inorganic carbon depend on PAR, temperature and on the (intracellular) carbon to chlorophyll ratio.

PAR (Ir) limitation is expressed in terms of Platt formulation, modulated by dynamically varying chlorophyll to carbon ratio ($\theta = Q_{\text{chl:C}}$):

$$f_1(I) P_C = \mu_{\max} f(T) (1 - \exp(-\alpha_{\text{chl}} Ir \theta / \mu_{\max})) P_C \quad (2)$$

μ_{\max} is the maximum growth rate in ideal conditions, $f(T)$ is a temperature dependent term, and α_{chl} is the affinity for PAR and P_C is the carbon content in phytoplankton.

Strictly speaking, irradiance can be considered a resource only when self-shading effects are relevant. In such a situation one PFT can “consume” PAR by shading it, therefore reducing PAR availability for other competitors. The limitation by PO_4 depends on the potential uptake up_{PO_4} scaled on the $^{\text{min}}Q_{\text{P:C}}$ that is the minimal structural P : C quota in the phytoplankton [Lazzari et al., 2016]:

$$f_2(\text{PO}_4) P_C = up_{\text{PO}_4} / ^{\text{min}}Q_{\text{P:C}} = \text{MIN}(up_{\text{av}}, up_{\text{car}}) / ^{\text{min}}Q_{\text{P:C}} \quad (3)$$

Nitrates and ammonia dynamics have a similar formulation as phosphate, with a selective mechanism that favours nitrogen or ammonia uptake, e.g. picophytoplankton has a preference for ammonia.

The uptake of nutrients is computed as the amount of nutrient required to sustain, according to what the environmental conditions permit, the ‘balanced’ growth. It is actually itself a minimum between two terms:

$$up_{\text{PO}_4} = \text{MIN}(up_{\text{av}}, up_{\text{car}}) \quad (4)$$

up_{av} is related to nutrient uptake of available resources and is based on affinity (α_{PO_4})

$$up_{\text{av}} = \alpha_{\text{PO}_4} \times \text{PO}_4 \times P_C \quad (5)$$

α_{PO_4} is the affinity for phosphates, and the other, the carbon-based uptake up_{car} , is based on the net assimilation of carbon, corrected by a relaxation term to the internal quota balance,

$$up_{\text{car}} = 2 \times \text{REF} Q_{\text{P:C}} \times dP_i/dt + \text{MAX}(0, 1/\tau \times (2 \times \text{REF} Q_{\text{P:C}} - Q_{\text{P:C}}) \times P_c) \quad (6)$$

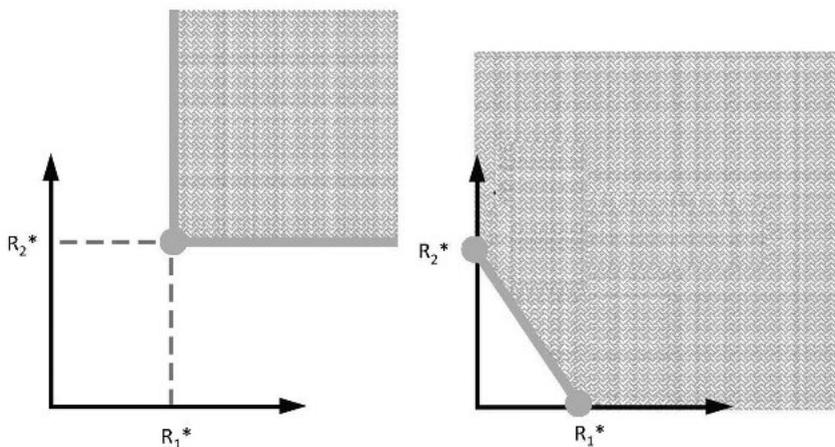


Fig. 2. Left panel: scheme of L-shaped Zero Net Growth Isocline (solid orange lines), in the case of two essential resources (e.g. $\text{PO}_4 - R_1^*$ - and $\text{NO}_3 - R_2^*$ -). R_1^* and R_2^* are the lowest requirements for resource 1 and 2 respectively. The filled space of the plane is the resource region where the PFT survives and the complementary area where the PFT goes extinct. Right panel: same as in the left panel but in the case of substitutable resources

The C : N : P elemental ratio, both for inorganic and organic biogeochemical properties, is an important quantity considered both by experimentalist and modellers, that allows to understand the operating principles of the primary producers, and to characterize the drivers that controls the trophic state of the marine system.

Therefore we consider the quota dynamics both in term of the formulation presented above and from a numerical simulation for the Mediterranean Sea with similar formulation (for a detailed definition of the modelling results and of the sub-areas reported in Fig. 3, see [Lazzari et al., 2016]).

In particular, we focus on two possible states: 1) limitation by one of the nutrients, for example phosphate, and 2) limitation by light, taking place, for example, near the deeper region of the euphotic zone.

In the first case we can assume $PO_4 \ll 1$, therefore $dP_i/dt \cong \alpha_{PO_4} \times PO_4 \times P_C / \min Q_{P:C}$ and $up_{PO_4} \cong \alpha_{PO_4} \times PO_4 \times P_C$. If nitrates are abundant we get

$$up_{NOx} = 2 \times \text{REF} Q_{N:C} \times \alpha_{PO_4} \times PO_4 \times P_C / \min Q_{P:C} + 1/\tau \times (2 \times \text{REF} Q_{N:C} - Q_{N:C}) \times P_C \quad (7)$$

and with a $\min Q_{P:C}$ equal to half of $\text{REF} Q_{P:C}$ we get

$$up_{NOx}/up_{PO_4} \cong 4 \times \text{REF} Q_{N:P} + 1/(\tau \times \alpha_{PO_4} \times PO_4) \times (2 \times \text{REF} Q_{N:C} - Q_{N:C}) \quad (8)$$

The N : P uptake ratio in this case is controlled by a term which is four times the reference N : P ratio $\text{REF} Q_{N:P}$ and a relaxation term forcing the system which is twice the reference ratio.

Note that the $\text{MAX}(0, \dots)$ appearing in Eq. 6 is dropped for the effective uptake to allow for negative relaxation.

Numerical results show that in the surface levels (coloured circles, Fig. 3), the N : P ratio of the intracellular quota corresponds to a quota twice the reference ratio, showing the so-called luxurious consumption state and an accumulation of nitrogen with respect to an ideal reference quota. This indicates that in the specific case study considered, the Mediterranean Sea, the dominant limiting condition is connected to phosphorus dynamics, with the exception of areas where inorganic N : P is low (e.g. ALB, Fig. 3 left panel).

On the other hand, in the second case that is typical of the subsurface layers with nutrient-replete conditions and light limitation, Fig. 3 right panel, the intra-cellular quota corresponds to the reference ratio

$$up_{NOx}/up_{PO_4} \cong 2 \times \text{REF} Q_{N:C} / (2 \times \text{REF} Q_{P:C}) = \text{REF} Q_{N:P}$$

These results are principally based on the assumption that the reference quota is the controlling condition, and in the case of the present numerical results it is set to the Redfield quota. Geider and La Roche [2002], by means of experimental studies, identified different responses and behaviours in the phytoplankton cell according to nutrient availability.

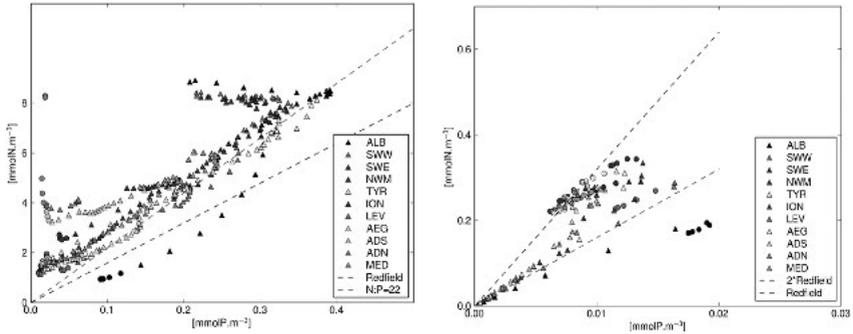


Fig. 3. Left panel: vertical profiles of phosphate (abscissa) and nitrate (ordinate) from the simulation averaged by sub-basins (see Fig. 1 [Lazzari et al., 2016]) for the period 1999–2004. Each entry represents the spatial-temporal average at a certain depth. Circles are in the upper 0–50 m layer, and triangles are in the 50–bottom layer. Right panel: vertical profiles of the average content of phosphorus (abscissa) and nitrate (ordinate) in phytoplankton with the same temporal statistical aggregation of the inorganic component; however, in this case, circles refer to levels in the 0–50 m layer, and triangles, to levels in 50–200 m layer (image from [Lazzari et al., 2016])

Results, both from equations analyses and from numerical results, show that under nutrient-limiting conditions, the plasticity of the stoichiometry in the phytoplankton cell is high. Its internal N : P ratio oscillates between values lower than 10 mmol N/mmol P to values higher the 30 mmol N/mmol P, whereas in nutrient-replete conditions, the plasticity is lower, and the internal quota assumes more stable values, this findings are congruent with what observed in the experiments by Geider and La Roche [2002].

The BFM model can be a useful tool to analyse PFT competition according to resource abundance, taking advantage of its modular structure and the possibility to design different plankton community structures. In fact whilst on theoretical oriented applications, based on simplified models, a number of studies regarding competition have been carried out, in the present case we could apply theoretical tools, and verify if they still hold, on an intermediate complexity model. A possible technique to be applied for the interpretation of intermediate complexity model could be based on the graphical approaches, as sketched in Fig. 2.

References

Baretta-Bekker J. G., Baretta J. W., Ebenhöh W. Microbial dynamics in the marine ecosystem model ERSEM II with decoupled carbon assimilation and nutrient uptake // *Journal of Sea Research*. 1997. V. 38, N 3. P. 195–211.

Chernov et al. Nutrient and primary producers spatiotemporal variability in the White Sea: a modelling study (in prep.).

Geider R., La Roche J. Redfield revisited: variability of C : N : P in marine microalgae and its biochemical basis // *European Journal of Phycology*. 2002. V. 37, N 1. P. 1–17. DOI: 10.1017/S0967026201003456.

Holling C. S. The components of predation as revealed by a study of small-mammal predation of the European pine sawfly // *The Canadian Entomologist*. 1959. V. 91, N 05. P. 293–320.

Lazzari P., Solidoro C., Ibello V. et al. Seasonal and inter-annual variability of plankton chlorophyll and primary production in the Mediterranean Sea: a modelling approach // *Biogeosciences*. 2012. V. 9. P. 217–233. DOI: 10.5194/bg-9-217-2012.

Lazzari P., Solidoro C., Salon S., Bolzon G. Spatial variability of phosphate and nitrate in the Mediterranean Sea: a modelling approach. Deep Sea Research. Part I // *Oceanographic Research Papers*. 2016. V. 108. P. 39–52.

Sarmiento J. L., Gruber N. Ocean biogeochemical cycles. Princeton University, 2006.

Tilman D. Resource competition and community structure. Princeton University Press, 1982.

Vichi M., Masina S., Navarra A. A generalized model of pelagic biogeochemistry for the global ocean ecosystem. Part II: numerical simulations // *Journal of Marine Systems*. 2007. V. 64. P. 110–134.

Vichi M., Cossarini G., Gutierrez Mlot E. et al. The Biogeochemical Flux Model (BFM): Equation Description and User Manual. BFM version 5 (BFM-V5). Release 1.0; BFM Report series N. 1. March 2013, Bologna, Italy, <http://bfm-community.eu>, pp. 87.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ МОРСКОЙ ЭКОСИСТЕМЫ С ПОМОЩЬЮ МОДЕЛИ BFM STANDALONE

А. И. Еннэ

Петрозаводский государственный университет

Модель BFM описывает биогеохимическую систему моря по принципу стехиометрического моделирования. Конфигурация STANDALONE

позволяет изучать динамику экосистемы в малом объеме при различных внешних воздействиях. В частности, важным вопросом является наличие внутренней изменчивости у системы. Доклад посвящен некоторым численным экспериментам.

Модель BFM разрабатывается и поддерживается консорциумом BFM [Biogeochemical...]. Модель основана на принципе стехиометрического описания, при котором переменными являются концентрации элементов (а также сложных веществ, таких, как хлорофилл) в составе различных групп организмов и растворенных в воде веществ [Vichi et al., 2015b]. Так, выделяются четыре группы фитопланктона (крупный фитопланктон, диатомовые водоросли, цианобактерии и нанофлагелляты), четыре группы зоопланктона (хищный, всеядный, гетеротрофные жгутиконосцы и микрозоопланктон), бактерии, детрит и т. п. Система уравнений связывает все эти концентрации между собой, описывая трофическую сеть. Ряд физических величин используется для вычисления коэффициентов: температура и соленость воды, скорость ветра, освещенность и т. п. Программная реализация использует систему конфигураций для тонкой настройки программного кода [Vichi et al., 2015b]. Она позволяет изменять группы организмов, добавлять или отключать циклы тех или иных элементов, настраивать параметры, описывающие жизнедеятельность групп организмов, для конкретного региона. Модель успешно использовалась для Мирового океана [Vichi et al., 2007], Средиземного моря [Cossarini et al., 2015] и ряда других водоемов; в частности, она интегрирована в комплекс NEMO [Vichi et al., 2015a].

Модель активно развивается: помимо пелагической экосистемы, разрабатываются блоки бентосного сообщества и экологии морского льда [Tedesco, Vichi, 2010].

Предусмотрена конфигурация STANDALONE, при которой формируется независимая программа, моделирующая динамику экосистемы в малом объеме. Физическое воздействие может быть задано аналитически (формулой) либо табличным способом – во внешнем файле. Такой инструмент позволяет изучать модельную экосистему при минимальном числе воздействующих факторов. В частно-

сти, интересны следующие вопросы: обладает ли система внутренней изменчивостью, т. е. демонстрирует ли цикличность при постоянном внешнем воздействии? Каковы сочетания параметров, при которых способны выжить те или иные группы организмов? Каково влияние тех или иных воздействий или параметров на состояние системы? Возможно также сравнение с натурными экспериментами, поставленными в лабораторных условиях.

Доклад посвящен некоторым численным экспериментам для условий, близких к условиям Белого моря.

Литература

Biogeochemical Flux Model (BFM). Режим доступа: <http://bfm-community.eu>.

Cossarini G., Lazzari P., Solidoro C. Spatiotemporal variability of alkalinity in the Mediterranean Sea // *Biogeosciences*. 2015. V. 12 (6). P. 1647–1658.

Tedesco L., Vichi M. BFM-SI: a new implementation of the Biogeochemical Flux Model in sea ice. *CMCC Research Papers*, 2010. P. 17.

Vichi M., Masina S., Navarra A. A generalized model of pelagic biogeochemistry for the global ocean ecosystem. Part II: numerical simulations // *Journal of Marine Systems*. 2007. V. 64. P. 110–134.

Vichi M., Lovato T., Gutierrez Mlot E., McKiver W. Coupling BFM with Ocean models: the NEMO model (Nucleus for the European Modelling of the Ocean). BFM Report series N. 2, Release 1.0, August 2015, Bologna, Italy, <http://bfm-community.eu>, 2015a. P. 31.

Vichi M., Lovato T., Lazzari P. et al. The Biogeochemical Flux Model (BFM): Equation Description and User Manual. BFM version 5.1. BFM Report series N. 1, Release 1.1, July 2015, Bologna, Italy, <http://bfm-community.eu>, 2015b. P. 104.

MODELLING THE SEA ECOSYSTEM USING THE BFM STANDALONE MODEL

A. Enne

Petrozavodsk State University

The stoichiometric BFM model describes the biogeochemical system of a sea. The STANDALONE configuration allows studying the ecosystem dynamics under various types of forcing. The matter is whether the system possesses any inner variability. The report deals with several numerical experiments that were carried out.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ОЗЕРНО-РЕЧНЫХ СИСТЕМ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАССЕЙНА БЕЛОГО МОРЯ

А. С. Булавина

Мурманский арктический государственный университет

Белое море – это уникальный природный объект, который характеризуется своими гидрографическими, гидробиологическими и тектоническими особенностями. В формировании гидрологического режима Белого моря участвует множество рек, сток которых формируется под действием совокупности факторов, отличающихся постоянным изменением во времени. Характер этих преобразований рассмотрен в данном исследовании.

Различия в геологическом строении западной и восточной частей бассейна Белого моря позволяют выделить две основные питающие провинции: западную и восточную. Западная часть водосбора представлена Кольско-Карельским геоблоком, в составе которого доминируют кристаллические породы архейского возраста. Восточная питающая провинция представляет собой периферию Мезенской синеклизы Русской плиты и сложена преимущественно осадочными образованиями карбона, перми и мезозоя [Маслов, 2011].

Озерно-речные системы западной части бассейна Белого моря оказывают большое влияние на формирование эколого-гидрологической ситуации устьевых областей, прибрежной зоны и Белого моря в целом. В отличие от водосборов восточной части моря, где сток сосредоточен в крупных реках (Северной Двине, Мезени, Кулое) и озерность незначительна, в западной части бассейна реки в той или иной степени зарегулированы озерами и водохранилищами, что сказывается на распределении водных запасов, распространении загрязняющих веществ и самоочищении вод. Сводное исследование озерно-речных систем, объединенных по бассейновому принципу и неравномерно изученных, планируется впервые.

Для оценки гидрологического режима озерно-речных систем западной части бассейна Белого моря использованы материалы Государ-

ственного водного кадастра, российские и международные базы гидрометрических и климатических данных. К анализу приняты материалы по водосборам рек: Онега, Выг, Кемь, Кереть, Умба, Варзуга, Стрельна, Ковда, Нива, выбранным в качестве репрезентативных. Рассматривались данные по изменению характеристик годового, меженного и минимального месячного стока указанных рек за период продолжительностью 50 лет (1955–2005 гг.). Отдельное внимание уделено генезису стока для разных водосборов и основным причинам современных изменений стоковых характеристик. Исследование распространяется не только на многолетние ряды, но и на внутригодовые колебания гидрологических характеристик, формирование которых находится под влиянием глобальной циркуляции атмосферы.

Был проведен анализ многолетних и внутригодовых колебаний гидрологических характеристик. Для оценки гидрологических режимов указанных рек были рассмотрены данные как по всему бассейну, так и по его отдельным частям. Рассмотрено влияние климатических изменений на величину годового, сезонного и минимального стока рек западной части бассейна Белого моря.

На фоне прогрессирующего потепления климата на большей части территории западной части бассейна Белого моря отмечается фаза повышенной водности и общей увлажненности [Государственный доклад..., 2010]. Хотя среднегодовое количество осадков возросло не столь существенно, обращает на себя внимание группировка ливневых выпадений в последние годы. В значительной степени это обусловлено интенсификацией циркуляционных процессов в Северной Атлантике, влияющих на перемещение циклонов в центральные регионы России [Водные ресурсы..., 2008].

Основная особенность современных изменений режима озерно-речных систем западной части бассейна Белого моря – перераспределение стока внутри года при относительном постоянстве среднегодовых расходов воды. Практически для всех постов фиксируется сокращение доли стока за половодье в среднегодовом стоке воды. Статистический анализ рядов показал, что для всех постов характерен статистически значимый отрицательный тренд. Сильнее всего снижение максимальных модулей стока проявляется в бассейнах

рек Выг, Варзуга, Стрельна, Нива. Сокращение максимального модуля стока в среднем составляет 40–60 % [Водный кадастр..., 2010].

Практически на всех постах в верховьях крупных и бассейнах средних рек наблюдается сдвиг даты начала половодья и максимального расхода воды на более ранние сроки. В связи с этим продолжительность половодья увеличивается со статистически значимым трендом практически на 6–8 дней в зависимости от размера реки и расположения водосбора в зависимости от широты [Государственный доклад..., 2010].

Таким образом, было показано, что происходят изменения условий формирования годового стока и его режима в последние годы, сопровождающиеся значительным снижением неравномерности внутригодового распределения, сокращением доли стока за половодье и увеличением меженного стока.

Литература

Водные ресурсы России и их использование / Под ред. Шикломанова И. А. СПб.: ГГИ, 2008. 598 с.

Водный кадастр Российской Федерации. Ресурсы поверхностных и подземных вод, их использование и качество. 2009 г. СПб.: ARTXpress, 2010. 147 с.

Государственный доклад «О состоянии и использовании водных ресурсов Российской Федерации в 2009 году». М.: НИИ Природа, 2010. 288 с.

Маслов А. Морской вектор геологических исследований // Наука Урала: газета Уральского отделения Российской академии наук. 2011. № 29–30. С. 6.

HYDROLOGICAL REGIME OF THE WESTERN WHITE SEA BASIN LAKE-RIVER SYSTEMS

A. S. Bulavina

Murmansk Arctic State University

The White Sea is a unique natural object characterized by unique hydrographic, hydrobiological and even tectonic features. The formation of the hydrological image of the White Sea depends on many rivers having different river runoff. The hydrological regime of such rivers is formed due to the combination of factors constantly transformed through time. The research deals with the character of the changes.

АНТРОПОГЕННОЕ ЭВТРОФИРОВАНИЕ НА КУЙБЫШЕВСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ ПОД ВЛИЯНИЕМ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Е. В. Петряхина

Институт экологии Волжского бассейна РАН, г. Тольятти

Поднимается вопрос о зависимости процесса антропогенного эвтрофирования от изменения гидрологических условий на Куйбышевском водохранилище. В результате обзора литературных и эмпирических данных сделан вывод о том, что изменчивость гидрологических условий (происходящая в основном под влиянием регулирования водного стока) в той или иной степени влияет на антропогенное эвтрофирование водохранилища.

В качестве основной причины антропогенного эвтрофирования рассматривается привнос биогенных элементов в водные объекты [Россолимо, 1975]. Но при исследовании Куйбышевского водохранилища следует учитывать тот факт, что русло Волги превращено в очень сложную природно-техническую систему (ПТС) с особым гидродинамическим режимом. Многолетняя, сезонная, недельная и суточная изменчивость гидрологических условий, определяемая в основном регулированием водного стока, оказывает, на наш взгляд, значительное влияние на процесс эвтрофирования водохранилищ. Эта гипотеза подтверждается многими литературными и эмпирическими данными.

Рассмотрим более подробно особенности гидродинамического режима на Куйбышевском водохранилище. Водоохранилище осуществляет основное регулирование водного стока на Средней Волге. На водохранилище реализуется сезонное, недельное и суточное регулирование.

Механизм сезонного и недельного регулирования изображен на гидрографе (рис. 1).

Максимальные значения расходов приходятся на период весеннего половодья. В остальное время (зимняя и летне-осенняя межень) гидрологический режим формирует недельное регулирование стока реки. Предполагается, что неправильное сезонное регу-

лирование в течение зимних месяцев может привести к дефициту воды в период летне-осенней межени и как следствие интенсификации эвтрофирования [Селезнева и др., 2014].

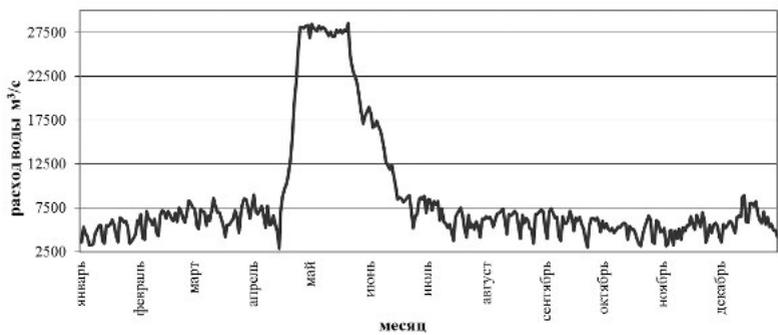


Рис. 1. Сезонное и недельное регулирование водного стока Жигулевской ГЭС в 2002 г. (гидрологические данные предоставлены филиалом «РусГидро» – Жигулевская ГЭС)

Если рассматривать механизм недельного регулирования, то существуют следующие особенности: минимальные значения расходов наблюдаются в выходные дни, максимальные – в будни. Причем амплитуда колебаний величины расходов достигает $4000 \text{ м}^3/\text{с}$ и больше (рис. 2).

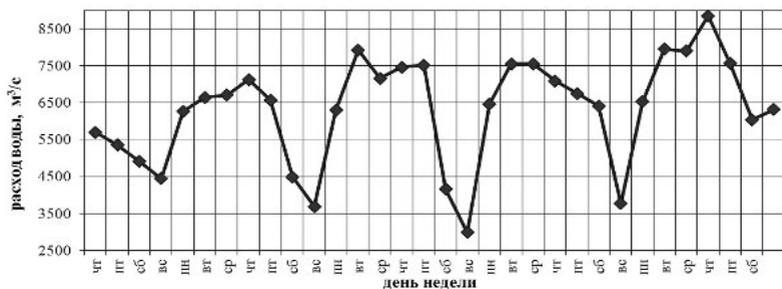


Рис. 2. Характерное колебание расходов воды на ГЭС в зависимости от дня недели (июль 1999 г.)

Как показали наблюдения К. А. Гусевой и А. Д. Приймаченко, при небольших расходах скорость течения уменьшается до $0,05 \text{ м/с}$, тогда как в будни скорость течения увеличивается до 1 м/с . Синезе-

ленные водоросли не выдерживают скоростей течения выше 0,1 м/с [Гусева и др., 1968]. Таким образом, уменьшение скорости течения менее 0,1 м/с является благоприятным условием для процессов эвтрофирования.

Согласно «Основным правилам...» [1983] внутринедельное распределение попусков в нижний бьеф Жигулевского гидроузла подчиняется требованиям энергетической системы. Размеры попусков в нижний бьеф Волгоградского гидроузла устанавливаются в соответствии с диспетчерскими отметками наполнения Куйбышевского водохранилища, приводимыми для характерных календарных дат [Основные правила..., 1983]. В документе никак не учитывается и не прогнозируется состояние водохранилища при данном режиме регулирования. Механизм суточного регулирования показан на рис. 3.

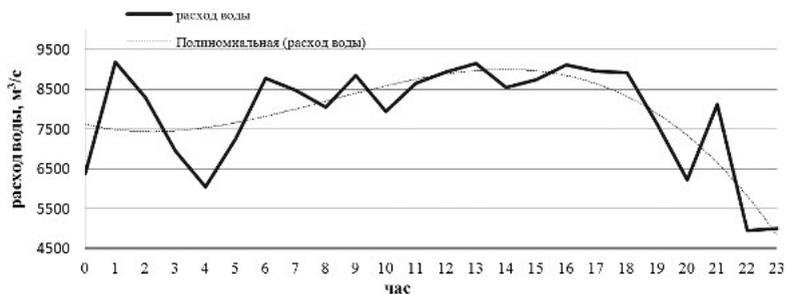


Рис. 3. Суточное регулирование расходов на ГЭС 21.07.2015 (сплошная линия – эмпирические данные, пунктирная – аппроксимация данных)

В ночные часы суток и в выходные дни нагрузка на ГЭС минимальна, а в дневные и вечерние часы она резко увеличивается, порой до максимальной проектной мощности. Вследствие этого в течение суток расход воды через агрегаты Жигулевской ГЭС может меняться от 9500 до 4000 м³/с [Гидрометеорологический режим..., 1978].

Кроме сезонной, недельной и суточной изменчивости гидрологических условий существует и межгодовая изменчивость, которая не связана с механизмом регулирования водного стока, однако оказывает определенное влияние на развитие процессов эвтрофирования на водохранилище (рис. 4).

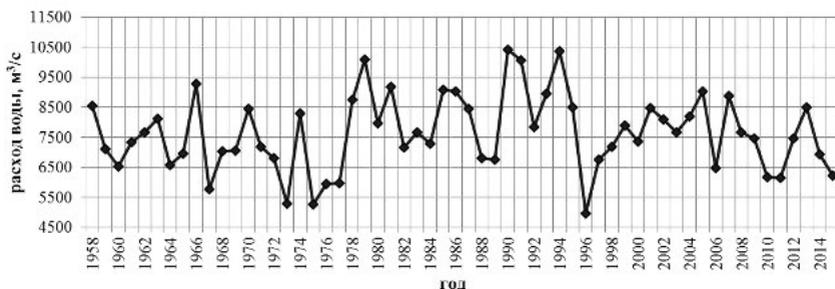


Рис. 4. Межгодовая изменчивость расходов воды

На рис. 4 показано изменение величины расходов за длительный период времени – 57 лет. Самые маловодные годы – 1967, 1973, 1975, 1996. Однако если рассматривать влияние межгодовой изменчивости расходов на процесс эвтрофирования, то оказывается, что среднегодовая величина расхода плохо характеризует наличие благоприятных условий для данного процесса. Например, если рассмотреть расходы за 2010 и 2011 гг., то они практически одинаковы (6187 и 6158 м³/с). Однако известно, что 2010 г., в отличие от 2011, был экстремально маловодным, и в августе наблюдалась интенсификация процессов эвтрофирования.

Если анализировать осредненные расходы за те месяцы, на которые приходится вегетативный период синезеленых водорослей (июль, август), то можно отметить наличие благоприятных условий для эвтрофирования (рис. 5).

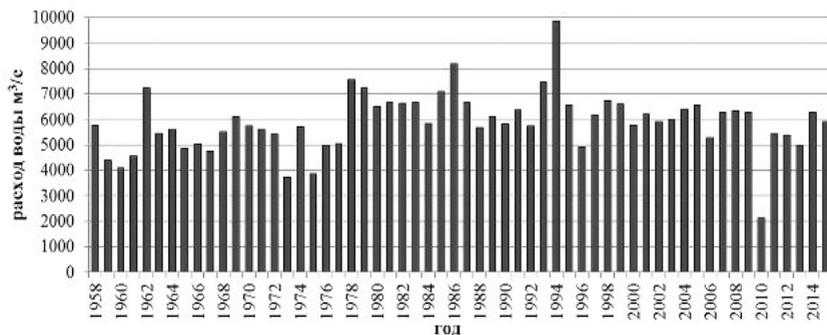


Рис. 5. Изменения величины среднемесячных расходов за август

На рис. 5 можно выделить август 1973, 1975 (3730 и 4970 м³/с) и самый маловодный август 2010 г. (2127 м³/с). В августе 2011 г. расход воды достаточно высок (5436 м³/с).

В связи с недостаточной изученностью вопроса, неоднозначностью подходов различных авторов [Даценко, 2007], появилась необходимость провести эксперимент, чтобы более подробно изучить, как процесс недельного регулирования воды в Волге влияет на эвтрофирование Куйбышевского водохранилища.

Экспериментальное исследование проб воды проводилось на Саратовском водохранилище в 2 км ниже Жигулевской ГЭС. Наблюдение в данной точке в большей степени характеризует экологическое состояние Куйбышевского водохранилища. Отбор проб осуществлялся в одно и то же время (12.00) с 17 по 27 июля 2015 г. В данном случае эксперимент проводился при примерно одинаковых метеорологических условиях. Для определения интенсивности процессов эвтрофирования определялась концентрация хлорофилла *a* (рис. 6).

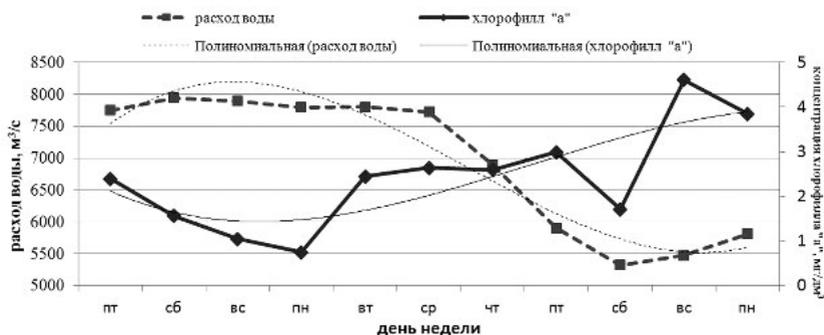


Рис. 6. Обратная связь концентрации хлорофилла (сплошная линия) и величины расходов воды (пунктирная линия) за период с 17 по 27 июля 2015 г. (эмпирические и аппроксимированные данные)

Из рис. 6 видно, что при уменьшении расхода воды концентрация хлорофилла *a* повышается. Теснота связи оценивалась величиной коэффициента корреляции, который равен $-0,62$, что характеризует обратную связь концентрации хлорофилла *a* и величины расхода воды.

Пробные результаты анализа режима регулирования ГЭС и динамики хлорофилла *a* показывают, что связь между недельным регулированием стока и «цветением» воды существует, но количественный показатель нуждается в уточнении в связи с недостаточной длиной ряда наблюдений.

Анализируя литературные и эмпирические данные, можно сделать вывод о том, что изменчивость гидрологических условий оказывает значительное влияние на антропогенное эвтрофирование на Куйбышевском водохранилище.

Литература

Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР. Куйбышевское и Саратовское водохранилища / Под ред. В. А. Знаменского и П. Ф. Чигиринского. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. С. 3–15.

Гусева К. А., Приймаченко А. Д., Кузьмин Г. В. Фитопланктон р. Волги от верховьев до Волгограда // *Волга-1: Тез. докл. Тольятти*, 1968. С. 81–83.

Даценко Ю. С. Эвтрофирование водохранилищ: гидролого-гидрохимические аспекты. М.: ГЕОС, 2007. 232 с.

Основные правила использования водных ресурсов Куйбышевского водохранилища на р. Волге. М., 1983. 22 с.

Россолимо Л. Л. Антропогенное эвтрофирование водоемов. М., 1975. *Общая экология. Биоценология. Гидробиология.* Т. 2. С. 1–110.

Селезнева А. В., Селезнев В. А., Беспалова К. В. Массовое развитие водорослей на водохранилищах р. Волги в условиях маловодья // *Поволжский экологический журнал*. 2014. № 6. С. 88–96.

ANTHROPOGENIC EUTROPHICATION AT THE KUIBYSHEV RESERVOIR UNDER THE INFLUENCE OF THE VARIABILITY OF HYDROLOGICAL CONDITIONS

E. V. Petryahina

Institute of Ecology of Volga Basin, RAS, Togliatti

The paper deals with the dependence of the process of anthropogenic eutrophication from the changes in hydrological conditions at the Kuibyshev reservoir. A carried out literature review and the review of empirical data allowed making a conclusion that the variability of hydrological conditions (mainly caused by the water regulation) affects the anthropogenic eutrophication of the reservoir in a varying degree.

ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЯ. ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

PALAEORECONSTRUCTION OF LATE WEICHSELIAN PROGLACIAL LAKES IN NORTHWESTERN RUSSIA AND NORTHERN BELARUS

A. Gorlach^{1,2}, T. Hang¹, V. Kalm¹

¹ Institute of Ecology and Earth Science, University of Tartu

² Northern Water Problems Institute KarRC of RAS

Late Weichselian proglacial lakes in southeastern flank of Scandinavian Ice Sheet (SIS) have been reconstructed by using GIS. Modelling approach considers high-resolution DEM, most detailed and latest studies of SIS extent and chronology, glacioisostatic adjustment and it's results compared with the previous paleoreconstructions. Despite the sensitivity of modelled meltwater reservoirs against various factors, characteristics of major proglacial lakes are determined and well consistent with previous investigations.

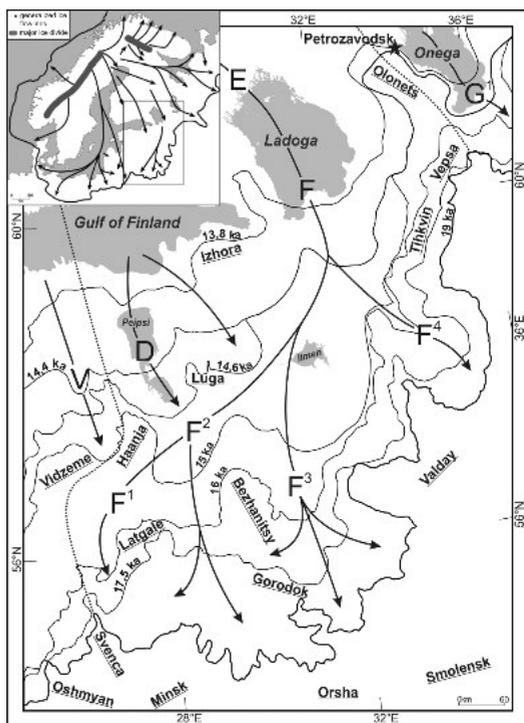
At southeastern flank of the Late Weichselian Scandinavian Ice Sheet (SIS) topographical conditions predestined the formation of vast meltwater bodies dammed by ice margin. Reconstructing ice lake histories in that area has considerable importance for understanding deglacial meltwater budget, the role of meltwater reservoirs on regional melting rate and sedimentation processes and in general the contribution of ice sheets to the sea-level rise in response to past climate warming.

Glacier pressure on underlying rocks resulted in significant glacioisostatic adjustment, which certainly displayed an important role in the development of glacial lakes during deglaciation. To simulate the glacioisostatic tilting our modelling approach used a simplified and extrapolated geophysical model from Lambeck and Purcell [2003] as this model has shown good results in areas with poor geological or geodetic data and coincides well with the local tilting estimations made in the study area [Демидов, 2006; Rosentau et al., 2007].

The study area covers northwestern Russia and northern Belarus where active ice streams of Karelian ice stream complex [Boulton et al., 2001; Kalm, 2012] and a smaller Peipsi ice stream operated during the Late Weichselian time (Fig. 1). We restricted the modelling area considering the mapped ice limits to be isochronous. Proglacial ice-lake configuration and bathymetry was modelled for 7 time slices between 19.0 and 13.8 ka BP.

Fig. 1. Ice marginal positions of the last SIS in study area [Kalm, 2012] and it's chronology [Stroeven et al., 2015]

Ice streams and their complexes according nomenclature from Boulton et al. 2001: Vörtsjärv ice stream (V); Peipsi–Pskov ice stream (D); Karelian ice stream complex (E) with Ladoga–Ilmen–Lovat' ice stream (F) and Lubana (F1), Velikaja (F2), Kunja (F3) and Msta (F4) sub-ice-streams; Onega (G1) ice stream. Boundaries of selected ice streams marked by dashed lines. Names of major uplands shown as underlined text



Characteristics of large (>1000 km²) proglacial lakes at southeastern flank of Scandinavian Ice Sheet 19–13.8 ka BP. Location of lakes see Fig. 2

	№	Name	Surface area, km ²	Volume, km ³	Mean depth, m	Threshold altitude on current topography	Range of shoreline altitude on current topography	Runoff into sea basin
A	1	Cna	1367	29	22	224	224–250	Caspian
	2	Upper-Daugava	2259	23	10	236	230–248	Caspian
	3	Orsha + Dorogobuzh	3777	52	14	197	189–202	Black
	4	Upper-Viliya	4182	79	19	183	164–206	Black
		Total	12 725	197	16			
B	5	Polotsk	18 280	450	25	183	142–198	Baltic
		Total	20 160	464	23			
C	6	Tihkvinka	1173	32	27	170	170–189	Caspian
	7	Msta	1862	38	21	159	147–214	Caspian
	8	Nevel	2299	41	18	189	152–195	Baltic
	9	Polotsk	12 660	169	13	155	122–176	Baltic
		Total	19 331	313	16			
D	10	Svir	11 220	714	64	154	151–211	Baltic
	11	Msta	1175	31	26	131	113–131	Baltic
	12	Sorot	2594	30	12	104	86–107	Baltic
		Total	16 718	799	48			
E	13	Svir	3181	174	55	120	115–139	Baltic
	14	Privalday	46 880	1825	39	104	74–125	Baltic
		Total	50 061	1999	40			
F	15	Svir	3181	174	55	120	115–139	Baltic
	16	Privalday	30 030	845	28	95	57–97	Baltic
		Total	33 211	1022	31			
G	17	Svir	3181	174	55	120	115–139	Baltic
	18	Privalday	18 700	340	18	75	37–77	Baltic
		Total	22 632	521	23			
H	19	Svir	3178	174	55	120	115–138	Baltic
	20	Novgorod	13 900	223	16	57	35–73	Baltic
	21	Peipsi	6427	143	22	78	54–92	Baltic
		Total	24 319	548	23			
I	22	South Onega	6852	191	28	79	51–86	Baltic
	23	Ramsay	19 259	370	19	69	33–100	Baltic
	24	Peipsi	3518	50	14	35	24–48	Baltic
		Total	22 777	420	19			

Note. “Total” mean sum of surface area and water volume for all the potential proglacial lakes determined during the modelling. Total mean depth calculated as ratio between total surface area and total volume.

Topography at the time being modelled was reconstructed using GIS techniques, where the interpolated surfaces indicating glacioisostatic tilting were removed from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) and from GTOPO30 data. Relative spatial resolution (~30 m for SRTM and ~900 m for GTOPO30) of the digital elevation model (DEM) proved to be reasonable for mapping critical thresholds in order to determine negative landforms, which could potentially hold a glacial lake. We did not consider the impact of erosion and deposition synchronously or subsequent to the time being modelled.

Where possible the lake ID follows Kvasov (1975) otherwise local geographical names have been used. In sum, our modelling results (Fig. 2; Table) are consistent with previous ice-lake reconstructions [Квасов, 1975; Pavlovskaya, 1999; Rosentau et al., 2004; Демидов, 2004, 2005, 2006; Карпухина, 2013] in the study area.

Modelling shows that the total ice lake volume in the study area was lowest (300 km³) during the LGM when a series of small scale ice-lakes was drained off the outermost glacial limit towards the basins of the Black and the Caspian Seas (Fig. 2, A). Computed ice lake area and volume of ca 51000 km² and ca 2000 km³, respectively, was the biggest during the high stand (110 m) of the Privalday Lake (Fig. 2, E). But it should be mentioned that given characteristics rather underestimate the real lateral dimensions and volume of ice lakes as the modeling was based on mapping critical thresholds and filling the depressions potentially being able to hold melt-water bodies and no erosion at the thresholds was considered.

Our modeling approach supports the conclusion about somewhat earlier existence of Polotsk Ice Lake maximum phase in northern Belarus and westward rerouting of glacier meltwater already around 17.5 ka BP which is some 1.5 ka earlier than hitherto supposed.

Ensuing the LGM gradual degradation of the glacier released the lowlands and promote the formation of ice-dammed lakes there. Inconsistent opening of lower located thresholds in cases led to rapid decrease of lake levels and discharge of huge volumes of meltwater. This was the reason of intense erosion of drainage channels and the subsequent reduction of the lake levels. Most prominent example of it is Privalday Ice Lake – the biggest proglacial lake which existed in the study area (Fig. 2, E).

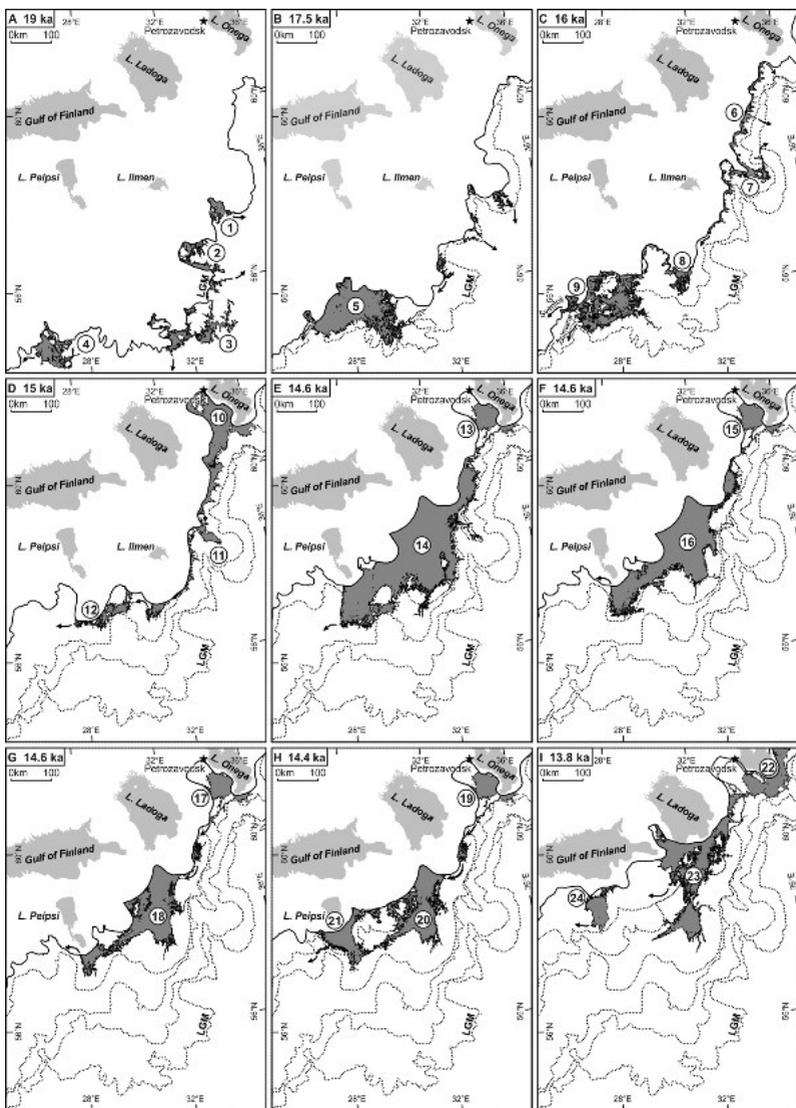


Fig. 2. Time slice reconstruction of large (>1000 km²) proglacial lakes at southeastern flank of Scandinavian Ice Sheet 19–13.8 ka BP. Numbers indicate the lake in Table; lake characteristics shown in Table; arrows indicate the drainage direction

At 14.6–14.4 ka BP Privalday Lake drained to the west towards the early Baltic Ice Lake (BIL). Released ca 1500 km³ of water roughly estimates about 20 % of early BIL water volume. Such an amount of additional water was likely to have drained through the Öresund threshold area between BIL and the sea and as that was a part of the SIS meltwater contribution to the corresponding Meltwater Pulse (MWP) 1A event.

Range of calculated ice recession rate in the study area is changing between 40 and 220 m/yr correlating well with earlier calculations [Boulton et al., 2001; Lunkka et al., 2001; Lasberg, Kalm, 2013; Stroeven et al., 2015]. The lowest ice recession rate as well as the rate of areal loss of the glacier correlate well with the Heinrich Stadial 1 (HS1) cold event at around 17.5–16 ka BP and the max recession rate largely correlates with the onset of Bölling (GI 1e) warming. But caution must be exercised while drawing further correlations with climate fluctuations because of destructive role of vast ice lakes as was demonstrated by locally highly variegating rate of ice recession.

Multiple factors differently affected GIS-based palaeoreconstructions. Thus currently used glacioisostatic tilting effect shows insignificant changes in lake parameters compared to modelling with horizontal water table. At the same time our **modeling approach demonstrates to be very sensitive** to the (local) ice margin location as small changes in its configuration could open or close the critical drainage thresholds. It is difficult to estimate the uncertainties in ice margin locations as reconstructions are based on a range of geomorphological and chronological data with highly different characteristics and potential errors. Another important factor is simplification of glacier degradation process by considering ice limits as time synchronous and by focusing on limits of active glacier and neglecting the areas of dead ice distribution. Glacier retreat chronology and especially synchronicity of behaviour between different ice tongues could have impact on order of transformation of fluvial network and related processes.

Overall, the modelling of deglacial events and palaeohydrology of SIS has been demonstrated to work on large reservoirs while the existence and dimensions of smaller meltwater bodies need further local and regional studies.

Financial support for this investigation was received from ESF DoRa Programme, Estonian Science Foundation Grant 9107 and Russian Science Foundation Grant 14-07-00766.

References

- Демидов И. Н.* Донные отложения и колебания уровня Онежского озера в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 207–218.
- Демидов И. Н.* Деградация поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 134–142.
- Демидов И. Н.* О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменениях его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 171–182.
- Карпущина Н. В.* Особенности деградации осташковского ледникового покрова в пределах Чудско-Псковской низменности // Геоморфология. 2013. Вып. 4. С. 38–47.
- Квасов Д. Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.
- Boulton G. S., Dongelmans P., Punkari M., Broadgate M.* Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian // Quaternary Science Reviews. 2001. V. 20. P. 591–625.
- Kalm V.* Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 44. P. 51–59.
- Lambeck K., Purcell A.* Glacial Rebound and Crustal Stress in Finland / Olkiluoto POSIVA OY 2003-10. P. 1–84.
- Lasberg K., Kalm V.* Chronology of Late Weichselian glaciation in the western part of the East European Plain // Boreas. 2013. V. 42. P. 995–1007.
- Lunkka J. P., Saarnisto M., Gey V., Demidov I.* Extent and age of the Last Glacial Maximum in the southeastern sector of Scandinavian Ice Sheet // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P. 407–425.
- Pavlovskaya I. E.* Glacioisostasy in northern Belarus: evidence and events // Geological Quarterly. 1999. V. 43 (2). P. 169–175.
- Rosentau A., Hang T., Miidel A.* Simulation of the shorelines of glacial Lake Peipsi in Eastern Estonia during the Late Weichselian // Geological Quarterly. 2004. V. 4. P. 13–21.
- Rosentau A., Hang T., Kalm V.* Water-level changes and palaeogeography of proglacial lakes in eastern Estonia: synthesis of data from the Saadjärve Drumlin Field area // Estonian Journal of Earth Sciences. 2007. V. 56. P. 85–100.
- Stroeven A. P., Hätttestrand C., Kleman J. et al.* Deglaciation of Fennoscandia // Quaternary Science Reviews, 2015. doi: 10.1016/j.quascirev.2015.09.016.

ХОЛОДНЫЕ ЭПИЗОДЫ РАННЕГО ГОЛОЦЕНА В СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЕ: АНАЛИЗ ЭМПИРИЧЕСКИХ ДАННЫХ И ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИН

И. И. Борзенкова¹, О. К. Борисова²,
Е. Л. Жильцова¹, Т. В. Сапелко³

¹ Государственный гидрологический институт

² Институт географии РАН

³ Институт озероведения РАН

Процесс дегляциации характеризовался нестабильностью глобального и регионального климата, когда на фоне положительного тренда температуры быстрые и относительно кратковременные похолодания чередовались с потеплениями. Между 14 000 и 8000 лет назад отмечается до 14 холодных эпизодов различной продолжительности и амплитуды. Холодные эпизоды в раннем голоцене датируются временем около 10,2, 9,2 и 8,2 тыс. калибр. лет назад; последние два наиболее обеспечены эмпирическими данными. Генезис этих похолоданий связан с инъекциями пресной воды в Северную Атлантику в результате таяния Лаврентийского ледникового щита. Подобные процессы возможны и в современную эпоху из-за быстрого сокращения площади морских льдов в Арктике и увеличения осадков в ответ на современное потепление.

Анализ косвенных палеоклиматических данных свидетельствует о том, что увеличение в приходе летней солнечной радиации в раннем голоцене наиболее отчетливо проявилось в быстром потеплении климата в высоких широтах. Это было связано как с увеличением дневных сумм солнечной радиации за счет астрономических факторов, так и с увеличением продолжительности солнечного сияния в высоких широтах из-за полярного дня.

В результате этих процессов количество солнечной радиации, получаемое высокими широтами в начале голоцена, было на 7–10 % больше по сравнению с суммами радиации в настоящее время. Повышение температуры воздуха привело к усилению процесса распада обширных ледниковых покровов, прежде всего, Лаврентийского

считается, в результате чего в Северную Атлантику поступало огромное количество талой воды. Более легкая пресная вода оказывает влияние как на процессы перемешивания в поверхностном слое океана, так и на процессы формирования промежуточных и глубинных вод. В ответ на эти изменения, на фоне общего положительного тренда глобальной и региональных температур, отмечались похолодания, каждое из которых было связано с поступлением определенного объема пресной воды в Атлантику. Некоторые исследователи выделяют до 14 холодных эпизодов в промежутке между 14 и 8 тыс. лет назад [Fleitmann et al., 2008]. По мнению многих исследователей, механизм этих кратковременных похолоданий связан с нарушением термохалинной циркуляции в Северной Атлантике из-за поступления пресной воды в результате таяния континентальных ледяных щитов в Северной Америке и Европе.

В последнее время модельеры обратили внимание на изучение этого механизма и на основе эмпирических палеоклиматических данных предприняли ряд попыток моделирования подобных процессов. Цель этих исследований – оценить возможность повторения подобных сценариев в будущем из-за быстрого таяния морских льдов в Арктике и усиления гидрологического цикла в высоких широтах в результате современной теплой аномалии глобального климата [Stouffer et al., 2006; Carlson et al., 2009; Анисимов и др., 2015; Борзенкова, 2016].

Анализ эмпирических данных. Развитие изотопных методов применительно к ледяным кернам, сталагмитам, карбонатам озерных отложений и других независимых методов применительно к морским осадкам и составу растительности, отраженному в пыльцевых спектрах, позволило получить независимые палеоклиматические записи с временным разрешением в первые десятки лет. Относительно точно холодные и теплые эпизоды раннего голоцена датированы в Гренландских кернах, взятых из разных районов Гренландского ледяного щита [Kobashi et al., 2007; Rasmussen et al., 2014]. Это позволило восстановить временную картину климатических событий раннего голоцена, используя детальную хронологию Гренландских кернов GRIP, GISP2, NGRIP, основанную в том числе

и на подсчете годовых слоев льда. Холодные эпизоды, датируемые в календарных годах около 8200 и 9300 (9200) лет назад, детально исследованы в работах [Alley, Ágústsdóttir, 2001; Veski et al., 2004; Röhlíng, Palike, 2005; Kobashi et al., 2007; Seppä et al., 2007; Fleitmann et al., 2008; Morrill et al., 2013; Rasmussen et al., 2014; Borzenkova et al., 2015].

В этих же работах выделен еще один холодный эпизод, с датировкой около 11 400 календарных лет назад, который можно сопоставить с известной уже ранее из анализа озерных и континентальных отложений холодной пребореальной осцилляцией [Hoek, 2010]. Продолжительность этой холодной осцилляции составляет около 100–150 лет, что близко к продолжительности двух последующих холодных эпизодов, около 9300 (9200) и 8200 лет назад. Конец пребореального похолодания датируется временем около 11 320 календарных лет назад, когда температура воздуха в высоких широтах в течение нескольких десятилетий увеличилась на $4 \pm 1,5$ °C [Grachev, Severinghaus, 2005].

Последующее похолодание раннего голоцена по данным Гренландских кернов DYE 3, GRIP и NGRIP датируется временем $9,2 \pm 0,06$ тысяч лет назад (по отношению к 1950 AD) в современной временной шкале GICC05 [Vinther et al., 2006]. Это похолодание, выявленное по морским кернам из Северной Атлантики, по изотопным данным из пещерных спелеотем и карбонатов озерных отложений и по спорово-пыльцевым диаграммам из разных районов северной Европы, свидетельствует о том, что на территории, прилегающей к Северной Атлантике, снижение средних годовых температур воздуха составляло не менее 1–2 °C, а на севере Канады достигало 3 °C [Axford et al., 2006].

Наиболее полно независимой палеоклиматической информацией, включая и количественные оценки, обеспечен последний холодный эпизод раннего голоцена [von Grafenstein et al., 1998; Alley, Ágústsdóttir, 2001; Veski et al., 2004; Zillén, Snowball, 2009; Snowball et al., 2010; Morrill et al., 2013; Borzenkova et al., 2015]. По данным Гренландского керна NGRIP начало последнего похолодания раннего голоцена датируется $8300 \pm 10/-40$ лет назад,

конец – 8140±50/–10 лет назад с максимальной ошибкой в 45 лет. Данные, полученные в рамках бурения Гренландского щита (GISP2) с временным разрешением около 10 лет, позволили впервые установить сложную структуру этого похолодания. Продолжительность всего холодного события составляет около $160,5 \pm 5,5$ года, самой холодной его части – 69 ± 2 года. Она разделяет два относительно умеренных по температуре события, датированные по изотопным данным около 8,22 и 8,16 тыс. лет назад [Kobashi et al., 2007]. На севере Швеции и Финляндии снижение летних температур воздуха во время этого похолодания составляло не менее 1–2 °C [Röhling, Palike, 2005; Seppä et al., 2007, 2008; Heikkilä, Seppä, 2010; Snowball et al., 2010; Borzenkova et al., 2015].

Величина снижения температуры уменьшается по мере продвижения вглубь материка на восток, и на северо-западе России отмечаются только следы небольшого понижения температуры, в основном по данным спорово-пыльцевого анализа.

Таким образом, можно отметить, что все три похолодания раннего голоцена были наиболее отчетливо выражены в Северной Атлантике и прилегающих к ней районах Северной Европы. Однако, несомненно, эти похолодания имели отклик и в других районах, находящихся сравнительно далеко от Северной Атлантики. Отмечено, что во время всех трех похолоданий имело место ослабление муссонной циркуляции в тропических и субтропических широтах, что привело к значительному снижению осадков в этих районах [Axford et al., 2006; Fleitmann et al., 2008; Morrill et al., 2013].

Возможные механизмы похолоданий раннего голоцена. По мнению большинства исследователей, похолодания раннего голоцена были обусловлены изменениями циркуляции поверхностных и глубинных вод Северной Атлантики в ответ на поступление пресной воды в океан в процессе распада и таяния континентальных ледниковых щитов. В середине 80-х гг. прошлого столетия Броекер и соавторы [Broecker et al., 1985], а позднее Кларк с коллегами [Clark et al., 2001] предположили, что опреснение верхнего слоя океана не только нарушает циркуляцию в поверхностном слое, но и оказывает влияние на процесс формирования глубинных вод и тем

самым влияет на интенсивность и положение самого атлантического «конвейера».

В результате распада Лаврентийского щита в Северную Атлантику могло поступать около $2 \cdot 10^{14}$ м³ пресной воды за периоды менее 100 лет, что, несомненно, должно было оказать влияние и на процесс формирования морских льдов, существенно изменяя сроки их образования в осенний период и таяния в весенний [Marotzke, 2000; Clarke et al., 2004]. **Более длительный период с морским льдом, имеющим более высокое альbedo поверхности, в силу обратной связи (feedback) вызывает дополнительное похолодание и усиливает уже существующее** [Ganopolski, Rahmstorf, 2001].

Около $8,47 \pm 0,3$ тыс. лет назад в результате спуска гляциальных озер Агассиз и Оджибвэй в Северную Атлантику поступило около 163 000 км³ пресной воды [Fleitmann et al., 2008], **что явилось причиной начала похолодания в районах, непосредственно прилегающих к Северной Атлантике.**

Можно полагать, что опреснение верхнего слоя воды в Северной Атлантике формирует процессы, приводящие к ослаблению или даже выключению «конвейера», и, наоборот, восстановление нормальной солености в верхнем слое океана приводит к возобновлению термохалинной циркуляции и включению атлантического «конвейера» [Alley, Áqústsdóttir, 2001].

Все холодные эпизоды позднеледниковья и раннего голоцена имеют близкую по времени продолжительность, около 100–200 лет, хотя пространственная структура и амплитуда этих холодных эпизодов отличается в каждом отдельном случае, что, по-видимому, определялось количеством пресной воды, поступающей в океан. Активизация глобального гидрологического цикла, обусловленная увеличением осадков в высоких широтах в ответ на глобальное потепление климата, могла оказать некоторое влияние на термический режим раннего голоцена. Такие изменения в гидрологическом цикле могли вызвать определенные нарушения термохалинной циркуляции в океане, но были неспособны привести к заметным похолоданиям из-за сравнительно небольших объемов пресной воды, поступающих в океан [Clark et al., 2001, 2004].

Литература

Анисимов О. А., Журков А. Ф., Шерстюков А. Б. Современные изменения криосферы и природной среды в Арктике // Арктика. XXI век. Естественные науки. Северо-Восточный федеральный округ. 2015. Т. 2 (3)'. С. 24–47.

Борзенкова И. И. История оледенения арктического бассейна: взгляд из прошлого для оценки возможных изменений в будущем // Лёд и Снег. 2016. № 2.

Alley R. B., Ágústsdóttir A. M. **The 8 ka event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change** // Quatern. Sci. Rev. 2001. V. 2. P. 1123–1149.

Axford Y., Briher J. P., Miller G. H., Francis D. R. Just the 8.2 event: Dynamic early Holocene climate in arctic Canada // EOS Trans. AGU. 2006. V. 87, N 32, Fall Meet. Suppl. Abc. PP41C-03.

Borzenkova I., Zorita E., Borisova O. et al. Climate change during the Holocene (Past 12,000 years) // Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin. The BACC II Author Team. Springer Verlag, 2015. P. 25–50.

Broecker W. S., Peteet D. M., Rind D. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? // Nature. 1985. V. 315. P. 21–26.

Carlson A. E., Anslow F. S., Obbink E. A. et al. Surface-melt driven Laurentide Ice Sheet retreat during the early Holocene // Geophys. Res. Lett. 2009. V. 36, L24502, doi: 10.1029 2009GL040948.

Clark P. U., Marshall S. J., Clarke G. K. C. et al. Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciation // Science. 2001. V. 293. P. 283–287.

Clarke G. K. C., Leverington D. W., Teller J. T., Dyke A. S. Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event // Quatern. Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 389–407.

Fleitmann D., Mudelsee M., Burns S. J. et al. Evidence for widespread climatic anomaly at around 9.2 ka before present // Paleoceanography. 2008. V. 23, PA110.

Ganopolski A., Rahmstorf S. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model // Nature. 2001. V. 409. P. 153–158.

Grachev A. M., Severinghaus J. P. A revised $+10 \pm 4$ °C magnitude of the abrupt change in Greenland temperature at the Younger Dryas termination using published GISP2 gas isotope data and air thermal diffusion constants // Quatern. Sci. Rev. 2005. V. 24. P. 513–519.

Heikkilä M., Seppä H. Holocene climate dynamics in Latvia, eastern Baltic region: a pollen based summer temperature reconstruction and regional comparison // Boreas. 2010. V. 39. P. 705–719.

Hoek W. Z. Vegetation response to the ~14.7 and ~11.5 ka cal. BP climate transitions: is vegetation lagging climate? // Global and Planetary Change. 2001. V. 30. P. 103–115.

Kobashi T., Severinghaus J. P., Brook E. J. et al. Precise timing and characterization of abrupt climate change 8200 years ago from air trapped in polar ice // *Quatern. Sci. Rev.* 2007. V. 26. P. 1212–1222.

Morrill C., Anderson D. M., Bauer B. A. et al. Proxy benchmarks for inter-comparison of 8.2 ka simulations // *Clim. Past.* 2013. V. 9. P. 423–432.

Marotzke J. Abrupt climate change and thermohaline circulation: mechanisms and predictability // *Proc. Nat. Acad. Sci.* 2000. V. 97. P. 347–1350.

Rasmussen S. O., Bigler M., Blockley S. P. et al. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // *Quatern. Sci. Rev.* 2014. V. 106. P. 14–28.

Röhling E. J., Palike H. Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8200 year ago // *Nature.* 2005. V. 434. P. 975–979.

Seppä H., Birks H. J. B., Giesecke T. et al. Spatial structure of the 8200 cal yr BP event in northern Europe // *Clim. Past.* 2007. V. 3. P. 225–236.

Seppä H., MacDonald G. M., Birks H. J. B. et al. Late-Quaternary summer temperature changes in the northern-European tree-line region // *Quatern. Res.* 2008. V. 69. P. 404–412.

Snowball I., Muscheler R., Zillén L. et al. Radiocarbon wiggle matching of Swedish lake varves reveals asynchronous climate changes around the 8.2 kyr cold event // *Boreas.* 2010. V. 39. P. 720–733. 10.1111/j.1502-3885.2010.00167.x.

Stouffer R. J., Yin J., Gregory J. M. et al. Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes // *J. of Clim.* 2006. V. 19. P. 1365–1387.

Veski S., Seppä H., Ojala A. E. K. Cold event at 8200 yr B.P. recorded in annually laminated lake sediments in eastern Europe // *Geology.* 2004. V. 32. P. 681–684.

Vinther B. M., Clausen H. B., Johnsen S. J. et al. A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. D06102, doi: 10.1029/2005JD006079.

Von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Muller J. et al. The cold event 8200 year ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland // *Clim. Dynam.* 1998. V. 14. P. 73–81.

Yu S.-Y., Colman S. M., Lowell T. V. et al. Fresh water outburst from lake Superior as a trigger for the cold event 9300 years ago // *Science.* 2010. V. 328. P. 1262–1265.

Zillén L., Snowball I. Complexity of the 8 ka climate event in Sweden recorded by varved lake sediments // *Boreas.* 2009. V. 8. P. 493–503.

COOL EPISODES OF THE EARLY HOLOCENE IN THE NORTHERN EUROPE: EMPIRICAL DATA AND POSSIBLE CAUSES

I. I. Borzenkova¹, O. K. Borisova², E. L. Zhiltsova¹, T. V. Sapelko³

¹ *State Hydrological Institute*

² *Institute of Geography RAS*

³ *Institute of Limnology RAS*

The deglaciation process was characterized by the instability of the global and regional climate, when rapid and relatively short-term temperature drops alternated with warming episodes occurred against the background of the positive trend of temperature. About 14 cold episodes were revealed between 14,000 and 8,000 calibrated years ago. Cold episodes of the Early Holocene occurred about 10.2, 9.2 and 8.2 thousand years ago, and the latter two are better documented by proxy data. The genesis of these cool episodes is connected with the fluxes of melt water into the North Atlantic caused by the Laurentide ice sheet melting. At present, the similar processes are possible due to a rapid shrinking of the Arctic sea ice cover and an increase of the precipitation in response to the recent global warming.

КАРТИРОВАНИЕ ТРАНСГРЕССИВНЫХ СТАДИЙ ГОЛОЦЕНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА

А. В. Терехов^{1,2}, Т. В. Сапелко¹

¹ *Институт озерадения РАН, Санкт-Петербург*

² *Санкт-Петербургский государственный университет*

Предпринята попытка картирования трансгрессивных стадий Ладожского озера в голоцене по данным комплексного анализа малых озер. На данном этапе работ получены карты для двух крупных островов – Валаам и Путсаари, а также территорий на северо-западном побережье Ладожского озера. В результате анализа новых данных построена серия палеогеографических карт, показывающих ход Ладожской трансгрессии. Карты изменений уровня Ладожского озера с учетом гляциоизостатического поднятия рассматриваемой территории построены в результате моделирования в ГИС-среде.

Наиболее корректные реконструкции истории Ладоги обычно проводят по донным отложениям малых озер, которые на разных этапах своего развития являлись частью Ладожского озера. Этапы развития современного Ладожского озера непосредственно связаны с историей таких водоемов, как Балтийское Ледниковое озеро, Анцилово озеро и непосредственно Ладожское озеро. Относительный уровень всех этих озер был выше нынешнего уровня Ладоги. Ладожское озеро в его сегодняшних границах являлось восточным заливом Балтийского Ледникового и Анцилового озер. Реконструкциями изменения уровня Ладожского озера в поздне-последледниковье занимались G. de Geer, J. Ailio, E. Нуурра, К. К. Марков, Д. Д. Квасов, Д. Б. Малаховский, М. Ekman, Г. Лак, Н. Н. Давыдова, М. Saarnisto, Д. А. Субетто и др. Новые данные по комплексному анализу донных отложений озер, являющихся в разные этапы своего развития частью Ладожского озера, полученные в последние годы, позволили построить карты реконструкции трансгрессивных этапов развития Ладоги в голоцене.

Целью данного исследования является составление серии карт, отображающих изменение уровня Ладожского озера на разных этапах его развития в голоцене. В позднем плейстоцене – голоцене в последние 12 тысяч лет акватория современной Ладоги и территория его водосбора претерпели сложные изменения. Причины изменений заключаются в общих преобразованиях палеогеографической обстановки Северо-Запада европейской части России, начавшихся с отступления покровного оледенения и образования крупного приледникового водоема из талых вод и далее продолжившихся с гляциоизостатическим поднятием территории, проявляющим себя, в частности, в изменении направления стока речных систем. Таким образом, развитие озера обусловлено климатическими (общим голоценовым трендом на потепление) и геодинамическими (гляциоизостатическим поднятием) причинами [Кудерский и др., 2013].

Для северо-западной части Ладожского озера построена серия палеогеографических карт, показывающих ход Ладожской трансгрессии 6000–2500 кал. лет назад. Карты изменения уровня Ладоги с учетом гляциоизостатического поднятия рассматриваемой территории построены в результате моделирования в ГИС-среде.

Для построения карт северо-западной части Ладожского озера основными источниками данных о рельефе территории послужили топографические карты Генерального штаба и ГосГисЦентра различных масштабов. Использование топографических карт сопряжено с рядом сложностей: с довольно большой высотой сечения рельефа (для самого крупного из не являющихся секретными масштаба 20 м), а также с «потерей» некоторых немаловажных для исследования деталей рельефа, например, небольших седловин, во время векторной трассировки горизонталей с последующим извлечением из них цифровой модели. Поэтому для работы была привлечена также цифровая модель рельефа **ASTER Global DEM**, свободно распространяемая **NASA** и имеющая в оригинале пространственное разрешение в одну угловую секунду. Установлено, что в пределах рассматриваемого района высотная точность цифровой модели составляет первые метры, что пригодно для моделирования в мелком и среднем масштабах.

В ходе подготовительных работ отдельные фрагменты цифровой модели размером 1° на 1° соединены в мозаику, перепроецированы из географических градусных координат на плоскость и подвергнуты фильтрации по специальным методикам [Geomorphometry..., 2007], с целью уменьшения случайных шумов и исключения систематических артефактов. Далее по привязанным топографическим картам были оцифрованы горизонтали не выше 40 м (заведомо выше наибольшей величины трансгрессии). Рельеф дна Ладожского озера оцифрован по изобатам навигационных карт. После комбинации всех имеющихся высотных данных получена уточненная цифровая модель рельефа с разрешением 100 м на пиксель. На территорию северо-западной части Ладожского озера, для которой имеется значительное количество палеолимнологических данных с радиоуглеродными датировками, например, на остров Путсаари и Валаамский архипелаг, были изготовлены модели рельефа с разрешением 10 м на пиксель, пригодные для крупномасштабного моделирования.

При моделировании пространственной величины Ладожской трансгрессии необходимо учитывать гляциоизостатическое поднятие территории в рассматриваемый период. Источниками данных

о поднятии территории выбраны схемы [Ekman, Mäkinen, 1996], в форме изолиний показывающие современные скорости поднятия на территории Фенноскандии (рис. 1). По схеме получены поля современной скорости гляциоизостатического поднятия с разрешением 100 м на пиксель, а для двух фрагментов – для района о. Путсаари и Валаамского архипелага – с разрешением 10 м на пиксель. По указанным схемам скорости поднятия составляют около 1 мм/год и 1,5 мм/год для Валаама и Путсаари соответственно.

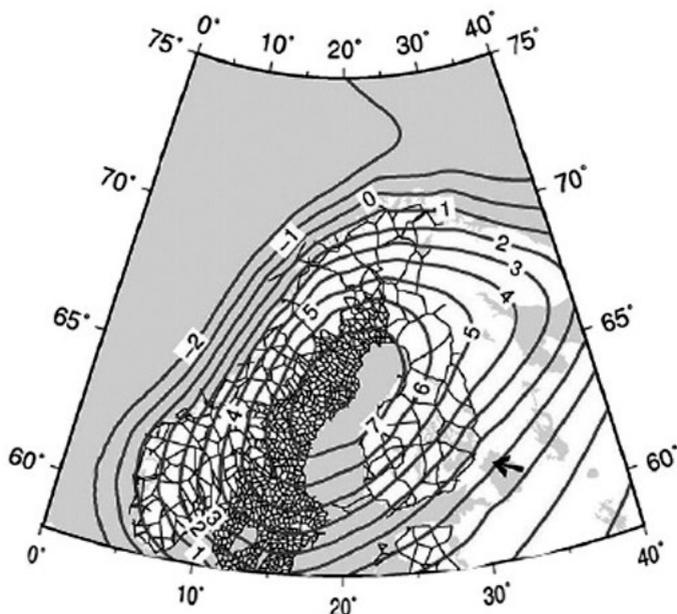


Рис. 1. Схема современных скоростей гляциоизостатического поднятия (по: Ekman, Mäkinen, 1996). Стрелкой обозначены острова Валаам и Путсаари

По имеющимся материалам [Alenius et al., 2004; Dolukhanov et al., 2009; Saarnisto, 2012; Сапелко и др., 2014] выбраны и сведены воедино данные, касающиеся окончательной изоляции озер на островах Путсаари и Валаам, а также на северо-западном берегу Ладожского озера. При этом для моментов времени, соответствующих наиболее вероятным датам окончательной изоляции озер

от Ладожского озера (рис. 2), с использованием полученных ранее полей современных скоростей гляциоизостатического поднятия и цифровых моделей рельефа, были рассчитаны модели рельефа в прошлом. При проведенных расчетах скорость поднятия принята за неизменную во времени, что за рассматриваемый период ведет к ошибке, оцениваемой не более чем 1,5 м.

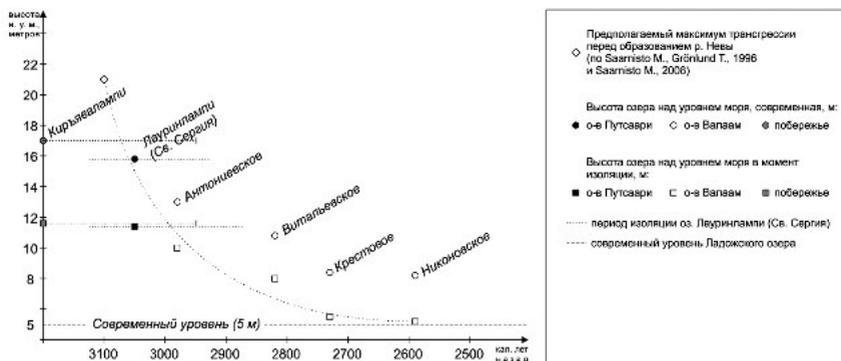


Рис. 2. График обособления малых озер островов Валаам, Путсаари и северо-западного побережья Ладожского озера от Ладоги

Полученные модели рельефа, соответствующие моментам обособления озер, использованы для моделирования величины трансгрессии: котловина Ладожского озера «заполнялась» до высоты, необходимой для присоединения и для изоляции рассматриваемого озера. Таким образом, были построены карты для временных срезов 3100, 3020, 2730, 2820 кал. лет назад на территории островов Путсаари и Валаам (рис. 3).

Для визуального сравнения величины территории, охваченной Ладожской трансгрессией в разные промежутки времени, получены векторные слои, представляющие контур современной береговой линии Ладожского озера и других водных объектов на рассматриваемой территории. Контур береговой линии был получен по спутниковым снимкам системы Landsat-8 за 24 августа 2015 г. По многозональным снимкам с разрешением 30 м на пиксель рассчитан нормализованный разностный водный индекс (Normalized Difference

Water Index, NDWI) по методике, предложенной в [Rogers, Kearney, 2004], после чего полученное индексированное изображение классифицировано на два класса – «вода» и «не вода». Контуры объектов, попавших в класс «вода», были автоматически трансформированы в полигональный векторный слой.

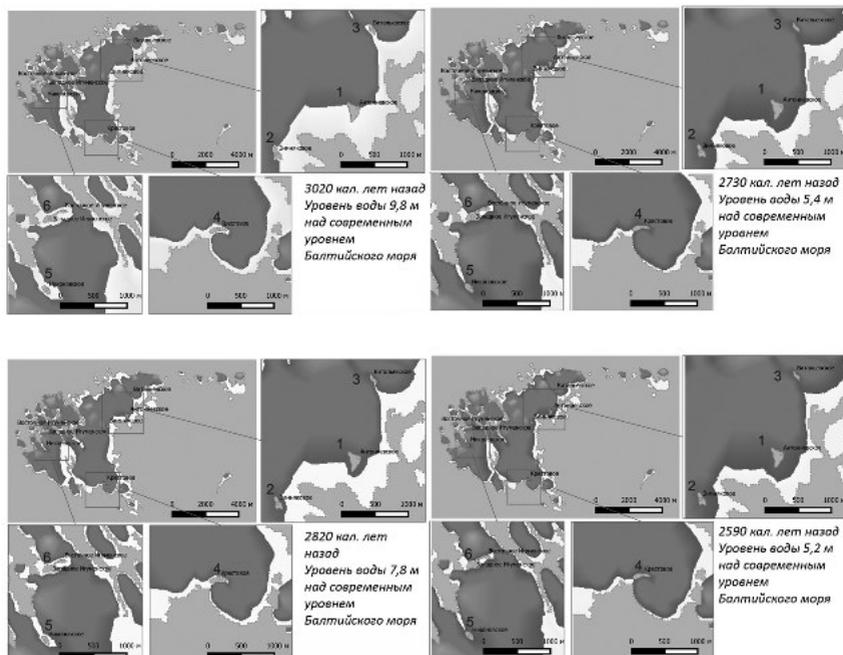


Рис. 3. Пример карт для острова Валаам:

1 – оз. Антониевское, 2 – оз. Зимняковое, 3 – оз. Витальевское, 4 – оз. Крестовое, 5 – оз. Никоновское, 6 – Восточное и Западное Игуменские озера

На рис. 3 последовательно изображен ход ладожской трансгрессии на о. Валаам за последние три тысячи лет. По палеолимнологическим данным, 3020 лет назад происходит обособление озера Антониевского (1), уровень воды Ладожского озера по расчетам (с учетом гляциоизостатического поднятия) составляет 9,8 м (относительно современного уровня Балтийского моря). При этом приблизительно в это же время происходит обособление оз. Зимняковое (2).

2820 лет назад происходит отделение оз. Витальевского (3), уровень воды при этом составляет 7,8 м. 2730 лет назад обособляется оз. Крестовое (4), уровень воды по расчетам 5,4 м. 2590 лет назад уровень воды Ладожского озера опускается до отметки в 5,2 м, практически до современных значений, и происходит изоляция оз. Никоновского (5). В это время озера Восточное и Западное Игуменские (6) по-прежнему остаются частью Ладожского озера.

В результате анализа новых данных построена серия палеогеографических карт, показывающих ход Ладожской трансгрессии в голоцене. Карты построены в результате моделирования в ГИС-среде изменений уровня Ладожского озера с учетом гляциоизостатического поднятия рассматриваемой территории. При выполнении работ было задействовано следующее программное обеспечение: свободная географическая информационная система с открытым исходным кодом QGIS версии 2.10; открытая ГИС SAGA версии 2,2 и инструментарий ГИС GRASS версии 7.0. Высотная точность модели составляет первые метры. В настоящее время работа по составлению карт продолжается с привлечением большого количества исходных палеогеографических материалов для расширения пространственных и временных границ картирования. Увеличение количества точек с датировками позволяет применить метод кригинга для построения поверхностей уровня воды на разные моменты времени [Rosentau et al., 2013].

Литература

Кудерский Л. А., Сапелко Т. В., Субетто Д. А. Позднеплейстоценовая и голоценовая история озера // Ладога / Под ред. В. А. Румянцева, С. А. Кондратьева. СПб.: Нестор-История, 2013. С. 14–22.

Сапелко Т. В., Кузнецов Д. Д., Корнеевкова Н. Ю. и др. Палеолимнология внутренних озер острова Путсаари (Ладожское озеро) // Известия РГО. 2014. Т. 146, вып. 3. С. 29–40.

Alenius T., Grönlund E., Simola H., Saksa A. Land-use history of Riekkalansaari Island in the northern archipelago of Lake Ladoga, Karelian Republic, Russia // *Vegetation History and Archaeobotany*. 2004. V. 13. P. 23–31.

Dolukhanov P. M., Subetto D. A., Arslanov Kh. A. et al. The Baltic Sea and Ladoga Lake transgressions and early human migrations in North-western Russia // *Quaternary International*. 2009. V. 203. P. 33–51.

Ekman M., Mäkinen J. Recent postglacial rebound, gravity change and mantle flow in Fennoscandia // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 126. P. 229–234.

Geomorphometry: concepts software applications / Hengl, T. and Reuter, H. I. Luxembourg, Office for Official Publications of the European Communities, 2007.

Rogers A. S., Kearney M. S. Reducing signature variability in unmixing coastal marsh Thematic Mapper scenes using spectral indices // *International Journal of Remote Sensing.* 2004. N 25 (12). P. 2317–2335.

Rosentau A., Muru M., Kriiska A. et al. Stone Age settlement and Holocene shore displacement in the Narva-Luga Klint Bay area, eastern Gulf of Finland // *Boreas.* 2013. P. 2–20.

Saarnisto M. Late Holocene land uplift /neotectonics on the island of Valamo (Valaam), Lake Ladoga, NW Russia // *Quaternary International.* 2012. V. 260. P. 143–152.

MAPPING OF TRANSGRESSIVE STAGES OF LAKE LADOGA DURING HOLOCENE

A. V. Terekhov^{1,2}, T. V. Sapelko¹

¹ *Institute of Limnology, RAS, Saint Petersburg*

² *Petersburg State University*

A series of maps showing the extent of Ladoga transgression during Holocene and based on lake sediments multivariate analysis and a GIS-modelling was created. Presently, these maps depict the territory of two large islands, which are Valaam (Valamo) and Putsaari, and the region of north-western Ladoga coast. The maps were constructed through GIS-based modelling using digital elevation models and considering the post-glacial rebound.

РАЗРАБОТКА ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ БАЗЫ ДАННЫХ PALEOONEGO

В. А. Гурбич, Д. А. Субетто, М. С. Потахин

Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН

Представленная база данных необходима для реконструкции уровня воды Онежского озера в послеледниковое время и разработки различных ГИС-моделей.

В пределах России на территории Республики Карелия, Ленинградской и Вологодской областей расположено второе по величине пресноводное озеро Европы – Онежское. Площадь зеркала озера составляет 9720 км², из которых 250 км² приходится на 1500 островов. Протяженность озера с севера на юг – 248 км, с запада на восток – 96 км. Бассейн озера расположен на двух контрастирующих частях земной коры – Балтийском щите и Русской плите. Бассейн сложен труднорастворимыми архейско-протерозойскими породами, и поэтому минерализация вод притоков и самого озера очень низкая – 37 мг/л, что в 1,5 ниже, чем в воде Ладожского озера. Объем водной массы озера достигает 295 км³, средняя глубина – 30 м, максимальная – 120 м. В озеро впадают 52 реки длиной более 10 км, из которых только 8 рек имеют длину более 100 км. Сток из озера осуществляется по реке Свири, несущей свои воды в Ладожское озеро. Площадь водосборного бассейна Онежского озера составляет 53 100 км² (без площади озера) [Онежское озеро, 2010].

Донные отложения Онежского озера представлены озерно-ледниковыми ленточными глинами позднеледниковья, перекрытыми озерными алевритами и илами голоцена. Ленточные глины мощностью до 8 м формировались в приледниковом водоеме и обычно залегают на морене последнего поздневалдайского оледенения на большей части дна озерной котловины, а также в пределах прилегающих низменностей до абсолютных высот 80–90 м. Глины обычно серого или коричневого цвета, встречаются розовые и почти черные. Мощность годичных слойков – варв, отражающая скорость осадконакопления, изменяется от первых сантиметров в основании толщи до первых миллиметров в ее кровле. На основании палеонтологических и геохронологических исследований в ленточных глинах выделяются слои, относимые к беллингу, среднему дриасу, аллерёду и молодому дриасу, формировавшиеся в интервале 14 200–12 900 календарных лет назад. В начале молодого дриаса, после отступления края ледника из водосборного бассейна Онежского озера, в водоеме началось отложение гомогенных алевритов, а во время атлантического периода – климатического оптимума голоцена около 9–6 тысяч лет назад – началось осаднение илов. На протяжении поздне-

ледниковья и голоцена уровень Онежского озера неоднократно изменялся при общей тенденции к снижению. Наиболее крупные падения уровня озера вызывали окисление донных отложений, формирование коричневатых прослоев глин и алевроитов, а также врезание рек и, как следствие, привнос песчаных частиц в водоем и формирование слоев песчаных отложений [Демидов, 2004; Лаврова, 2005]. Исследование десятков озер в районах, примыкающих к Онежскому озеру, свидетельствует о начале их формирования в голоцене, после таяния мощных массивов погребенного льда. Данные были получены из кернов донных осадков небольших озер, располагающихся в аналогичных геолого-геоморфологических условиях. Реконструкция изменений природной среды позднеледниковья и раннего голоцена является актуальным вопросом изучения четвертичного периода и требует множества данных из разнообразных источников.

Для изучения донных отложений, систематизации данных и создания картографических материалов была создана база палеогеографических данных «PaleoOnego». Особое внимание уделено материалам, имеющим детальное описание разреза. Основными источниками такой информации являются четвертичные отложения: донные осадки озер, торфяные залежи.

Структуру двумерной таблицы БД «PaleoOnego» образуют столбцы и строки. Их аналогами в структуре базы данных являются поля и записи. Свойства полей в базе данных: координаты, значение по умолчанию, условие на значение и т. д. Типы данных: текстовой, числовой, дата/время, счетчик, поле мемо (большой объем текста), логический, гиперссылка. Создавая базу данных, необходимо упорядочить информацию по различным признакам, для того чтобы потом извлекать из нее необходимые нам данные в любом сочетании. Сделать это возможно, только если данные структурированы. Структурирование – это набор соглашений о способах представления данных.

С целью обработки, систематизации и структурирования информации, необходимой для реконструкции развития Онежского озера в период позднеледниковья – раннего голоцена, была создана база

данных «PaleoOnego». Она обобщает сведения по колонкам донных отложений Онежского озера и водоемов, расположенных в пределах и непосредственной близости границ максимальной стадии развития ОПО. База данных включает информацию об озерах (название, географические координаты, основные морфометрические характеристики) и образцах донных отложений: глубина отбора, тип отложений и их мощность, виды анализов (литологический, диатомовый, геохимический, спорово-пыльцевой и др.), виды датирования (радиоуглеродный, AMS-спектрометрия и др.).

База «PaleoOnego» создана в формате MS Excel, что удобно для дальнейшей обработки данных и отображения в различных ГИС-оболочках. Для наполнения базы использованы данные из работ И. Н. Демидова (2005, 2006), Н. Б. Лавровой (2005), Т. С. Шелеховой (2005, 2006) и др. База палеогеографических данных «PaleoOnego» представляет собой открытую структуру для хранения данных по региону исследования и управления ими. К ней прилагаются литературные источники в формате *.pdf или *.djvu. База данных может применяться при палеогеографических исследованиях Онежского озера. Она обеспечивает структурированное хранение, статистическую обработку, графическое представление данных, разработку сценариев развития палеоэкологической ситуации, реконструкцию палеогеографических условий окружающей среды в голоцене, создание региональных временных геохронологических шкал. По содержащимся в базе данным можно воссоздать динамику возникновения органических четвертичных отложений Онежского озера начиная с позднеледниковья. В настоящее время в результате анализа литературных и архивных материалов в базе данных обобщены сведения о 50 разрезах донных отложений водоемов. Еще по 8 озерам информация была получена в ходе проведения экспедиционных работ по гранту РФ № 14-17-00766 «Онежское озеро и его водосбор: история геологического развития, освоение человеком и современное состояние» в течение 2014–2015 гг. (рис.).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-17-00766).



Разрезы донных отложений, представленные в базе данных «PaleoOnego»

Литература

Демидов И. Н. Развитие оледенения и формирование четвертичных отложений на Заонежском полуострове // Кижский вестник. № 2. Петрозаводск, 1993а. С. 13–23.

Демидов И. Н. Строение ленточных глин и особенности дегляциации Центральной Карелии // Вопросы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1993б. С. 127–151.

Демидов И. Н. Донные отложения и колебания уровня Онежского озера в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 207–218.

Квасов Д. Д. Происхождение котловины Онежского озера // Палеолимнология Онежского озера. Л., 1976. С. 7–40.

Лаврова Н. Б. Развитие растительности бассейна Онежского озера в ходе деградации последнего оледенения // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 134–142.

Онежское озеро. Атлас / Отв. ред. Н. Н. Филатов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. 151 с.

PALEOGEOGRAPHIC DATA BASE PALEOONEGO DEVELOPMENT

V. A. Gurbich, D. A. Subetto, M. S. Potakhin

Northern Water Problems Institute KarRC of RAS

The paper presents the database required for the reconstruction of Lake Onego water level in the post-glacial period and for the development of various GIS models.

ПРИМЕНЕНИЕ ГИС ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА В РАЗЛИЧНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПЕРИОДЫ

М. Б. Зобков¹, Д. А. Субетто¹, А. Ю. Тарасов², М. С. Потахин¹

¹ *Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН*

² *Институт языка, литературы и истории КарНЦ РАН*

Приведено описание реконструкций береговой линии Онежского озера в различные климатические периоды, начиная с крайней стадии последнего оледенения до позднего субатлантикума, получен-

ных путем обработки цифровой модели рельефа (ЦМР) поверхности Земли и ЦМР котловины Онежского озера. Картографический материал подготовлен в виде электронных карт, размещенных в общем доступе в сети Интернет.

Современные геоинформационные системы позволяют проводить расчет широкого спектра характеристик поверхности Земли, которые часто необходимы для проведения научных исследований. Однако цифровое картографическое покрытие территории нашей страны, особенно северных ее участков, зачастую недостаточно для крупномасштабных реконструкций. Первой задачей при реконструкции озерной котловины Онежского палеоводоема являлся сбор доступного картографического материала и разработка на его основе цифровой модели рельефа (ЦМР). Поскольку цифровая модель рельефа представляет собой математическое представление поверхности Земли, с применением ГИС она позволит проводить высокоточные расчеты уровней озера в различные исторические периоды, а также определять основные морфометрические характеристики озера как в современном состоянии, так и в ретроспективе.

Поскольку в некоторые исторические периоды Онежский палеоводоем имел протяженность с севера на юг более 400 км, изучаемый район имеет значительную протяженность: 570 км с севера на юг и 502 км с запада на восток. Четырехугольник изучаемого района можно задать координатами 60° с. ш., 30° в. д. и 65° с. ш., 39° в. д.

Одной из задач данного исследования является определение перспективных участков для поиска новых археологических памятников, поэтому в качестве базовой цифровой модели рельефа требуется использовать данные с наибольшим пространственным разрешением.

В настоящее время доступны две свободно распространяемые глобальные цифровые модели рельефа Земли с пространственным разрешением менее 100 м, имеющие покрытие в рассматриваемом районе: **USGS STRM DEM 3' (Shuttle Radar Topography Mission Digital Elevation Model)** и **ASTER GDEM (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model)**. Первая представляет собой данные, полученные путем зондирова-

ния земли с помощью радиотелескопа. Пространственное разрешение этой модели составляет 3 угловые минуты, или 90 м, покрытие находится между $60^{\circ}20'$ с. ш. и 54° ю. ш. Данная модель характеризуется высоким разрешением и низким количеством артефактов, однако она не может быть применена для решения поставленных задач, поскольку захватывает лишь небольшую южную часть рассматриваемого нами участка.

Цифровая модель рельефа **ASTER GDEM** представляет собой результаты дистанционного зондирования с помощью радиометра. Пространственное разрешение этой модели составляет 1 угловую минуту, или 30 м, покрытие находится между 83° с. ш. и 83° ю. ш. Несмотря на высокое разрешение и широкое покрытие, в этой модели присутствует большое количество высотных и артефактов высотных данных, что значительно усложняет ее практическое использование.

Альтернативой двум описанным моделям рельефа является разработка кумулятивных ЦМР, объединяющих информацию из ASTER GDEM и USGS STRM DEM, а также привлечение данных из других открытых источников, таких как топографические карты и планы. Такую доработку для большей части Земного шара выполнил Jonathan de Ferranti, полученные им данные представлены в открытом доступе на сайте <http://www.viewfinderpanoramas.org/>. Эта ЦМР и была использована для выполнения наших палеореконокструкций. Отдельные фреймы данных, покрывающие изучаемую территорию, были объединены в 16-битный растр и преобразованы в проекцию UTM Merkator WGS84, зона 36 для северного полушария. Данная проекция использовалась нами при всех дальнейших расчетах, поскольку характеризуется минимальным искажением углов, расстояний и площадей, а изучаемый район практически полностью находится в пределах одной зоны этой проекции.

На следующем этапе была создана ЦМР современной котловины Онежского озера. Информация о рельефе дна была получена с навигационных карт Онежского озера и р. Свирь [Министерство обороны СССР, 1988] путем оцифровки точечных промеров глубин в СК Пулково 1942 г. Отметки глубин на навигационных картах указаны для среднего уровня озера (НПУ Верхнесвирского водохрани-

лица) – 33 м Балтийской системы высот (БС). После оцифровки данные были перепроецированы в СК UTM Merkator WGS84, зона 36 для северного полушария. Данные о положении современной береговой линии и островов оцифрованы со спутниковых снимков с пространственным разрешением 50 м в той же зоне UTM проекции Меркатора на эллипсоиде WGS84, что и другие картографические слои. Расчет ЦМР котловины производился в ГИС Serfer 10 с использованием метода Кригинга с барьерами, в качестве которых выступали береговые линии озера и островов, шаг сетки составлял 20 м. Ячейки, находившиеся за пределами барьеров, были помечены как пустые.

Далее цифровая модель котловины озера была приведена к абсолютным отметкам в Балтийской системе высот и совмещена с ЦМР береговой части территории путем замещения ячеек из раstra суши ячейками раstra глубин. Разрешение полученной ЦМР составило 90 м.

Земная кора в рассматриваемом районе во время оледенений значительно прогибалась в результате статической нагрузки мощных ледниковых покровов. После таяния ледников территория испытывала компенсационные гляциоизостатические поднятия. Они отражались на сейсмической активности территории, положении береговых линий Онежского озера, соотношении его трансгрессий и регрессий. Наибольшее поднятие испытали северные побережья Онежского озера, так как на севере мощность ледникового покрова была более значительной по сравнению с южными районами. Так, градиент перекоса котловины на 100 км составлял 13 300 кал. л. н. около 30 м, 12 300 л. н. – 25–27 м, 11 тыс. л. н. – 18 м [Демидов, 2006]. Поэтому данный фактор необходимо учитывать при проведении палеорекопструкций. Для регрессии, полученной современной ЦМР к виду, имевшему место в более ранние исторические периоды, требуется определить трехмерную модель величины гляциоизостатического поднятия рассматриваемой территории, представить ее в виде растровых данных (определить растр гляциоизостатического поднятия и с его помощью вычислить палео-ЦМР). Например, Jakobsson с соавт. [Jakobsson et al., 2007] утверждают, что наилучших результатов интерполяции береговой линии им удалось добиться с использованием

метода минимальной кривизны. Однако в нашем случае данный подход применить не удастся. Изучение величин гляциоизостатического поднятия территории Онежского озера осуществлялось на небольших ключевых участках, которых в общей сложности насчитывается всего восемь: р-н д. Пегремы, п-ов Орнаволок, р-н пос. Пиндуши, р-н д. Шелтозеро, п-ов Бесов Нос, р-н оз. Муромского, юго-восточная и южная часть Заонежского п-ова. Кроме того, эти точки расположены вблизи современного побережья Онежского озера и распределены в пространстве неравномерно. Поскольку береговая линия палеоводоёма в некоторые исторические периоды находилась севернее современной более чем на 150 км, то применение любых методов нелинейной интерполяции вызывает значительные вертикальные отклонения. Единственным вариантом в данном случае является применение линейной интерполяции.

С учетом этих положений, расчет раstra гляциоизостатического поднятия исследуемой территории в периоды с дриаса до субатлантикума производился на основе данных Э. И. Девятовой с соавт. [Девятова, 1984, 1986, 1988; Девятова и др., 1987] и Г. А. Елиной с соавт. [2000], а по данным И. Н. Демидова [2006] – только для периода позднего ледниковья. Для периодов с дриаса до субатлантикума растр рассчитывался отдельно для максимальных и минимальных уровней каждого временного интервала. Для периода позднего ледниковья 14 500–12 400 л. н., когда трансгрессия еще была значительной, рассчитывался только один растр поднятия по данным И. Н. Демидова [2006] для периода 13 300 л. н. Все растры гляциоизостатического поднятия рассчитывались путем интерполяции точечных данных трехмерным полиномом 1-й степени с использованием ГИС *Serfer 10*. При этом в качестве высотных отметок для расчета раstra использовалась разность высотных отметок уреза воды палеоводоёма и современного уровня озера.

На следующем этапе производилось вычитание раstra гляциоизостатического поднятия из ЦМР, что позволило получить палео-ЦМР для каждого из изучаемых временных периодов.

При реализации данной методики учитывались погрешности, вызванные следующими факторами:

- 1) погрешность высотных отметок исходного растра,
- 2) погрешность в определении отметок изостатического поднятия земной поверхности,
- 3) погрешность, возникающая при интерполяции отметок изостатического поднятия земной поверхности.

Поскольку растры гляциоизостатического поднятия рассчитывались относительно современного уровня озера, то для учета выявленных погрешностей суммарные доверительные интервалы отнимались от высотной отметки современного уровня озера (33 м) и береговая линия строилась на основе палео-ЦМР.

Подготовленный в результате этой работы картографический материал доступен в электронной форме [Субетто и др., 2016].

Для проверки достоверности выполненных нами интерполяций было проведено их сравнение с детальными палеореконструкциями Э. И. Девятовой [Девятова, 1984, 1986, 1988; Девятова и др., 1987], выполненными для отдельных участков побережья Онежского озера. Сравнивались очертания линий берегов и островов, изображенных на картахосхемах, а также сопоставлялись положения береговой линии и расположение и датировка серии археологических памятников. Сравнение показало, что положения береговой линии и ее общее очертание на наших схемах сопоставимы с реконструкциями Э. И. Девятовой, однако имеются некоторые неточности, в частности, отсутствие или искажение мелких форм рельефа, вызванные большей величиной погрешности, имеющейся при использовании ЦМР.

Еще одним способом является проверка взаимного расположения археологических памятников береговой линии в различные периоды согласно нашей модели. Для проверки использованы данные по 130 археологическим памятникам, полученные из научных работ и полевых отчетов карельских археологов [Журавлев, 1991; Косменко, 1992; Жульников, 1999, 2013; Тарасов и др., 2007; Мельников, Герман, 2013; Герман, 2014; Иванищева и др., 2015; Лобанова, 2015; Тарасов, 2015]. Практически во всех случаях памятники располагаются в пределах колебаний береговой линии, рассчитанной на основе нашей модели, а если и отклоняются от нее, то не более чем на 50 м,

что можно объяснить горизонтальной погрешностью цифровой модели рельефа, составляющей порядка 45 м. Исключение составляют только стоянка Пегрема I, оказавшаяся на расстоянии около 100 м от берега в сторону озера, и два памятника в районе залива Вожмариха, напротив, расположившиеся слишком далеко от уреза воды в сторону берега. Несмотря на указанные исключения, в целом можно утверждать, что построенная нами модель оказалась достаточно точной и адекватной. Она продемонстрировала, что древние береговые уровни южного побережья озера, начиная с позднеатлантического периода, проходили на значительном расстоянии от современного берега озера, до нескольких сот метров, и в настоящее время находятся под водой. Этот результат также вполне согласуется с археологическими данными. В настоящее время на пляжах южного побережья можно встретить довольно многочисленные артефакты атлантического – субатлантического периодов, периодически выбрасываемые штормами и происходящие, несомненно, из затопленных стоянок, находящихся на значительном расстоянии от берега [Савватеев, 1984].

Работа проведена при поддержке гранта РФФИ № 14-17-00766.

Литература

Герман К. Э. Раскопки поселения Петрозаводск I (Республика Карелия) // От Балтики до Урала: Изыскания по археологии каменного века. Сыктывкар, 2014. С. 56–63.

Девятова Э. И. Палеогеография стоянок Шелтозера // Археологические памятники бассейна Онежского озера. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1984. С. 25–47.

Девятова Э. И. Природная среда и ее изменение в голоцене (побережье севера и центра Онежского озера). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1986. 108 с.

Девятова Э. И. Палеогеография и освоение человеком Карелии // Поселения древней Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1988. С. 7–18.

Девятова Э. И., Лобанова Н. В., Филатова В. Ф. Палеогеография археологических памятников группы Пиндуш и Муромское: Препринт доклада на заседании Ученого совета Института геологии 28.12.1987 г. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1987. 60 с.

Демидов И. Н. О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменении его уровня и гляциоизостатическом поднятии по-

бережий в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 171–182.

Елина Г. А., Лукашов А. Д., Юрковская Т. К. Позднеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 242 с.

Жульников А. М. Энеолит Карелии: Памятники с пористой и асбестовой керамикой. Петрозаводск, 1999.

Жульников А. М. Отчет об археологических разведках Беломорской археологической экспедиции Петрозаводского государственного университета на территории Республики Карелия в 2012 году. Петрозаводск, 2013.

Журавлёв А. П. Пегрема: Поселения эпохи энеолита. Петрозаводск, 1991.

Иванищцева М. В., Кулькова М. А., Сапелько Т. В. Природные процессы в голоцене южного Прионежья (по материалам комплексных исследований многослойного поселения Тудозеро V) // **Неолитические культуры Восточной Европы: Хронология, палеоэкология, традиции.** Материалы междунар. конф., посвящ. 75-летию В. П. Третьякова (Санкт-Петербург, 12–16 мая 2015 г.). СПб., 2015. С. 285–289.

Косменко М. Г. Многослойные поселения южной Карелии. Петрозаводск, 1992.

Лобанова Н. В. Отчет о проведении археологических работ в Беломорском и Лоухском районах Республики Карелия в 2014 г. Петрозаводск, 2015.

Мельников И. В., Герман К. Э. Древние поселения южного Заонежья (мезолит – энеолит). Петрозаводск, 2013.

Министерство обороны СССР. 1988. Онежское Озеро и р. Свирь. Путевые карты. [Карты.] Главное управление навигации и океанографии, Москва. Масштаб 1 : 100 000.

Саватеев Ю. А. Археологические памятники южного побережья Онежского озера // Археологические памятники бассейна Онежского озера. Петрозаводск, 1984. С. 58–97.

Субетто Д. А., Зобков М. Б., Потахин М. С., Тарасов А. Ю. [Электронный ресурс, Карты] Режим доступа: <http://www.arcgis.com/apps/MarJournal/index.html?appid=47d76ba2004e463d96eba1d8a1825fe1> дата обращения 09.10.2016.

Тарасов А. Ю. Фофаново XIII – пример интенсивной производственной деятельности эпохи раннего металла в лесной зоне // Древние культуры Восточной Европы: эталонные памятники и опорные комплексы в контексте современных археологических исследований. Замятинский сборник. Вып. 4. СПб.: МАЭ РАН, 2015. С. 307–317.

Тарасов А. Ю., Мурашкин А. И., Герман К. Э. Новые исследования на Южном Оленьем острове Онежского озера // Кольский Сборник. СПб., 2007. С. 41–82.

ASTER Global Digital Elevation Map Announcement [Электронный ресурс] <https://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>.

Digital elevation data. [Электронный ресурс] <http://www.viewfinder-panoramas.org/>.

Jakobsson M., Björck S., Alm G. et al. Reconstructing the Younger Dryas ice dammed lake in the Baltic Basin: Bathymetry, area and volume // Global and Planetary Change. 2007. Т. 57, N 3. С. 355–370.

U.S. Releases Enhanced Shuttle Land Elevation Data [Электронный ресурс] <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>

GIS-BASED RECONSTRUCTION OF ONEGO LAKE SHORELINE DURING DIFFERENT CLIMATIC PERIODS

M. B. Zobkov¹, D. A. Subetto¹, A. U. Tarasov², M. S. Potakhin¹

¹ Northern Water Problems Institute KarRC of RAS

² Institute of Language, Literature and History KarRC of RAS

The article presents the description of shoreline reconstruction of Onego Lake during different climatic periods starting from Pleistocene and ending with late Subatlanticum. The position of shorelines was estimated by processing of combined digital elevation model (DEM) that included digital terrain model and digital lake depression model. The results of the reconstructions are available as WEB-maps on the Internet.

ОЦЕНКА ДОЛГОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ рН В ОЗЕРАХ КАВКАЗА МЕТОДОМ БИОИНДИКАЦИИ (ДИАТОМОВЫЙ АНАЛИЗ)

В. Л. Разумовский, Л. В. Разумовский

Институт водных проблем РАН

Работа посвящена анализу процессов долговременного изменения рН в малых озерах Кавказа. Были исследованы озерные осадки из пяти озер Западного и Центрального Кавказа. Основой исследований стали диатомовые комплексы, изученные из колонок

донных отложений (ДО). Для реконструкции численных значений рН был применен принцип унификации гидрологических параметров. В работе использованы результаты изотопного датирования. Для исследованных озер были построены ряды долговременного изменения численных значений рН длительностью от 2000 до 120 лет. Построенные тренды численных значений рН свидетельствуют об отсутствии заметных изменений в озерах Западного Кавказа и о выраженных процессах защелачивания в озерах Центрального Кавказа. Для окончательных выводов требуются более масштабные исследования.

Введение. Одной из наиболее обсуждаемых геоэкологических тем во второй половине 20-го столетия был вопрос об антропогенном закислении озер. В дальнейшем стало очевидным, что данная проблематика должна обсуждаться на региональном уровне, поскольку сочетание природных и антропогенных факторов для каждого региона разительно отличается.

Малые озера, имеющие площадь водного зеркала менее 1 км², являются традиционными объектами для экологических и гидрологических реконструкций. Это связано с тем, что донные отложения (ДО) малых озер обычно не имеют перерывов в осадконакоплении. Все обследованные озера: Каракель, Донгузорун, Большое, Зеркальное и Кардывач – отвечают этому требованию.

При оценке трансформаций, происходящих в озерных экосистемах во времени, традиционно используется метод диатомового анализа. Диатомовые водоросли (класс Bacillariophyceae, отдел Ochrophyta) – широко распространенная группа водорослей, а наличие значительного спектра видов-индикаторов позволяет достоверно реконструировать изменения численных значений рН.

Материал и методы. Во всех пяти озерах с 2006 по 2012 г. были отобраны колонки донных отложений (ДО) в центральной части их акваторий, с максимальных глубин.

Структуру и объем первичного материала составили колонки ДО длиной: 40 см (оз. Большое), 35 см (оз. Зеркальное), 18 см (оз. Кардывач), 48 см (оз. Каракель) и 25 см (оз. Донгузорун). Колонки ДО были разрезаны с интервалом в 1 см.

Отбор образцов, обработка проб, изготовление постоянных препаратов, подсчет и идентификация створок диатомей осуществлялись по стандартным методикам [Давыдова, 1985; Renberg, 1990]. Помимо классических форм диатомового анализа, для расчета численных значений рН в работе был применен принцип унификации биоиндикационных методов [Моисеенко, Разумовский, 2009]. Следует особо подчеркнуть, что основной положительной стороной примененной методики является достоверная реконструкция темпов и направленности изменения рН, а не расчет численных значений как таковых. Исходной информационной базой данных для расчета численных значений рН послужила работа С. С. Бариновой с соавт. [2006].

Определение возраста ДО проведено методом изотопного датирования (^{137}Cs , ^{210}Pb) в Институте геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН по стандартным методикам [Appleby, 1997] и в Институте минералогии им. В. С. Соболева Сибирского отделения РАН [Калугин и др., 2009; Дарьин, Калугин, 2012]. Общий возраст колонки ДО из оз. Каракель определен методом радиоуглеродного AMS-датирования (радиоуглеродная лаборатория г. Познань, Польша) [<http://www.radiocarbon.pl/>].

Результаты и обсуждение. В образцах ДО из оз. Большого было идентифицировано 58 таксонов-индикаторов рН. Реконструкция численных значений рН и построенный тренд этого показателя позволяет сделать заключение, что катионно-анионный баланс в озере за анализируемый промежуток времени заметно не менялся (6,05–6,135) (рис. 1). Возраст исследованных озерных отложений в интервале 39–40 см ~150 лет.

В образцах ДО из оз. Зеркального было идентифицировано 56 таксонов-индикаторов рН. Линия тренда, построенная по рассчитанным значениям, указывает на незначительное смещение катионно-анионного баланса в сторону защелачивания (от 5,9 к 6,1) (рис. 1). Возраст исследованных озерных отложений ~150–180 лет.

В образцах ДО из оз. Кардывач было идентифицировано 173 таксона-индикатора рН. Расчет численных значений рН свидетельствует о высоком уровне стабильности оз. Кардывач как единой

экосистемы. Большинство рассчитанных значений рН меняются в очень незначительном интервале (7,38–7,22) (рис. 1). Возраст исследованных озерных отложений в интервале 15–16 см ~120 лет.

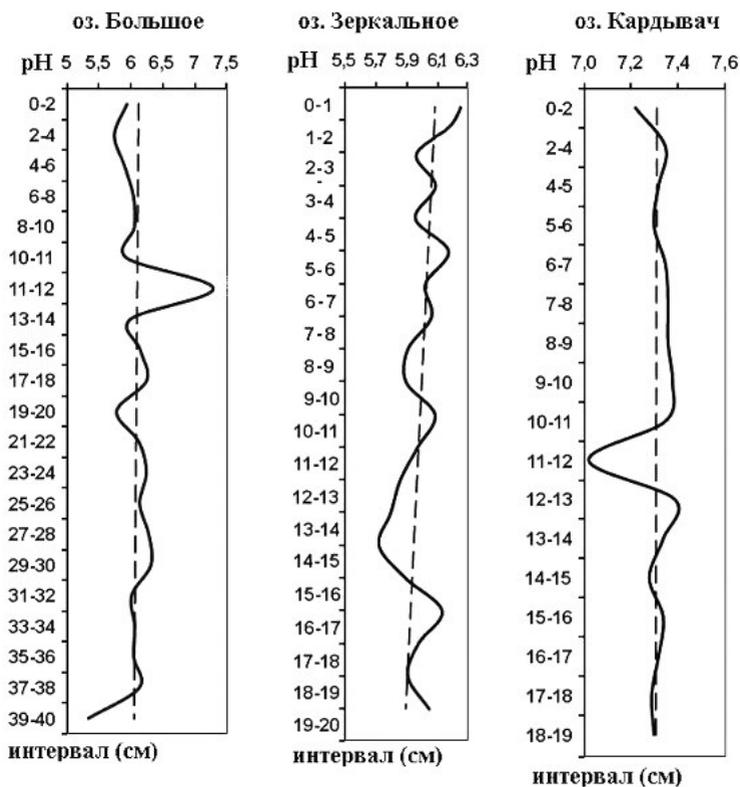


Рис. 1. Долговременные изменения численных значений рН в трех озерах Западного Кавказа

В образцах ДО из оз. Каракель было идентифицировано 20 таксонов-индикаторов рН. Установлено явное смещение рН: от кислых вод (5,0–5,5) в эпоху постоянных селевых сходов к водам нейтральным или слабощелочным (7,0–7,5) во время окончательного прекращения селевого воздействия (рис. 2) [Разумовский, Разумовский, 2013; Разумовский, 2014]. Следует отметить, что процессы усиления сульфатного компонента характерны в этом регионе для

разных типов водоемов (особенно для озер) и связаны с повышением растворения гипса и ангидрита в нижнем поясе гор [Баттерби и др., 1991]. Возраст исследованных озерных отложений ~2000 лет.

В образцах ДО из оз. Донгузорун по рН-приуроченности было идентифицировано 65 таксонов-индикаторов. Линия тренда, построенная по рассчитанным значениям, указывает на некоторое смещение катионно-анионного баланса в сторону защелачивания (от 7,15 к 7,37) (рис. 2). Возраст исследованных озерных отложений ~130 лет.

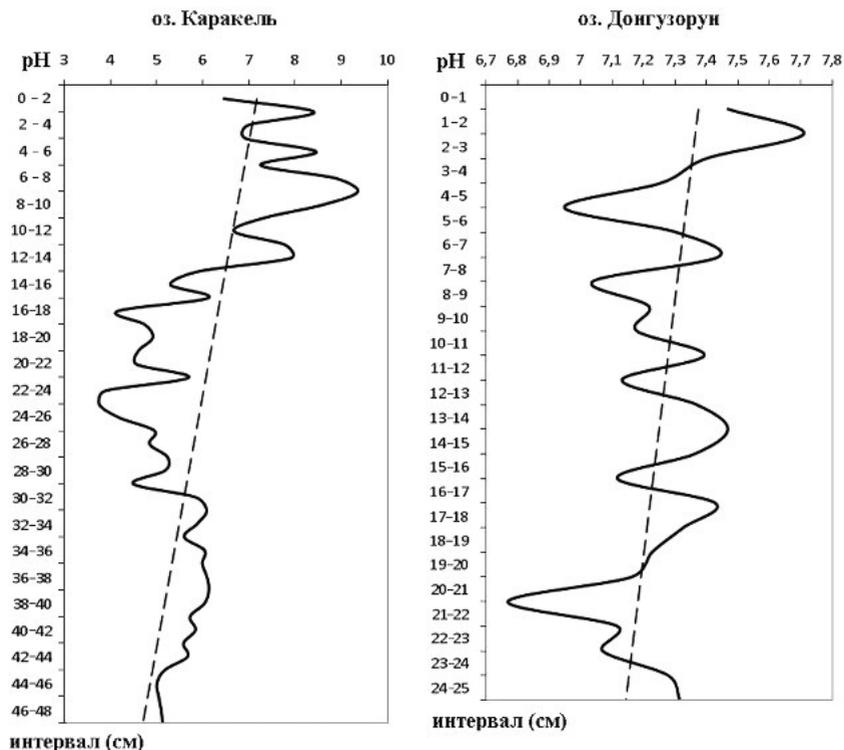


Рис. 2. Долговременные изменения численных значений рН в двух озерах Центрального Кавказа

Анализ причин изменения численных значений рН в исследованных озерах позволяет утверждать, что стабильность этого показателя

зателя зависит, в первую очередь, от расположения акватории озера к близлежащим горам и гидродинамического режима (проточное озеро или непроточное). Озера Большое и Зеркальное бессточные, склоны гор непосредственно к акватории озер не примыкают. Именно в этих озерах показатель рН наиболее стабилен и фактически не меняется. Озеро Кардывач проточное и обрамлено склонами гор. Активное поступление обломочного материала привело к незначительному смещению численных значений рН и слабому защелачиванию озерных вод.

Озера Каракель и Донгузорун расположены в районе Центрального Кавказа, где состав горных пород иной, что исходно подразумевает более активное смещение показателя рН в сторону защелачивания озерных и речных вод.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что никаких процессов закисления, в том числе антропогенного генезиса, в регионе выявить не удалось. Однако, по мнению первого автора, эти процессы могут присутствовать, что в конечном итоге приводит к активизации процессов разрушения горных пород и усилению темпов защелачивания.

Выводы:

1. Проведенные исследования продемонстрировали достоверность примененного метода расчета численных значений рН для долговременных реконструкций.
2. Для озер, расположенных в районе Западного Кавказа, характерно отсутствие заметных изменений показателя рН.
3. Для озер, исследованных в районе Центрального Кавказа, отмечены долговременные процессы защелачивания озерных вод.
4. Выводы об отсутствии атмосферного закисления на территории Кавказа носят неокончательный характер и требуют дальнейших исследований.

Литература

Барина С. С., Медведева Л. А., Анисимова О. В. Биоразнообразие водорослей – индикаторов окружающей среды. Тель-Авив, 2006. 500 с.

Баттерби Р. В., Будаева Л. М., Гелетин Ю. В. Особенности горных потоков Центрального Кавказа как объектов мониторинга // Экологические

модификации и критерии экологического нормирования: Тр. Междунар. симпоз. (Нальчик, 1–12 июня 1990 г.). Л.: Гидрометеиздат, 1991. С. 86–101.

Давыдова Н. Н. Диатомовые водоросли – индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Л.: Наука, 1985. 244 с.

Дарьин А. В., Калугин И. А. Реконструкция климата Горного Алтая по данным литолого-геохимических исследований донных осадков озера Телецкое // Известия РАН, сер. геогр. 2012. № 6. С. 74–82.

Калугин И. А., Дарьин А. В., Бабич В. В. 3000-летняя реконструкция среднегодовых температур Алтайского региона по литолого-геохимическим индикаторам донных осадков оз. Телецкое // Доклады Академии наук. 2009. Т. 426, № 4. С. 520–522.

Моисеенко Т. И., Разумовский Л. В. Новая методика реконструкции катионно-анионного баланса в озерах (диатомовый анализ) // Доклады Академии наук. Общая биология. 2009. Т. 427, № 1. С. 132–135.

Разумовский В. Л. Долговременные изменения таксономической структуры диатомовых комплексов в двух горных озерах Кавказа // Водоросли: проблемы таксономии, экологии и использование в мониторинге: Материалы докладов III Междунар. науч. конф. (Борок, 24–29 авг. 2014 г.). Ярославль: Филигрань, 2014. С. 229–230.

Разумовский Л. В., Разумовский В. Л. Регистрация новейших экосистемных событий в озере Каракель по переотложенным диатомовым комплексам // Вестн. Тюменского гос. ун-та. Экология. 2013. № 12. С. 121–127.

Appleby P. G. Sediment records of fallout radionuclides and their application to studies of sediment-water interactions // Water, Air and Soil Pollution. 1997. N 99. P. 573–586.

<http://www.radiocarbon.pl/>

Renberg I. A procedure for preparing large sets of diatom slides from sediment cores // Journal of Paleolimnology. 1990. V. 4. P. 87–90.

ASSESSMENT OF LONG-TERM pH CHANGE IN CAUCASUS LAKES USING BIOINDICATION METHOD (DIATOM ANALYSIS)

V. L. Razumovsky, L. V. Razumovsky

Water Problems Institute of RAS

The study deals with the analysis of long-term pH changes found in small Caucasus lakes. The sediments from five lakes of Western and Central Caucasus were examined. The diatom assemblages from those lake sediments (LS) were the main object of the study. To estimate pH numerical value the hydrological parameter

unification principle was used. Radiometric dating was used during the study process. Long-term pH change scales ranged from 120 to 2000 years long were made for all the investigated lakes. The pH scales showed no major changes in Western Caucasus lakes but proved the fact of alkalization trend in the lakes of the Central Caucasus. Making more detailed conclusion requires further research work.

ГЕОРАДАРНОЕ ОБСЛЕДОВАНИЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛЫХ ОЗЕР КАРЕЛИИ

П. А. Рязанцев, З. И. Слуковский, А. И. Родионов

Институт геологии КарНЦ РАН

В статье показаны возможности георадиолокации для изучения малых озер Карелии. Исследованы особенности сбора и обработки данных для определения морфологии котловины и структуры донных отложений на примере оз. Четырехверстного. Рассмотрены вопросы использования георадиолокации в комплексе с традиционными методами изучения водоемов.

На сегодняшний день донные отложения различных водоемов с успехом исследуются дистанционными методами геофизики. Их использование позволяет идентифицировать морфологию дна, определить литологические разности рыхлых пород, слагающих дно, выявить локальные объекты и неоднородности. Одним из ведущих методов для решения подобных задач на акваториях является георадарная съемка (георадиолокация). Принцип действия прибора для георадарной съемки основан на излучении наносекундных импульсов электромагнитных волн и приеме сигналов, отраженных от границ зондируемой среды, имеющих различные электрофизические свойства [Владов, Старовойтов, 2005]. Набор записей отраженных сигналов (трасс) представляется в виде непрерывного профиля – радарограммы.

Как показывают исследования различных авторов [Moortman et al., 2001; Владов и др., 2007; Бобров и др., 2009], георадиолокация позволяет получить широкий спектр информации о строении дон-

ных отложений, исходя из изменения скорости распространения электромагнитной волны. В ряде практических работ [Омельяненко, Христофоров, 2012; Sambuelli, Vava, 2012] демонстрируется, что на основе анализа волновой картины можно идентифицировать границы рыхлых отложений и коренных пород водоемов с достаточной степенью достоверности.

В представленной статье рассматриваются вопросы георадарного обследования при изучении малых озер Карелии в районе г. Петрозаводска (оз. Четырехверстное, оз. Каменный Бор, оз. Ламба). Цель проводимых работ заключалась в совершенствовании методики георадарного обследования малых водоемов и его применении в качестве вспомогательного способа при геохимическом опробовании донных отложений. На основе полученной информации уточнялась морфология дна, выделялись отдельные структурные элементы осадочной толщи, корректировались точки отбора проб.

Рассмотрим результаты исследований на примере оз. Четырехверстного, расположенного в микрорайоне Ключевая. Общее строение его котловины показано в работе [Потахин, 2011], где также выделены глубоководные участки в северной и центральной части озера и определена средняя глубина в 3,2 м. Донные отложения исследуемого водоема представлены сапропелем и алевритовым сапропелем (мощность порядка 1 м), алевритами (мощность 0,5 м) и ленточными глинами (мощность 0,4 м) [Лаврова, 2006]. Георадарное обследование оз. Четырехверстного выполнялось прибором ОКО-2 с антенным блоком 150М (центральная частота 150 МГц) в весенний период по поверхности льда. Всего было выполнено 9 профилей, координаты которых привязывались при помощи GPS навигатора.

На рис. 1 демонстрируется радарограмма для отдельного профиля, который выступал в качестве опорного, так как в его пределах были пробурены скважины ручного бурения. Съёмка осуществлялась с разной временной разверткой 200, 400, 800 нс, и, как показала практика, наиболее информативна съёмка 400 нс. На радарограмме присутствует множество помех, которые затрудняют обработку и интерпретацию. Наличие помех обусловлено влиянием снежно-ледового покрова, относительно пониженным удельным электри-

ческим сопротивлением воды, присутствием ленточных глин в разрезе, кроме того, лунки скважин создают набор дифрагированных волн – так называемый «звон».

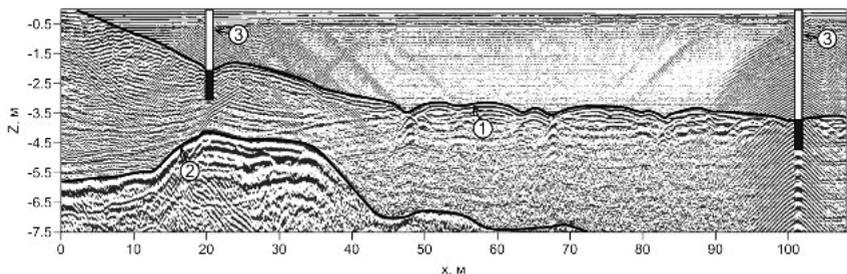


Рис. 1. Опорный георадарный профиль на оз. Четырехверстном:

1 – граница донных осадков; 2 – граница минерального основания озера; 3 – скважины ручного бурения

Несмотря на наличие помех, по осям синфазности отраженного сигнала на радарограмме достаточно уверенно определяются две границы, первая из которых интерпретируется как раздел вода – дно, а вторая – кровля минерального основания. Положение границ в общем виде соответствует имеющимся литературным данным и результатам бурения. Кроме того, на разрезе начиная с пикета 40 предполагается наличие глинистых осадков в толще рыхлых отложений дна. Это обусловлено изменением волновой картины в сравнении с прибрежной частью в интервале 0–40. На пикетах 10–40 наблюдается изменение рельефа минерального основания озера.

Все полученные георадарные профили объединены в общий массив данных, построены карта глубины оз. Четырехверстного и карта верхней кромки минерального основания (рис. 2). Анализ информации позволяет сделать выводы о том, что морфология дна соответствует форме котловины озера, которая, в свою очередь, сформирована за счет тектонических нарушений нижележащего кристаллического фундамента.

Полученные радарограммы и сводные карты глубин использовались для корректировки геохимического опробования донных отложений. Исходя из схемы котловины, на оз. Четырехверстном отбирались пробы с разных уровней с учетом морфологии.

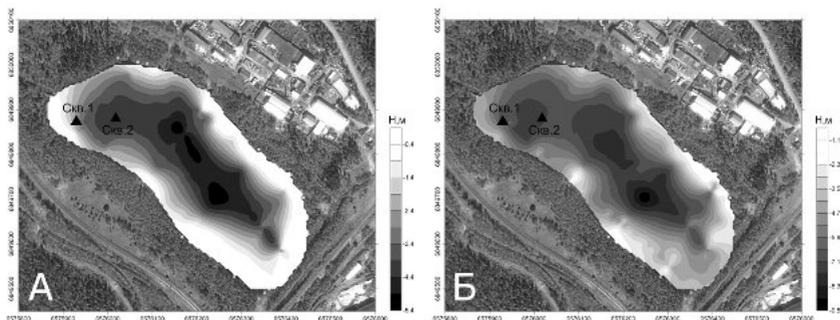


Рис. 2. Карты оз. Четырехверстового, полученные по данным георадиолокации:

А – карта глубин водного слоя; Б – карта глубин границы между рыхлыми отложениями и минеральным дном

Это позволило проводить геохимические корреляции в пределах одного слоя с учетом сноса и переотложения осадочного материала. Ранее проведенные геохимические исследования колонки донных отложений оз. Четырехверстового глубиной до 1 м выявили превышения в самой верхней части осадочного разреза концентраций тяжелых металлов и других микроэлементов над фоновыми значениями [Слуковский, Медведев, 2015]. Наибольшие превышения отмечены для щелочных металлов – Rb, Cs, Li и таких опасных загрязнителей окружающей среды, как Pb, W, Cr, Ni, Cu, Co и Mo. Установлено, что на геохимическую специфику верхних слоев изученных осадков сильное влияние оказывает техногенный фактор, так как оз. Четырехверстовое расположено вблизи оживленной автомобильной трассы и железнодорожных путей, кроме того, необходимо учитывать общий фон загрязнения крупного города, каким является Петрозаводск. Подобные комплексные работы проводились и на других малых озерах в пределах г. Петрозаводска – оз. Каменный Бор и оз. Ламба. На основе полученных данных установлено, что георадиолокация обеспечивает пространственную ориентацию при отборе проб.

Выполненные исследования доказали эффективность георадара при обследовании донных отложений малых водоемов. Интерпретация радарограмм позволила установить морфологию дна изучае-

мых объектов и выделить его неоднородности. Создание обобщающих карт обеспечило определение котловины и глубины залегания минерального основания. Доказано, что георадиолокация может выступать в качестве дополнительного средства для локализации мест отбора геохимических проб, и с точки зрения методики ее необходимо выполнять на первых этапах исследований донных отложений.

Литература

Бобров Н. Ю., Крылов С. С., Киселев Е. Ю. и др. Применение георадиолокации в гидрологии // Записки горного института. 2009. Т. 183. С. 219–223.

Владов М. Л., Старовойтов А. В. Введение в георадиолокацию. М.: МГУ, 2005. 154 с.

Владов М. Л., Старовойтов А. В., Калашиников А. Ю. Георадиолокационные исследования на пресноводных акваториях // Инженерная геология. 2007. № 3. С. 47–51.

Лаврова Н. Б. Некоторые особенности состава спорово-пыльцевых спектров позднеледниковых отложений Олонецкого плато // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 183–188.

Омельяненко А. В., Христофоров И. И. Особенности георадиолокации обводненных сред // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2012. № 9. С. 127–132.

Потахин М. С. Морфологические особенности водоемов г. Петрозаводска // Водная среда и природно-территориальные комплексы: исследование, использование, охрана. Материалы IV Школы-конференции молодых ученых с междунар. участием (26–28 авг. 2011 г.). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 180–183.

Слуковский З. И., Медведев А. С. Вертикальное распределение микроэлементов в донных отложениях малого озера в условиях урбанизированной среды // Вода: химия и экология. 2015. № 3. С. 77–82.

Moorman B. J., Last W. M., Smol J. P. Ground-penetrating radar applications in paleolimnology // Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Physical and Chemical Techniques. Boston: Kluwer Academic Publishers, 2001. P. 23–47.

Sambuelli L., Bava S. Case study: A GPR survey on a morainic lake in northern Italy for bathymetry, water volume and sediment characterization // Journal of Applied Geophysics. 2012. V. 81. P. 48–51.

GROUND PENETRATING RADAR SURVEY OF KARELIAN SMALL LAKES SEDIMENTS

P. A. Ryazantsev, A. I. Rodionov, Z. I. Slukovskii

Institute of Geology KarRC of RAS

The article deals with the GPR method to explore Karelian small lakes. The features of data collection and processing to determine the basin morphology and sediments structure were investigated by the example of Chetyrekhverstnoe Lake. The matter of using GPR method in combination with traditional methods of studying water bodies was considered.

СОВРЕМЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ОЗЕРАХ ПЕТУХОВО КУЛУНДИНСКОЙ СТЕПИ

**Е. А. Овдина¹, В. Д. Страховенко¹, Н. И. Ермолаева²,
Е. Ю. Зарубина², А. В. Салтыков²**

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

²Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Новосибирск

Рассмотрены две озерные системы (оз. Петухово у д. Петухово и оз. Петухово у д. Северка), расположенные на расстоянии 14 км друг от друга в Кулундинской степи. Комплексом современных геохимических методов изучен элементный состав различных компонентов озерных систем. В верхних горизонтах донных отложений озер доминируют кварц, доломит, плагиоклаз, в виде примесей отмечаются галит, трона, кпш. В нижних горизонтах резко преобладает доломит, все остальные названные минералы присутствуют в виде примесей. Осаждение аутигенных минералов рассмотрено с точки зрения процессов криогенного минералообразования.

В Кулундинской степи (междуречье р. Иртыш и Обь) на огромном пространстве расположено более 3000 озер разнообразной размерности и химического состава вод в условиях сухостепного и степного ландшафта. Необычная пестрота химического состава вод в озерах, расположенных на расстоянии нескольких десятков

метров, на протяжении многих лет привлекает внимание ученых разных профессий.

Кулундинская депрессия находится между Приобским и Павлодарским плато и представляет собой удлиненное чашеобразное понижение, открытое на северо-запад [Ковалев, 1967]. Наиболее пониженные северная и северо-восточная части его, имеющие абсолютные высоты порядка 100–115 м, приурочены к подножию Приобского плато. Южная и юго-западная части депрессии лежат на более высоких уровнях (120–140 м). Кулундинская равнина расположена на стыке климатических областей и доступна самым различным по происхождению воздушным массам – южным среднеазиатским и северным полярным. Это определяет континентальность и засушливость климата, которые выражаются в большой изменчивости атмосферного давления, температуры, влажности воздуха и других метеорологических элементов как в их суточном, так и в годовом ходе. Для степной зоны характерно жаркое сухое лето и холодная малоснежная зима. Осадков мало – за год выпадает 230–350 мм. Основными источниками питания озер являются талые, дождевые и грунтовые воды, при этом сильные ветры ускоряют испарение влаги с поверхности снежного покрова и акваторий.

Полевые работы проводились в составе комплексной экспедиции ИГМ СО РАН и ИВЭП СО РАН в августе 2015 г. Колонки донных отложений отбирались с катамарана при помощи цилиндрического пробоотборника с вакуумным затвором конструкции НПО «Тайфун» (диаметр 82 мм, длина 120 см). Керн опробовался поинтервально с шагом 3 см или 5 см на глубину от 50 до 120 см. Отбор проб воды на все анализы производился по стандартным методикам ГОСТ 31861. Непосредственно в полевых условиях определяли значения показателей рН, Eh, общей минерализации воды, содержания кислорода, а также пробы донного осадка сразу взвешивались для дальнейшего расчета влажности.

Методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии с использованием методов пламенной и электротермической атомизации в пробах воды и донных осадков определялись значения концентраций микро- и макроэлементов (спектрометр Solaar M6 фирмы

Thermo Electron, Англия, снабженный земановским и дейтериевым корректором фона). Методом рентгеновской дифрактометрии (XRD) анализировался минеральный состав проб донных отложений. Рентгеновские исследования проводились на дифрактометре ARLX'TRA (излучение $\text{CuK}\alpha$). Изучение морфологии, фазового и химического состава образцов проводилось с использованием сканирующего электронного микроскопа LEO1430VP, снабженного энергетическим спектрометром OXFORD.

Озера Петухово расположены в Ключевском районе Алтайского края на расстоянии 14 км друг от друга [Гидрогеология СССР, 1972]. В геоморфологическом отношении озеро Петухово у д. Петухово (площадь зеркала озера 15 км²) располагается в пределах Кулундинской аллювиальной равнины (степь) на абсолютной высоте 125 м, представленной аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями, перекрытыми лессовидными суглинками. Озеро Петухово у д. Северка (площадь зеркала озера 4,7 км²) территориально приурочено к ложбинам древнего стока, выполненным отложениями Касмалинской свиты (эоловые отложения, представленные тонко-мелкозернистыми пылеватыми, реже среднезернистыми песками), и находится внутри ленточного бора на абсолютной высоте 146 м недалеко от восточного его края (рис. 1).

Структура почвенного покрова в водосборных бассейнах исследуемых озер представляет собой концентрическое распределение сменяющих друг друга почвенных типов: подзол → дерново-подзол → темно-каштановая → лугово-степная → луговая → солончак. Подзолы формируются на водораздельных участках водосборных бассейнов озер под сосновыми лишайниковыми лесами. Под степными биоценозами почвенный покров представлен темно-каштановыми почвами или черноземами. Ближе к озеру влияние почвенно-грунтовых вод становится более ощутимым, непосредственно в прибрежной зоне озера формируются солончаки луговые и соровые. Среди фракций гранулометрического состава во всех исследуемых почвах преобладают средне- и мелкопесчаные частицы, которые представлены обломками первичных минералов (кварц, полевые шпаты и др.). Они способствуют высокой водопр-

нищаемости и низкой водоподъемной способности. Почвенный покров водосборной площади оз. Петухово у д. Северка представлен сильнокислыми подзолами, а вблизи озера – резкощелочными солончаками с характерным появлением в составе водорастворимых солей карбонатов и хлоридов, причем только в средней и нижней части профиля. В солончаковатых почвах к ним добавляются еще и сульфаты, которые совместно с остальными солями занимают весь почвенный профиль. Озеро Петухово у д. Петухово располагается в сульфатно-соляной степи.

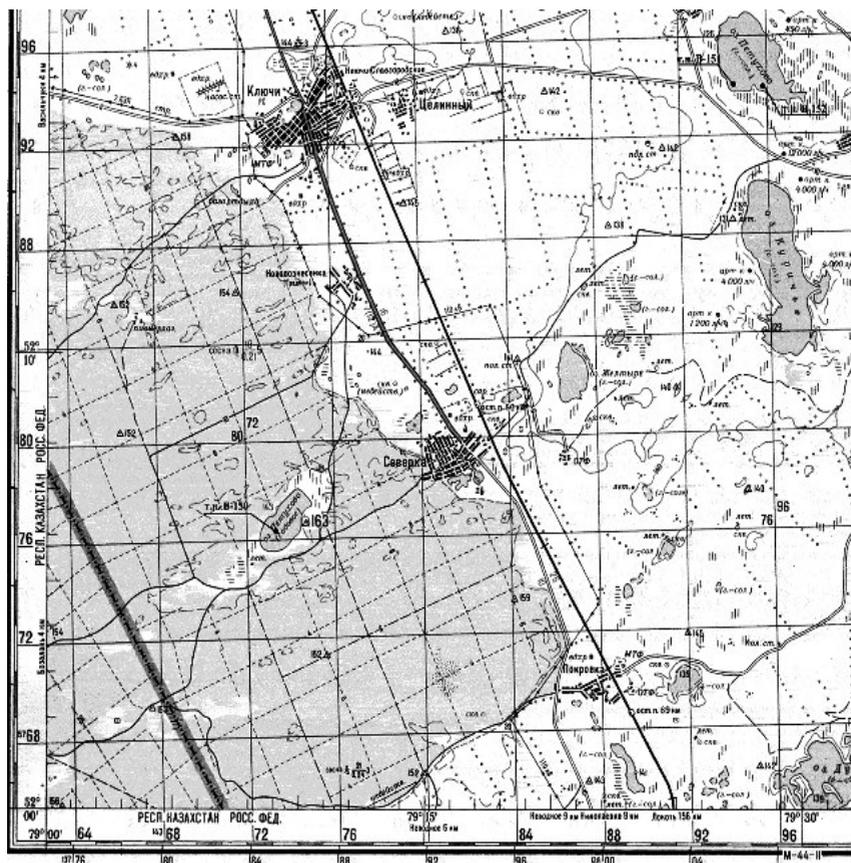


Рис. 1. Карта оз. Петухово у д. Северка и оз. Петухово у д. Петухово, 1993 г.

Кислородный режим в озерах удовлетворительный. Озера Петухово у д. Северка и Петухово у д. Петухово относятся к мезотрофным озерам. По степени зарастания макрофитами и величине образующей ими первичной продукции исследованные озера можно отнести к бордюроному типу зарастания (оз. Петухово у д. Северка), преобладает жесткая воздушно-водная растительность, продуцирующая от 259 до 1127 г/м² в год органического вещества при площади зарастания акватории не более 30 %, и массивно-зарослевому типу (оз. Петухово у д. Петухово), где доминирует мягкая погруженная растительность, площадь зарастания до 90 %.

Вода оз. Петухово у д. Северка является хлоридно-гидрокарбонатным натриевым рассолом с общей минерализацией воды 52,3 г/л, а вода оз. Петухово у д. Петухово – хлоридный магниевонатриевый рассол со значением общей минерализации воды 56,3 г/л (табл. 1).

Таблица 1. Состав вод изученных озер по формуле Курлова

Привязка	TDS, г/л	Формула	Состав воды
Петухово у д. Северка	М 52,3	HCO ₃ 52 Cl 44	Вода хлоридно-гидрокарбонатная натриевая, рассол
		Na 99	
Петухово у д. Петухово	М 56,3	Cl 74 [SO ₄ 24]	Вода хлоридная магниевонатриевая, рассол
		Na 69 Mg 31	

В верхних горизонтах донных отложений оз. Петухово у д. Северка (табл. 2) доминируют кварц, доломит, плагиоклаз, разупорядоченный смектит, в виде примесей отмечаются галит, трона, кпш. В нижних горизонтах резко преобладает доломит, все остальные вышеназванные минералы присутствуют в виде примесей. Донный осадок оз. Петухово у д. Петухово (табл. 2) на границе раздела сред вода – осадок покрыт тонкой пленкой белесого цвета (соли?), основными минералами верхней части донного ила являются кварц, плагиоклаз, а доломит, ангидрит, трона, кпш присутствуют в виде примесей. С глубиной доломит становится основным минералом осадка.

Согласно величинам растворимости, хемогенное осаждение троны из данных вод невозможно, что и наблюдалось непосредственно при отборе проб донных осадков.

Данные рентгеноструктурного анализа хорошо коррелируются с данными атомно-абсорбционного анализа (рис. 2). В обоих ядрах донных отложений озер с увеличением глубины уменьшается концентрация Al (количество полевых шпатов), а концентрация Ca (количество доломита) резко возрастает, т. е. соотношение терригенной и хемогенной фракций в осадке меняется.

Используя данные о скорости осадкообразования в этих озерах (в среднем 3 мм/год), рассчитанной с использованием Pb-210 и Cs-137 [Страховенко, 2011], можно предположить, что резкая смена распределения Al и Ca по разрезу происходит на 60-е гг. прошлого века. Это соответствует периоду распаивания земель (целина) на данной территории, что привело к увеличению золотой составляющей в донных отложениях, а высокое содержание золотой фракции способствует захоронению троны и ангидрита в илах.

Таблица 2. Результаты рентгеноструктурного анализа образцов донных осадков озер

№ образца	Фазовый состав	Зольность							мкг/кг	
		Ca	Mg	Na	K	Al	Fe	U		Th
%										
Донный осадок оз. Петухово у д. Северка										
С глубины 0–5 см	Основная фаза – кварц, доломит, плагиоклаз, разупорядоченный смектит, примеси галита, троны, кпш	86	4,6	7,8	4,2	1,4	2,7	1	2	1,8
С глубины 45–50 см	Основная фаза – доломит, примеси кварца, кальцита, галита, плагиоклаза, разупорядоченного смектита, троны, кпш	71	8,6	8,1	5,1	0,7	1,4	1	2,3	2
Донный осадок оз. Петухово у д. Петухово из-под корки, сложенной галитом										
С глубины 0,5–5 см	Основная фаза – кварц, плагиоклаз, примеси доломита, галита, кпш, ангидрита	94	2,7	2	1,7	1,5	3,3	1,1	1,7	2,8
С глубины 0,5–5 см	Основная фаза – кварц, плагиоклаз, доломит, примеси кпш, кальцита, ангидрита, галита	87	6,1	4,4	1,5	1,3	3,7	1,4	2,2	3,2

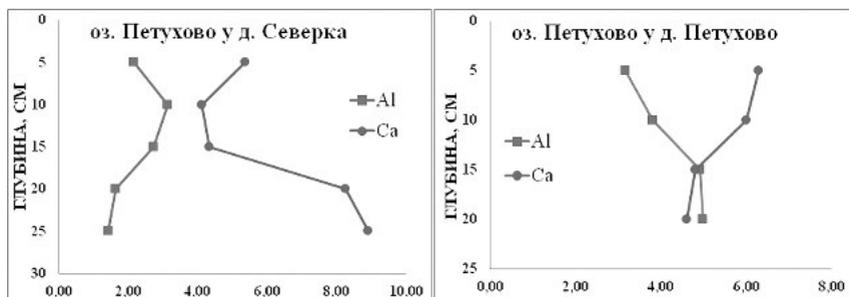


Рис. 2. Распределение Al и Ca по глубине в донных осадках озер

Поскольку акватории озер в Западной Сибири семь месяцев в году закрыты льдом и снегом, следует рассматривать образование аутигенных минералов в донных отложениях, в том числе с точки зрения криогенного минералообразования.

Среди последних работ, посвященных гидрогеохимии криолитозоны, следует отметить обобщающие работы С. В. Алексева. На основе многолетних экспериментальных и полевых исследований автора разработаны теоретические основы криогенной метаморфизации химического состава вод. При понижении температуры количество незамерзшей воды уменьшается, а концентрация солей в ней возрастает. По мере достижения раствором эвтектических точек начинается кристаллизация солей. В многокомпонентных системах, каковыми являются природные воды, эвтектические точки могут несколько смещаться в ту или иную сторону от эмпирических данных для простых систем, однако последовательность садки солей при этом, как правило, сохраняется [Алексеев, 2005].

Ионный состав вод изучаемых озер отображает процесс криогенной метаморфизации вод и изменение ее гидрохимического состава в зимний период. Таким образом, по работам разных авторов, при понижении температуры происходит изменение анионного и катионного состава по схеме: $\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{Cl}^-$; $\text{K} \rightarrow \text{Na} \rightarrow \text{Mg} \rightarrow \text{Ca} \rightarrow \text{Li}$, что способствует образованию соответствующих минералов на каждой стадии [Никольская, 1961; Абрамов, 2015]. Последовательность образования аутигенных минералов в осадках озер и их состав также, в общем, соответствуют осаждению минералов из вод, подверженных вымораживанию [Алексеев, 2005].

В изучаемых озерах в первую очередь формируются Ca-Mg карбонаты, водные карбонаты и Na гидрокарбонаты, при дальнейшем промерзании вод происходит изменение состава до сульфатных с образованием ангидрита, и (в нашем случае) процесс завершается образованием хлоридов Na. Рассмотренная стадийность подтверждается осаждением доломита как основного минерала осадков и на завершающих этапах кристаллизации образованием псевдоморфоз галита по соде, троны по соде (рис. 3, 4), а также заполнением пустот галитом между пластинками троны (рис. 5).

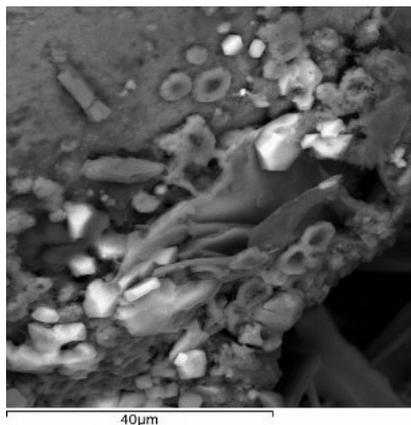


Рис. 3. Псевдоморфоза галита по соде

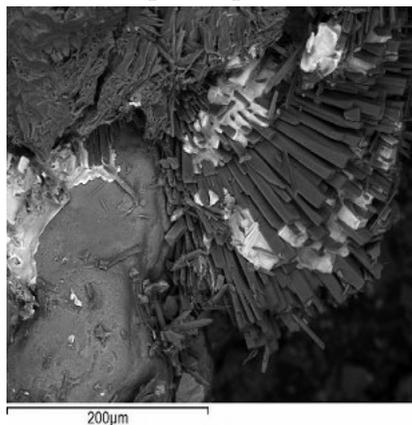
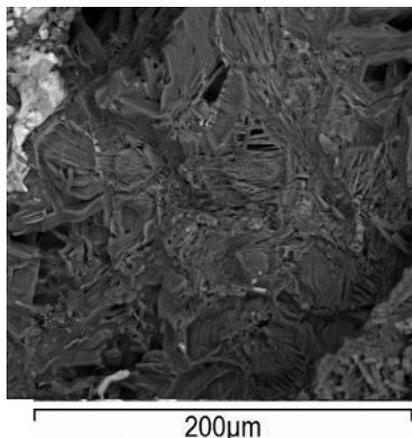


Рис. 4. Псевдоморфоза троны по соде

Рис. 5. Волокнистые образования троны, галит



Исходя из полученных данных, можно сделать заключение:

– Минералообразование в данных озерах непосредственно связано с процессами криогенной метаморфизации вод и впоследствии стадийной садкой соответствующих минералов.

– Сохранение троны и ангидрита в донном осадке связано с последующим захоронением под эоловыми отложениями.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00132.

Литература

Абрамов В. Ю. Формирование химического состава подземных вод в экстремальных термодинамических условиях: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2015.

Алексеев С. В. Криогидрогеологические системы. Формирование понятия и классификация // Криосфера Земли. Т. IX, № 2. Новосибирск: СО РАН, филиал «ГЕО», 2005. С. 85–93.

Гидрогеология СССР. Т. XVII: Кемеровская область и Алтайский край. М.: Недра, 1972. 400 с.

Ковалев Р. В. Почвы Кулундинской степи. Новосибирск, 1967. 289 с.

Никольская Ю. П. Процессы солеобразования в озерах и водах Кулундинской степи. Новосибирск: СО АН СССР, 1961. 181 с.

Страховенко В. Д. Геохимия донных отложений малых континентальных озер Сибири: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. Новосибирск, 2011. 36 с.

MODERN MINERALOGENESIS IN LAKES PETUKHOVO OF KULUNDA STEPPE

**E. A. Ovdina¹, V. D. Strakhovenko¹, N. I. Yermolaeva²,
E. Yu. Zarubina², A. V. Saltykov²**

¹ *Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk*

² *Institute of Water and Environmental Problems SSB RAS, Novosibirsk*

The paper deals with two lake systems (Lake Petukhovo near Petukhovo and Lake Petukhovo near Severka) located at the distance of 14 km from each other in Kulunda Steppe. The element structure of various components of the lake systems was studied using a complex of modern geochemical methods. Quartz, dolomite and plagioclase dominated in the top horizons of the lake ground deposits with the inclusion of halite, throne, and kfsp. Dolomite sharply prevails in the lower horizons and all the other above-named minerals

were found as inclusions. The sedimentation of the autigenic minerals was considered in the context of cryogenic mineralogenesis processes.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА И ЕГО БАСЕЙНА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОМПЛЕКСА МЕТОДОВ

Л. В. Филимонова¹, Н. Б. Лаврова^{2,3}

¹ *Институт биологии КарНЦ РАН*

² *Институт геологии КарНЦ РАН*

³ *Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН*

Проведены палеогеографические исследования на ряде модельных территорий (МТ), расположенных в среднетаежной подзоне Карелии, в бассейне Онежского озера с использованием комплекса методов. Выполнены реконструкции пространственно-временной динамики растительности на фоне изменения климата, дегляциации территории и трансгрессивно-регрессивной деятельности Онежского озера в позднеледниковье и голоцене. При этом учтены данные геоморфологии территории, состава четвертичных отложений и антропогенное воздействие.

Палеогеографические исследования в бассейне Онежского озера проводились сотрудниками Института биологии и Института геологии КарНЦ РАН на протяжении многих лет. Получены данные по истории формирования рельефа и четвертичных отложений, а также пространственно-временной динамики растительности на фоне изменения климата, дегляциации территории и трансгрессивно-регрессивной деятельности Онежского озера в позднеледниковье и голоцене. Реконструкции сухоходольной растительности выполнены со среднего дриаса (DR_2 , ~12 000 л. н.) до современности с учетом геоморфологии территории и антропогенного воздействия. Они опираются на 31 спорово-пыльцевую диаграмму (СПД) озерных и озерно-болотных отложений, результаты карпологического анализа (4 разреза) и определения макро-

остатков растений (82 разреза). Для увеличения достоверности реконструкций использованы данные о составе субрецентных палиноспектров из района исследования (179) и других регионов, «поправочные коэффициенты» для пыльцы древесных пород [Филимонова, 2007 и др.], палеоэкологический анализ [по: Гричук и др., 1969] и определения концентрации пыльцы в отложениях методом «маркирующих» спор. Возраст отложений определяли с применением AMS датирования, варвометрического, радиоуглеродного и биостратиграфических методов. Реконструкции сукцессий водно-болотной растительности основаны на данных о соотношении идентифицированных макроостатков растений; время смен палеосообществ рассчитано с использованием радиоуглеродных датировок и определений относительного возраста слоев отложений при периодизации СПД.

Построены уточненные палеоклиматические кривые $t_{\text{ср}}^{\circ}$ января, $t_{\text{ср}}^{\circ}$ июля, $t_{\text{ср}}^{\circ}$ года и среднегодового количества осадков за последние 11 000 лет по 4 СПД из заповедника «Кивач» (62°18' с. ш., 33°55' в. д.); проведено их сопоставление с реконструкциями, имевшимися ранее для четырех других МТ, расположенных в среднетаежной подзоне Карелии, в бассейне Онежского озера [Филимонова, Климанов, 2005 и др.].

При характеристике палеогидрологии территории и истории развития конкретных водоемов использованы данные по геоморфологии территории, хроностратиграфии и скорости накопления озерных и болотных отложений, пыльце, спорам и макроостаткам водных растений, диатомовым и зеленым водорослям. Получены реконструкции колебания относительного уровня ряда палеоводоемов, интенсивности их зарастания и заторфовывания, сукцессий и изменений индекса влажности болотных палеосообществ в местах отбора колонок отложений [Филимонова, 2010 и др.].

Проведенное сопоставление реконструкций динамики растительности с палеоклиматическими кривыми [Филимонова, Климанов, 2005], неотектоникой территории [Елина и др., 1994], изменением уровня воды в Онежском озере [Девятова, 1986; Демидов, 2005, 2006] и других палеоводоемах [Филимонова, 2010 и др.] по-

зволило получить более полную картину палеогеографической обстановки в районе исследований в позднеледниковье и голоцене.

Анализ полученных и литературных данных свидетельствует о том, что территория южной и восточной Карелии освободилась от материкового льда 13 000–14 000 л. н. вследствие резкого глобального потепления в интерстадиале бёллинг. Дегляциация котловины Онежского озера происходила довольно быстро (1–1,5 км/год). Она началась ~12 400 л. н. и закончилась ~11 600 л. н., когда ледник отступил от северной части Заонежского п-ова [Демидов, 2005, 2006]. В ходе его деградации в котловине Онежского озера и на прилегающих низменностях сформировался крупный приледниковый водоем, площадь и уровень которого неоднократно менялись в зависимости от положения края ледника, гляциоизостатических движений земной коры и эрозионной деятельности в районах порогов стока. Водоем входил в систему Верхневолжских озер, уровень воды которых составлял 120–130 м [Квасов, 1976]. Открытие стока по сквозной долине рек Ошта – Тукша – Оять в бассейн Балтики ~12 500–12 400 л. н. привело к снижению уровня Онежского приледникового озера до 106 м [Демидов, 2006]. Примерно 12 300 л. н. край ледника отступил из долины р. Свири, и водоем получил новый, более низкий порог стока в Балтику [Saarnisto, Saarinen, 2001], а уровень воды в его южной части снизился до 85–75 м. В результате отступления ледника, освобождения новых территорий и поступления талых ледниковых вод Онежское приледниковое озеро к концу аллерёда (AL, ~11 400 л. н.) достигло максимальных размеров, а уровень воды в нем поднялся до 115–130 м. Во время регрессии 11 300 л. н. вследствие гляциоизостатического поднятия земной коры и открытия нового порога стока в Белое море, а затем в Ладожское озеро он упал на 20–25 м. Следующее значительное его снижение (на 20 м) произошло ~10 300 л. н. после возобновления стока через р. Свирь в Ладогу. В голоцене уровень Онежского озера при общей тенденции к понижению значительно колебался. Наиболее крупная регрессия отмечена ~9500 л. н. при возобновлении стока из озера в Балтику через р. Свирь [Девятова, 1986; Демидов, 2006].

По мере снижения уровня Онежского озера происходило увеличение площади суходолов, отделение и обособление в депрессиях малых и средних палеоводоемов [Филимонова, 2010 и др.]. Помимо них, в основном на больших высотах развивались автономные озера. Характерным для территории исследования было также образование озер в результате таяния мертвых льдов. Массивы их сохранялись длительное время, некоторые – вплоть до бореала, существенно задерживая формирование ландшафтов, озерно-речной сети и растительности [Демидов, Лаврова, 2001; Демидов, 2006].

Улучшение климатических условий в голоцене и обмеление малых водоемов вызвало интенсивное развитие в них планктона, бентоса, гиро- и гидрофитов, что способствовало отложению в них сапропеля. Так, в оз. Малое Безымянное (61°31' с. ш., 33°39' в. д., 280 м н. у. м.) его накопление отмечено с начала пребореального периода (РВ: 10 200 ± 150 л. н., ТА-1675), а в озерах Гурвич (61°38' с. ш., 34°17' в. д., 198 м н. у. м.) и Суярлампи (61°30' с. ш., 33°28' в. д., 147 м н. у. м.) с меньшими гипсометрическими отметками – несколько позже (9600 ± 200 л. н., ТА-1583, и 9700 ± 200 л. н., ТА-1687, соответственно) [Лаврова, 2006].

Дальнейшее снижение уровня воды в некоторых водоемах способствовало их зарастанию водно-болотной растительностью, а также последующему их заторфовыванию. В неглубоких депрессиях эти процессы имели место уже в пребореальном периоде. Это подтверждено датированием лежащих на маломощном сапропеле базальных слоев торфа (9950 ± 70 л. н., SU-3585; 9890 ± 70 л. н., SU-3587), отобранных под болотными лесами на территории заповедника «Кивач». Здесь же отложение сапропеля в палеоводоемах Чечкино (62°18' с. ш., 33°59' в. д., 54 м н. у. м.) и Мошкарное (62°17' с. ш., 33°55' в. д., 57 м н. у. м.) началось только в бореале (ВО: 8680 ± 60 л. н., ТА-1506; 8570 ± 130 л. н., ЛУ-2228). В разрезах Пичозеро (67°47' с. ш., 37°25' в. д., 118 м н. у. м.) и Толвосуо (62°16' с. ш., 31°27' в. д., 185 м н. у. м.) с более высокими гипсометрическими отметками базальные слои сапропеля сформировались значительно раньше (9640 ± 205 л. н., Уа-14807, и 9260 ± 170 л. н., ГИН-12150, соответственно) [Филимонова, 2015 и др.].

Торфонакопление в прибрежной части ряда палеоводоемов началось с ВО-3 (8250 ± 80 л. н., ТА-890; 8130 ± 120 л. н., ТА-1942) [Филимонова, 2010, 2015 и др.]. Для этого времени характерны похолодание климата и уменьшение среднегодового количества осадков, неотектонические подвижки кристаллического фундамента, снижение уровня воды в Онежском озере и других палеоводоемах, а также максимальное распространение среднетаежных сосновых лесов.

В начале атлантического периода (АТ) отмечен подъем уровня воды во всех изученных озерах. Некоторое его уменьшение зафиксировано ~6500 и 5900–5800 л. н., увеличение – 6200 и 5750 л. н. Существенное его снижение в АТ-3 (после 5600 л. н.) и в суббореале (SB: 4700–2500 л. н.) вызвало дальнейшее обмеление и окончательное заторфовывание палеоводоемов. Полученные реконструкции сукцессий водно-болотной растительности и пространственно-временной динамики роста ряда болот опубликованы [Филимонова, 2010 и др.].

На исследованных МТ из бассейна Онежского озера выполнены также детальные реконструкции динамики суходольной растительности со среднего дриаса (DR_2) до современности. Установлено, что расселение растений происходило по мере освобождения территории от ледникового покрова, причем раньше на МТ, удаленных от приледниковых водоемов, образовавшихся при его таянии. На ряде МТ (например, в Заонежье), залитых водами пра-Онежского озера, отмечено запаздывание развития растительного покрова, который изначально мог формироваться только на отдельных островах, поднимавшихся над водной поверхностью. Появление новых участков суши по мере снижения уровня воды в нем способствовало продолжительному существованию здесь палеосообществ, характерных для несформированных почв [Филимонова, Лаврова, 2015]. Кроме того, развитие растительности по отношению ко времени дегляциации задерживалось и на территориях с длительным сохранением массивов погребенного мертвого льда, главным образом в южной и юго-восточной Карелии: МТ Пичозеро [Wohlfarth et al., 2004], Тамбичозеро [Wohlfarth et al., 2002] и ряд МТ на Онежско-Ладожском водоразделе [Лаврова, 2006]. В центральной и запад-

ной частях района исследований оно начиналось в основном сразу же после отступления ледника. Распространение и развитие растительности контролировалось как климатическими, так и геолого-геоморфологическими факторами. Первые определили состав и два тренда развития зональной растительности с переходным этапом в суббореале. Рельеф и состав коренных кристаллических пород обусловили специфичность растительного покрова изученных МТ.

Для примера приведена схема динамики суходольной растительности, полученная для МТ «Кивач»: перигляциально-степные и тундровые палеосообщества (ПС) в сочетании с островными березовыми и ольховыми редколесьями [AL: 11 500–11 000 л. н.] → тундра ерниково-зеленомошная в сочетании с перигляциальными ПС и присутствием островных березовых и ольховых редколесий [DR₃: 11 000–10 300 л. н.] → лесотундра: березовое (с примесью сосны и ольхи) редколесье в сочетании с ерниково- и кустарничково-зеленомошными тундрами, а также с присутствием перигляциально-разнотравных ПС [PB-1, 2: 10 300–9700 л. н.] → северная тайга: редкостойные березовые (с примесью сосны и ольхи) леса [PB-2: 9700–9300 л. н.] → редкостойные березово-сосновые и сосново-березовые леса [BO-1: 9300–8900 л. н.] → средняя тайга: сосновые и березово-сосновые леса [BO-2, 3: 8900–8000 л. н.] → южная тайга: сосновые, сосново-березовые и черноольховые леса с широколиственными породами и лещиной (Qm), а также елью [AT-1, 2: 8000–6500 л. н.] → сосново-еловые и сосново-березовые леса с Qm, елово-черноольховые с вязом леса [AT-2, 3: 6500–4700 л. н.] → средняя тайга (южный вариант): еловые и сосново-еловые леса с березой и примесью Qm, ельники черноольховые (SB: 4700–2500 л. н.) → средняя тайга: еловые и сосново-еловые леса с березой и ольхой (SA-1, 2: 2500–800 л. н.) → еловые и сосновые леса с березой и ольхой (SA-3: 800 л. н. – настоящее время) [Филимонова, 2010, 2015 и др.].

На МТ Заонежье полыни и маревые играли существенную роль в растительном покрове до конца PB (~9300 л. н.), встречались в BO и AT-1. Как и на МТ Кивач, участие ели в составе лесов увеличилось во второй половине AT-периода. Она имела здесь большее распространение, которое уменьшилось в субатлантическое

время (SA), особенно в последние 1000 лет [Филимонова, Лаврова, 2015]. Максимальное участие ели в растительном покрове отмечено на МТ Пичозеро. Здесь, а также в отложениях разреза Тамбичозеро, начиная с позднеледниковья до современности, встречались пыльца и устьица лиственницы, произрастающей на юго-востоке Карелии и в настоящее время [Филимонова, 2015 и др.]. Широколиственные породы и лещина наибольшее распространение имели в АТ-периоде (особенно в АТ-2 и АТ-3). В суббореале их участие в составе лесов несколько уменьшилось. До настоящего времени *Tilia cordata* и *Ulmus laevis* в незначительном количестве сохранились в Пудожском флористическом районе. В заповеднике «Кивач» местами произрастают *Tilia cordata* и *Ulmus scabra*. Все три вида еще более представлены в Заонежье, что в значительной степени обусловлено наличием карбонатных и шунгитовых пород. Для последних двух МТ характерны также елово-черноольховые топи. Коренные хвойные леса в Заонежье в основном вырублены; роль производных лесов, лугов и сельхозугодий, в том числе заброшенных и заросших ольхой и другими кустарниками, весьма значительна. Это нашло отражение в полученных СПД и рассматривалось как проявление антропогенного фактора [Филимонова, 2010, 2015; Филимонова, Лаврова, 2015 и др.].

Работа выполнена в рамках ГЗ темы № 0221-2014-0007 и проекта РНФ № 14-17-00766.

Литература

Гричук В. П., Мальгина Е. А., Моносзон М. Х. Значение палеоботанических материалов для стратиграфии валдайских отложений // Последний ледниковый покров на северо-западе европейской части СССР / Ред. И. П. Герасимов. М., 1969. С. 57–105.

Девятова Э. И. Природная среда и ее изменения в голоцене (побережье севера и центра Онежского озера). Петрозаводск: Карелия, 1986. 110 с.

Демидов И. Н. Деградация последнего оледенения в бассейне Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 134–142.

Демидов И. Н. О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменениях его уровня и гляциоизостатическом поднятии

побережий в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 171–180.

Демидов И. Н., Лаврова Н. Б. Строение четвертичного покрова бассейна р. Водла (Восточная Карелия) и особенности развития растительности в поздне- и послеледниковье // Национальный парк Водлозерский: природное разнообразие и культурное наследие. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 49–60.

Елина Г. А., Филимонова Л. В., Кузнецов О. Л. и др. Влияние палеогидрологических факторов на динамику растительности болот и аккумуляцию торфа // Ботан. журн. 1994. Т. 79, № 1. С. 53–69.

Квасов Д. Д. Происхождение котловины Онежского озера. Л., 1976. С. 7–40.

Лаврова Н. Б. Некоторые особенности состава спорово-пыльцевых спектров позднеледниковых отложений Олонецкого плато // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 183–188.

Филимонова Л. В. Отражение состава современной растительности в палиноспектрах средней тайги Карелии // Биоразнообразие, охрана и рациональное использование растительных ресурсов Севера. Ч. 1. Архангельск, 2007. С. 278–282.

Филимонова Л. В. Динамика уровня режима, зарастания и заторфовывания палеоводоемов заповедника «Кивач» на фоне изменений природной среды за последние 11 500 лет // Направления исследований в современном болотоведении России / Ред. Т. К. Юрковская. Санкт-Петербург: Тула, 2010. С. 113–126.

Филимонова Л. В. Изменения климата, гидрологии и растительности в позднеледниковье-голоцене в бассейне Онежского озера // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена: Материалы Всерос. конф. «Марковские чтения 2015 года». М.: МГУ, 2015. С. 216–218.

Филимонова Л. В., Климанов В. А. Изменение количественных показателей палеоклимата в среднетаежной подзоне Карелии за последние 11 000 лет // Тр. КарНЦ РАН. 2005. Вып. 8. С. 112–120.

Филимонова Л. В., Лаврова Н. Б. Палеогеография Заонежского полуострова в позднеледниковье и голоцене // Тр. КарНЦ РАН, сер. **Биогеография**. 2015. № 4. С. 30–47. doi: 10.17076/bg22.

Saarnisto M., Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the lake Onega basin to the Salpausselkyä End Moraine // Global and Planetary Changes. 31. Elsevier Science. 2001. P. 333–405.

Wohlfarth B., Filimonova L., Bennike O. et al. Late-Glacial and Early Holocene Environmental and Climatic Change at Lake Tambichozero, Southeastern Russian Karelia // *Quaternary Research*. 2002. N 58. P. 261–272.

Wohlfarth B., Schwark L., Bennike O. et al. Unstable early-Holocene climatic and environmental conditions in northwestern Russia derived from a multidisciplinary study of a lake-sediment sequence from Pichozero, southeastern Russian Karelia // *The Holocene*. 2004. Vol. 14, N 5. P. 732–746.

PALEOGEOGRAPHIC STUDIES OF LAKE ONEGO AND ITS DRAINAGE BASIN USING A SET OF METHODS

L. V. Filimonova¹, N. B. Lavrova^{2,3}

¹*Institute of Biology KarRC of RAS*

²*Institute of Geology KarRC of RAS*

³*Northern Water Problems Institute KarRC of RAS*

Paleogeographic studies were carried out on a number of model areas (MA) located in the middle taiga subzone of Karelia in the Lake Onego basin using a set of methods. Reconstructions of the vegetation spatio-temporal dynamics were made as related to climate changes, deglaciation of the territory and transgressive-regressive activity of Lake Onego during the Late Glacial and the Holocene. At the same time, the data on geomorphology of the territory, composition of Quaternary sediments and human impact were taken into account.

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ЮЖНОМ КАСПИИ

Н. В. Козина

Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН

Для изучения донных осадков Южного Каспия был впервые применен системный подход, включающий в себя комплекс новых методов и приборов. В статье представлены сведения по минеральному составу донных осадков и распределению CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ в поверхностных донных осадках Южного Каспия.

Каспийское море-озеро является одним из крупнейших бессточных водоемов земного шара. Водосбор моря расположен частью в гумидной, а главной частью в аридной и семиаридной областях. Южный Каспий, в отличие от других районов моря, полностью расположен в аридной климатической зоне. Процесс седиментации в Южном Каспии интересен тем, что в его пределах перерабатывается терригенный материал, поступающий с речным стоком горных рек и в виде аэрозолей через атмосферу. Кроме того, в Южном Каспии активно протекает хомогенное и биогенное накопление осадков [Лебедев и др., 1973; Каспийское..., 1989].

В работе использованы материалы, полученные автором с коллегами в экспедициях НИС «Рифт» и «Никифор Шуреков» в 2010, 2012 и 2013 гг. в рамках проекта «Система Каспийского моря» под руководством академика А. П. Лисицына. Пробы донных осадков были отобраны дночерпателем и мультикорером (КУМ, Германия). Мультикорер применен для данного бассейна впервые. Он позволяет сохранить без нарушения пограничный слой (верхний флокулированный слой над осадками – наилок) между водной толщей и донными отложениями. Часть проб донных осадков любезно предоставил Г. Н. Батурин.

Аналитические исследования (гранулометрический анализ, минералогические исследования, определение общего, органического и карбонатного углерода, геохимические исследования) были выполнены в Лаборатории физико-геологических исследований и в Аналитической лаборатории ИО РАН. Все эти методы исследования описаны в прошлых работах [Дара и др., 2015; Козина, 2015; Лукашин и др., 2016].

Южный Каспий, отделяющийся от Среднего Каспия Апшеронским порогом, представляет собой сложно построенную впадину с максимальной глубиной 1025 м. Западный борт Южно-Каспийской котловины крутой (происходит резкий перепад глубин), а восточный полого поднимается и переходит в широкую шельфовую площадку [Каспийское..., 1989]. Дно Южно-Каспийской впадины, а также шельфовая зона этого региона осложняются многочисленными грязевыми вулканами.

Южный Каспий полностью покрыт современными (голоценовыми) отложениями, которые имеют различную мощность от первых метров (восточная часть Южного Каспия) до нескольких десятков метров (Южно-Каспийская котловина). Гранулометрический состав Южного Каспия можно охарактеризовать следующим образом: глубоководная впадина почти полностью заполнена пелитовым материалом, алевроитовый и песчаный материал исчисляется десятками долями процента; по мере уменьшения глубины и приближения к берегу осадок грубеет и происходит накопление алевроито-пелитового, алевроитового, песчано-алевритового материала.

В отличие от других районов моря Южный Каспий характеризуется высокой карбонатной составляющей осадков [Лебедев и др., 1973; Каспийское..., 1989], а CaCO_3 является одним из ведущих компонентов поверхностных донных осадков Южного Каспия. В Южном Каспии высококарбонатные осадки связаны в первую очередь с биогенными и хемогенными процессами, протекающими в данном регионе. Шельфовые области Южного Каспия на глубинах от первых метров до 50 м покрыты биогенным карбонатным материалом (мощной системой биофильтров), которые представлены раковинами моллюсков и их обломками р. *Didacna*, *Cardium* и др. [Каспийское..., 1989]. С глубиной содержание биогенного материала уменьшается вплоть до полного исчезновения в глубоководной впадине. Центральная часть Южно-Каспийской котловины заполнена слабоизвестково-пелитовыми и известково-пелитовыми илами, в которых концентрация CaCO_3 достигает 50 %. В процессе комплексных исследований удалось выделить и проследить толщу известковых отложений, протягивающуюся вдоль восточного берега Южного Каспия на глубинах от 50 до 200–300 м и представленную светлым, почти белым мелоподобным тонкозернистым материалом, с содержанием CaCO_3 более 80 %. Обломки раковин в этой толще встречены в единичных экземплярах. Минералогически эта толща представлена кальцитом, содержание которого достигает 85 %, концентрации доломита и сидерита не превышают 5 %. Кроме того, на восточном шельфе Южного Каспия на глубине 50 м происходит активное образование оолитов, цементированных карбонат-

ных корок и нарощих на эти корки сферолитов. Оолитовые пески, протягивающиеся полосой вдоль восточной части Южного Каспия на глубине 50 м, представлены оолитами бежево-коричневого цвета, округлой формы, крупнопесчаной размерности. С точки зрения минералогии они полностью представлены кальцитом.

При изучение донных осадков, отобранных мультикорером, прослеживается определенная закономерность в распределение CaCO_3 по вертикали, содержание которого увеличивается от верхних горизонтов (первые проценты – 20 %) к нижним (до 40 %) (рис. 1).

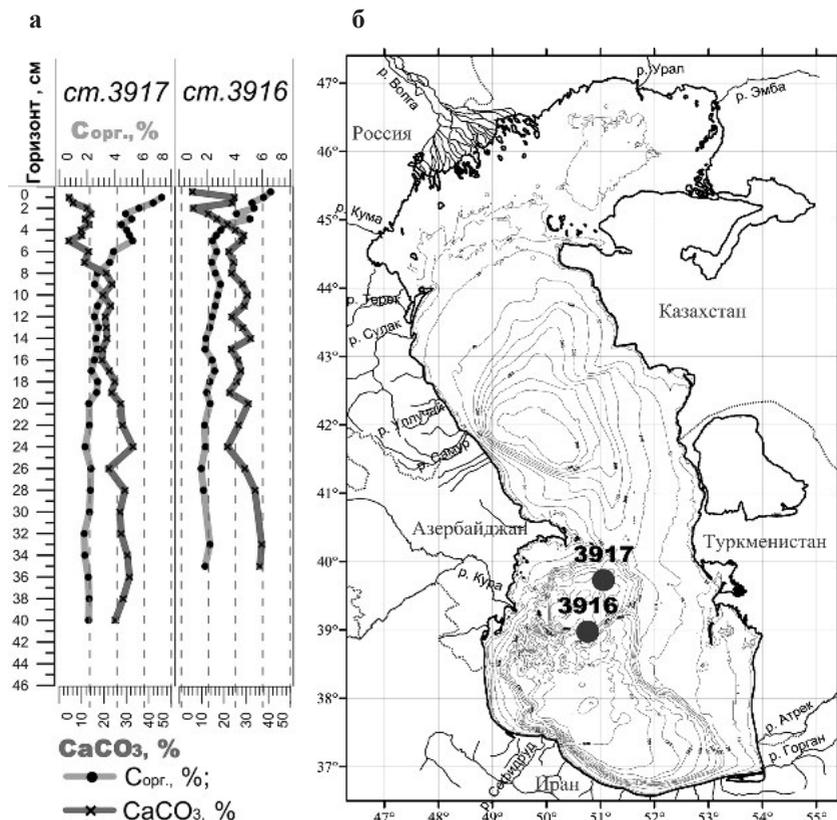


Рис. 1. Распределение $\text{C}_{\text{орг}}$ и CaCO_3 в поверхностных донных осадках, отобранных мультикорером (а); карта станций отбора проб донных осадков мультикорером в Южном Каспии (б)

Были исследованы керны донных осадков, расположенные в Южно-Каспийской котловине на глубине 1000 м (ст. 3916) (рис. 1, б), где зафиксировано сероводородное заражение [Иванов и др., 2013; Амбросимов и др., 2014], и на северном склоне Южно-Каспийской котловины на глубине 670 м (ст. 3917) (рис. 1, б). Верхний слой осадка (0–2 см) представлен наилком (восстановленным), остальной осадок сложен слабоизвестково-пелитовым и известково-пелитовым илом серого, серо-зеленого цвета с микропрослоями, примазками и микроконкрециями гидротроилита и окисленными микропрослоями. Минералогически осадок представлен кварцем, полевыми шпатами, карбонатными минералами, гипсом, пиритом и глинистыми минералами.

В самой глубокой части Южно-Каспийской котловины (ст. 3916), где развито сероводородное заражение, протекают активные процессы диагенеза, приводящие к накоплению аутигенных минералов, таких как кальцит, кутнагорит, пирит, гипс и др. На ст. 3916 в верхних горизонтах колонки (от 0 до 3 см), обогащенной Mn (рис. 2, а), впервые в осадках Каспийского моря обнаружен двойной карбонат кальция и марганца – кутнагорит ($\text{CaMn}[\text{CO}_3]_2$) (рис. 2, б) [Дара и др., 2015; Козина, 2015].

Другие карбонатные минералы (кальцит и Mg-кальцит) распространены по всему разрезу с увеличением концентраций к нижним горизонтам. Кальцит в поверхностных донных осадках был встречен в виде параллельно-шестоватых агрегатов, сплошных волокнистых масс, агрегатных скоплений, сгустков кальцита и кристаллов кальцита с совершенной спайностью по ромбоэдру. Все эти формы кальцита, кроме последней, указывают на его аутигенное образование.

В наиболее тонкозернистых осадках Южного Каспия происходит активное образование фрамбоидального пирита (аутигенного). Максимальные его концентрации приурочены к районам, в которых развито сероводородное заражение. Его образование в одних случаях приурочено к участкам скопления панцирей диатомей (рис. 3, а), в других случаях его развитие происходит в межзерновом пространстве осадка (рис. 3, б). Фрамбоиды пирита встречаются от 3–4 до

10 микрон в диаметре и сложены разными по форме кристаллитами (субсферической, призматической, октаэдрической, пентагондодекаэдрической, полигональной формы).

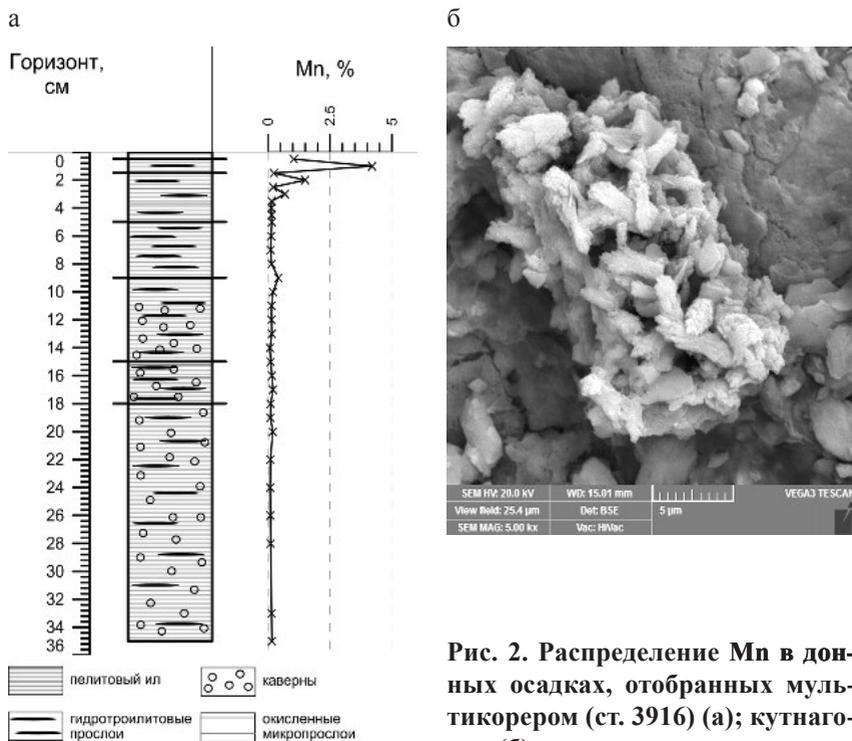
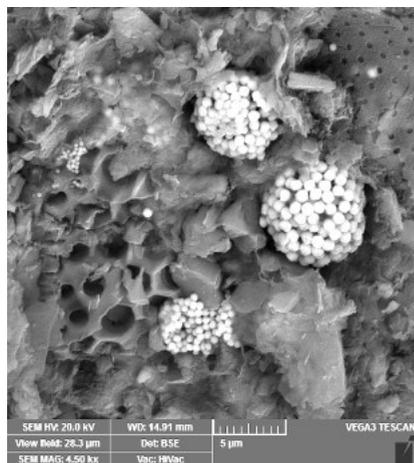


Рис. 2. Распределение Mn в донных осадках, отобранных мультикорером (ст. 3916) (а); кутнаогрит (б)

Кроме того, в верхних горизонтах осадка (до 4 см) Южно-Каспийской котловины обнаружено широкое развитие аутигенного гипса, о чем свидетельствуют формы и хорошая сохранность кристаллов. В донных осадках гипс представлен в виде радиально-лучистых агрегатов (розочек), сростков призматических кристаллов, кристаллических агрегатов, призматических кристаллов с совершенной спайностью и параллельно-шестоватых агрегатов. Размер кристаллитов гипса варьирует от 1–3 микрон (кристаллические сплошные массы) до 50 микрон (радиально-лучистые агрегаты) [Козина, 2015; Лукашин и др., 2016].

В тонкозернистых осадках Южно-Каспийской котловины на глубине 1000 м обнаружен еще один аутигенный минерал – барит, представленный в виде пластинчатых сростков кристаллов. Его образование, а также образование всех вышеперечисленных минералов связано с диагенетическими процессами, проходящими в данном участке моря.

а



б

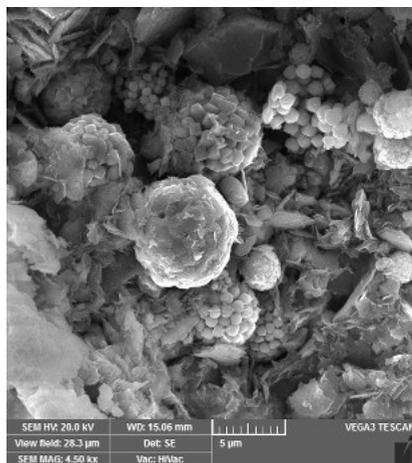


Рис. 3. Развитие фрамбоидального пирита:

а – на поверхности панцирей диатомей; б – в межзерновом пространстве осадка

Современные донные осадки Южного Каспия довольно богаты органическим веществом, и средняя концентрация $C_{\text{орг}}$ составляет около 3 %. В распределении органического вещества по типам донных осадков проявляется тенденция увеличения концентраций от грубого материала к тонкому дисперсному материалу. Для поверхностных донных осадков Южного Каспия получены новые данные по распределению $C_{\text{орг}}$, концентрации которых в 2–3 раза превышают значения, установленные предыдущими исследователями [Пахомова, 1961; Бордовский, 1969; Лебедев и др., 1973; Каспийское..., 1989]. В верхнем слое осадка в Южно-Каспийской котловине (ст. 3916) и на северном склоне Южно-Каспийской котловины (ст. 3917) содержание $C_{\text{орг}}$ составляет 8 %. Далее вниз по разрезу

концентрации $C_{\text{орг}}$ резко уменьшаются до 4 % и менее. Такие высокие содержания $C_{\text{орг}}$ связаны в первую очередь с отсутствием кислорода в данных участках моря. В этих районах органический углерод не успевает разлагаться из-за отсутствия кислорода, тем самым происходит «консервирование» $C_{\text{орг}}$. Кроме того, еще одним фактором, повлиявшим на повышенные содержания $C_{\text{орг}}$ в верхних слоях донных осадков, является применение нового пробоотборника (мультикорер) в данном районе, который позволяет сохранить верхний флоккулированный слой осадка.

Описанные исследования современных донных осадков показали основные черты и многообразие процессов осадконакопления в Южном Каспии, которые здесь чрезвычайно сложны. Различия в условиях поставки осадочного вещества, а также тектоническая обстановка и рельеф дна Каспийского моря отражаются в распределении литологических типов донных осадков по площади моря, в распределении гранулометрических фракций, а также в распределении минеральных и биогенных компонентов. Особое влияние на процессы седиментогенеза в Каспийском море оказывает климатическая зональность. В данном бассейне особенно наглядно проявляется аридность климата (это самая аридная область России). В Южном Каспии происходит активное биогенное и хемогенное осадкообразование, и в первую очередь широкое развитие получили карбонатные отложения, представленные как биогенными остатками, так и различными минеральными образованиями карбонатной природы (оолитами, сцементированными корками и сферолитами). Кроме того, в Южно-Каспийской котловине происходят активные диагенетические образования, приводящие к образованию минералов. Таким образом, Каспийское море, а в частности Южный Каспий, является чрезвычайно интересным объектом для исследования процессов седиментогенеза в нем и продолжает изобиловать загадками.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 16-35-60028; 14-05-00769; 14-05-00875.

Автор признательна академику А. П. Лисицыну за поддержку, экипажу НИС «Рифт» А. А. Кловиткину, М. Д. Кравчишиной и Н. В. Политовой

за помощь в экспедициях, Л. В. Деминой, В. А. Карлову за аналитические исследования.

Литература

Амбросимов А. К., Кловиткин А. А., Гольдин Ю. А. и др. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 39-м рейсе научно-исследовательского судна «Рифт» // Океанология. 2014. Т. 54, № 3. С. 428–432.

Бордовский О. К. Органическое вещество современных осадков Каспийского моря // Океанология. 1969. Т. 9, вып. 6. С. 996–1006.

Дара О. М., Леин А. Ю., Козина Н. В., Иванов М. В. Первая находка кутнагорита в современных отложениях Южно-Каспийской котловины // Докл. РАН. 2015. Т. 465, № 5. С. 572–576.

Иванов М. В., Саввичев А. С., Кловиткин А. А. и др. Возобновление сероводородного заражения водной толщи глубоководных впадин Каспийского моря // Докл. РАН. 2013. Т. 453, № 1. С. 76.

Каспийское море: Проблемы седиментогенеза. М.: Наука, 1989. 184 с.

Козина Н. В. Минеральный состав донных отложений и особенности современного осадконакопления в Каспийском море: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, 2015. 31 с.

Лебедев Л. И., Маев Е. Г., Бордовский О. К. и др. Осадки Каспийского моря. М.: Наука, 1973. 118 с.

Лукашин В. Н., Лисицын А. П., Дара О. М. и др. Минеральный состав осадочного материала в Каспийском море // Океанология. 2016. В печати.

Пахомова А. С. Органическое вещество в донных осадках Каспийского моря // Тр. ГОИН. 1961. Вып. 69. С. 58–85.

FEATURES OF PRESENT SEDIMENTATION IN THE SOUTHERN CASPIAN

N. V. Kozina

A systematic approach including a complex of new methods and apparatuses was used for the first time to study the bottom sediments of the South Caspian. The article presents data on the mineral composition of the bottom sediments and distribution of CaCO₃ and organic carbon in the surface sediments of the South Caspian.

АНАЛИЗ ПЕТРОГЕННОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ (ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ) УРБАНИЗИРОВАННОЙ СРЕДЫ

З. И. Слуковский, А. С. Медведев

Институт геологии КарНЦ РАН

В докладе рассмотрены закономерности накопления основных (петрогенных) компонентов в речных и озерных донных отложениях антропогенно нарушенной среды г. Петрозаводска. Установлена геохимическая специфика каждого литологического типа отложений, что позволяет опираться на эти данные в дальнейших эколого-геологических исследованиях на урбанизированных территориях Республики Карелии и других регионов России и мира.

Введение. Очевидно, что при проведении эколого-геологических исследований анализ геосреды и ее составляющих как основы должен включать применение всех возможных для этого методов. Донные отложения водных объектов, являющиеся осадочной геологической формацией, необходимо оценивать с точки зрения содержания в них основных элементов, служащих «ключом» к их классификации, и анализа более сложных процессов, происходящих в водных объектах и на их водосборной площади. Последний факт крайне важен в свете антропогенной трансформации геосреды, в том числе донных отложений, на урбанизированных территориях, где изменения могут происходить как на микро-, так и макроуровне [Янин, 2013].

Водные объекты г. Петрозаводска являются объектами пристального внимания специалистов различных областей знаний [Водные..., 2013]. Геохимические особенности донных отложений водоемов и водотоков города представлены в работах авторов и их коллег, где основной акцент делается на исследовании накопления и распределения тяжелых металлов в пресноводных осадках техногенно нарушенной среды [Слуковский, Бубнова, 2013; Слуковский, Медведев, 2015; Слуковский, Светов, 2016].

Цель данной работы – оценить содержание и распределение петрогенных элементов и органического вещества в донных отложениях рек и озер, расположенных в черте г. Петрозаводска.

Объекты и методы исследования. Исследовались образцы проб речных и озерных донных отложений из коллекции сотрудников лаборатории геохимии и моделирования природных и техногенных процессов Института геологии КарНЦ РАН. Изучены осадки (аллювий) двух малых рек Лососинки и Неглинки, протекающих по территории г. Петрозаводска, сапропелевые илы (сапропели) оз. Ламба, а также сапропели, алевроитовые сапропели и ленточные глины из разреза донных отложений оз. Четырехверстного (рис. 1).



Рис. 1. Карта-схема расположения водных объектов г. Петрозаводска

Содержание основных (петрогенных) компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_{\text{общ}}$, Na_2O , K_2O , CaO , MgO , MnO , TiO_2 , P_2O_5) описанных осадочных формаций определялось при помощи рентгенофлуоресцентного спектрометра марки ARL ADVANT^X. Определение потерь при прокаливании (П.П.П., или LOI), характеризующих органическое вещество, проводили весовым способом после нагревания исследуемых проб до температуры 1100 °С. Статистические расчеты проводились с использованием программы MicrosoftExcell 2007.

Сравнение содержания макрокомпонентов в донных отложениях проводилось по средним значениям для каждой выборки. Графическое изображение результатов исследований выполнено при помощи программ Inkscape 0.48.4 и TriQuick 1.0.0.

SiO₂. Наибольшая концентрация оксида кремния установлена в ленточных глинах оз. Четырехверстного (67,5 %). В несколько меньшем объеме содержание SiO₂ выявлено в аллювиальных отложениях рек Лососинки (63,4 %) и Неглинки (63,3 %). За ними следуют сапропелевые (45,5 %) и алевритово-сапропелевые (43,87%) отложения оз. Четырехверстного. В сапропеле оз. Ламба (22,1%) обнаружены наименьшие концентрации оксида кремния.

Al₂O₃. Наибольшее содержание оксида алюминия характерно для глин оз. Четырехверстного (13,34 %). В аллювиальных отложениях рек Неглинки и Лососинки содержание Al₂O₃ равно 11,20 и 10,92 %, соответственно. В сапропелевых отложениях оз. Четырехверстного оно составляет 10,74 %, а в алевритовых сапропелях – 6,92 %. Наименьшая концентрация оксида алюминия обнаружена в сапропеле оз. Ламба – 4,05 %.

Fe_{общ.} Наибольшее содержание суммарного железа обнаружено в сапропелевых пробах озер Ламба (14,0 %) и Четырехверстного (7,2 %). В аллювиальных отложениях рек Неглинки и Лососинки его концентрация составляет 6,1 и 5,9 %. Для глин оз. Четырехверстного она равна 4,8 %, а в алевритовых сапропелях данного водоема было обнаружено минимальное содержание железа – 4,3 %.

Na₂O. Наибольшее содержание оксида натрия встречается в аллювиальных отложениях р. Неглинки и глинистых отложениях оз. Четырехверстного – 2,3 и 2,28 %, соответственно. Чуть в меньшем объеме – 2,2 % – Na₂O присутствует в аллювиальных отложениях р. Лососинки. В сапропелевых и алевритовых сапропелях концентрация оксида натрия равна 0,5 и 0,3 %. В сапропеле оз. Ламба обнаружена его наименьшая концентрация – 0,2 %.

CaO. Наибольшие концентрации оксида кальция характерны для аллювиальных отложений рек Неглинки и Лососинки – 3,2 и 2,7%. В глинистых отложениях оз. Четырехверстного его концентрация равна 2,3 %. В сапропеле оз. Ламба – 2,2 %. Наименьшие значения

содержания оксида кальция определены в сапропеле (1,6 %) и алевритовом сапропеле (1,5 %) оз. Четырехверстного.

K₂O. Наибольшее содержание оксида калия характерно для глин оз. Четырехверстного (2,5 %). В аллювиальных отложениях рек Лососинки и Неглинки его концентрация равна 1,7 и 1,7 %, соответственно. В сапропелевых отложениях оз. Четырехверстного содержание K₂O составляет 1,69 %, а в алевритовых сапропелях – 0,9 %. Наименьшая концентрация оксида алюминия обнаружена в сапропеле оз. Ламба – 0,5 %.

MgO. Наибольшее содержание оксида магния обнаружено в сапропелевых и глинистых отложениях оз. Четырехверстного – 2,3 %. В аллювиальных отложениях рек Неглинки и Лососинки его концентрация составляет 1,58 и 1,38 %. Для алевритово-сапропелевых отложений оз. Четырехверстного концентрация MgO равна 1,3 %. Минимальное ее содержание – 0,6 % – встречается в пробах сапропеля оз. Ламба.

MnO. Наибольшая концентрация оксида марганца встречается в аллювиальных отложениях р. Лососинки – 0,3 % и сапропеле оз. Ламба – 0,26 %. В аллювиальных отложениях р. Неглинки концентрация MnO равна 0,13 %. За ними следуют сапропель (0,10 %) и алевритовый сапропель (0,09 %) оз. Четырехверстного. В глине данного озера (0,08 %) обнаружены наименьшие концентрации оксида марганца.

TiO₂. Наибольшая концентрации оксида титана характерна для аллювиальных отложений р. Неглинки – 0,9 %. Для аллювия р. Лососинки его концентрация равна 0,7 %. В глинистых отложениях оз. Четырехверстного оксид титана присутствует в количестве 0,7 %, в сапропелевых отложениях – 2,2 %. Наименьшие значения содержания оксида титана определены в алевритовом сапропеле оз. Четырехверстного – 0,3 % и сапропеле оз. Ламба – 0,2 %.

P₂O₅. Наибольшее содержание оксида фосфора обнаружено в сапропелевых пробах оз. Ламба (2,97 %). В алевритовом сапропеле оз. Четырехверстного было обнаружено 0,46 % данного элемента. Для сапропелей оз. Четырехверстного концентрация P₂O₅ равна 0,33 %. В аллювиальных отложениях рек Лососинки и Неглинки она составляет 0,28 и 0,23 %. В глине оз. Четырехверстного обнаружены наименьшие концентрации оксида фосфора – 0,11 %.

LOI. Наибольший процент органики обнаружен в сапропелевых пробах оз. Ламба (52,4 %). В алевритовом сапропеле оз. Четырехверстного он составляет 39,6 %. Для сапропелей оз. Четырехверстного значение LOI равно 29,1 %. В аллювиальных отложениях рек Лососинки и Неглинки оно составляет 9,9 и 8,5 %. В глине оз. Четырехверстного обнаружено минимальное значение органического вещества – 3,4 %.

Соотношение содержания органического вещества донных отложений и суммы кремнезема и глинозема (рис. 2) позволяет дифференцировать изученные осадки на три группы. В первую входят аллювиальные отложения и ленточные глины, имеющие низкое значение LOI и высокие суммы оксидов Si и Al. При этом три пробы речных осадков Лососинки, относящиеся к пойменным отложениям, близки ко второй группе, в которую входят сапропели и алевритовые сапропели оз. Четырехверстного. Третья группа включает сапропели оз. Ламба, которые имеют близкое с осадками Четырехверстного содержание органики, но значительно меньший вес терригенной составляющей отложений. Примечательно явное различие сапропелей двух озер г. Петрозаводска, расположенных примерно в 11,5 км друг от друга.

Сапропели оз. Ламба резко выделяются от других исследованных осадочных формаций на другой диаграмме соотношения суммарного Fe, оксида P и LOI (рис. 3). Это связано с повышенным содержанием суммарного Fe и P_2O_5 в донных отложениях Ламбы, где в восстановительных условиях образуется минерал вивианит $Fe_3(PO_4)_2 \times 8H_2O$. Поэтому только в осадках Ламбы отмечается отсутствие значимой корреляционной связи между фосфором и органическим веществом озерных отложений. В донных осадках оз. Четырехверстного и аллювии между содержанием P_2O_5 и LOI установлен коэффициент корреляции $R = 0,85$ при $p < 0,001$ ($R_{кр.} = 0,50$). Повышенное содержание железа в осадках Ламбы связано с их природной спецификой, так как подобные железистые сапропели довольно сильно распространены на территории южной части Карелии [Синькевич, Экман, 1995], а вот аномально высокое содержание фосфора может быть результатом деятельности ягодно-плодового питомника, который в советское время располагался вблизи озера.

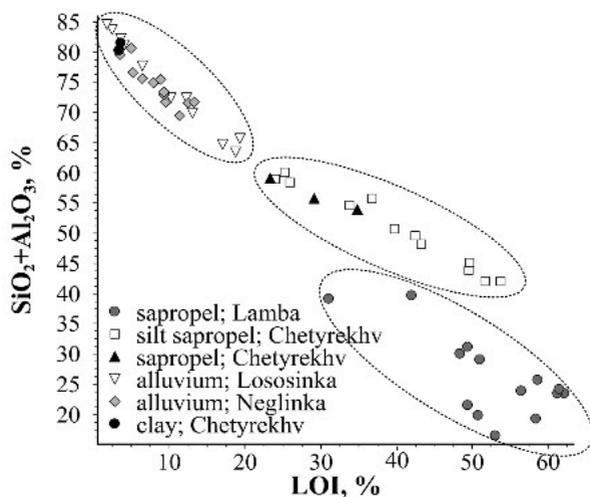


Рис. 2. Диаграмма соотношения концентраций суммы оксидов алюминия и кремния и органического вещества в донных отложения водных объектов г. Петрозаводска

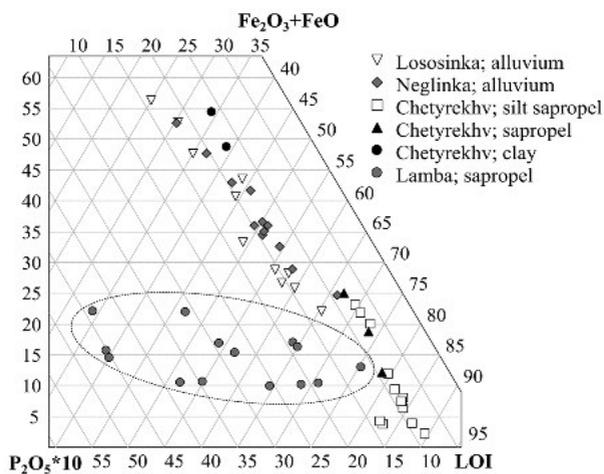


Рис. 3. Тройная диаграмма соотношения общего железа, фосфора и органического вещества в донных отложениях водных объектах г. Петрозаводска

Проведенный анализ петрогенных компонентов донных отложений водных объектов г. Петрозаводска позволит опираться на полученные данные при проведении дальнейших эколого-геохимических исследований, в первую очередь при определении закономерностей распределения микроэлементов в изученных пресноводных осадках, в том числе тяжелых металлов и металлоидов.

Литература

Водные объекты города Петрозаводска: Учебное пособие / Ред. А. В. Литвиненко, Т. И. Регеранд. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. 109 с.

Синькевич Е. И., Экман И. М. Донные отложения озер восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. 177 с.

Слуковский З. И., Бубнова Т. П. Химический состав фракции <0,1 мм отложений реки Неглинки – индикатор загрязнения городского водотока // Учен. зап. Петрозаводского гос. ун-та. 2013. № 4. С. 50–56.

Слуковский З. И., Медведев А. С. Вертикальное распределение микроэлементов в донных отложениях малого озера в условиях урбанизированной среды // Вода: химия и экология. 2015. № 3. С. 77–82.

Слуковский З. И., Светов С. А. Геохимические индикаторы техногенного загрязнения донных отложений малых рек в урбанизированной среде // География и природные ресурсы. 2016. № 1. С. 38–45.

Янин Е. П. Техногенные речные илы (вещественный состав, геохимические особенности, экологическая оценка) // Экологическая экспертиза. 2013. № 1. С. 2–195.

ANALYSIS OF MAJOR COMPONENTS OF MODERN SEDIMENTARY FORMATIONS (BOTTOM DEPOSITS) OF THE URBAN ENVIRONMENT

Z. I. Slukovskii, A. S. Medvedev

Institute of Geology KarRC of RAS

The report examines the main regularities of accumulation (petrogenic) components found in river and lake sediments of anthropogenically disturbed environments in Petrozavodsk. The geochemical specifics of each lithological deposit type was determined, which allows relying on the data while carrying out further ecological and geological research in urban areas of the Republic of Karelia and other Russian and world regions.

**РАДИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
ДОННЫХ ОСАДКОВ БЕЛОГО МОРЯ
В ХОДЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ
«ПЛАВУЧИЙ УНИВЕРСИТЕТ» В 2012 ГОДУ**

С. В. Дружинин, С. Б. Зыков, Е. Ю. Яковлев

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск

Объектами исследования являлись радиоактивные изотопы в донных осадках Белого моря. Целью работы выступало проведение сравнительной характеристики радиоактивности донных осадков Белого моря, полученной в 2012 г., с результатами исследований, полученными ранее. Установлено, что концентрация искусственного изотопа цезия-137 в донных осадках снизилась. При этом во многих пробах обнаружен быстрорападающий техногенный изотоп – цезий-134. Это указывает на то, что поступление техногенной радиоактивности в арктические моря продолжается. Активности естественных радиоактивных изотопов в целом по донным осадкам акватории Белого моря находятся в пределах кларковых содержаний.

Актуальность оценки загрязнения радиоактивными элементами арктических экосистем связана с наличием наземных и морских полигонов испытания современного вооружения, мест захоронения радиоактивных отходов, действием силовых и энергетических ядерных установок и наличием атомного флота. На состояние окружающей среды в западном секторе российской Арктики наряду с природными и антропогенными факторами влияют трансграничные переносы радиоактивных компонентов воздушными и водными массами.

С 1 июня по 10 июля 2012 г. была организована морская научно-исследовательская экспедиция «Плавающий университет» в Белое и Баренцево моря на НИС «Профессор Молчанов». Организаторами экспедиции выступили ФГАОУ ВПО «Северный (Арктический) федеральный университет имени М. В. Ломоносова», ФГБУ «Северное управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды», Архангельский центр Всероссийской общественной организации «Русское географическое общество». В рамках экспе-

диции были выполнены исследования естественной и техногенной радиоактивности донных отложений Белого моря с целью сравнения полученных результатов с данными, полученными за прошлые годы. Определение содержания радиоактивных изотопов проводилась гамма-спектрометрическим методом.

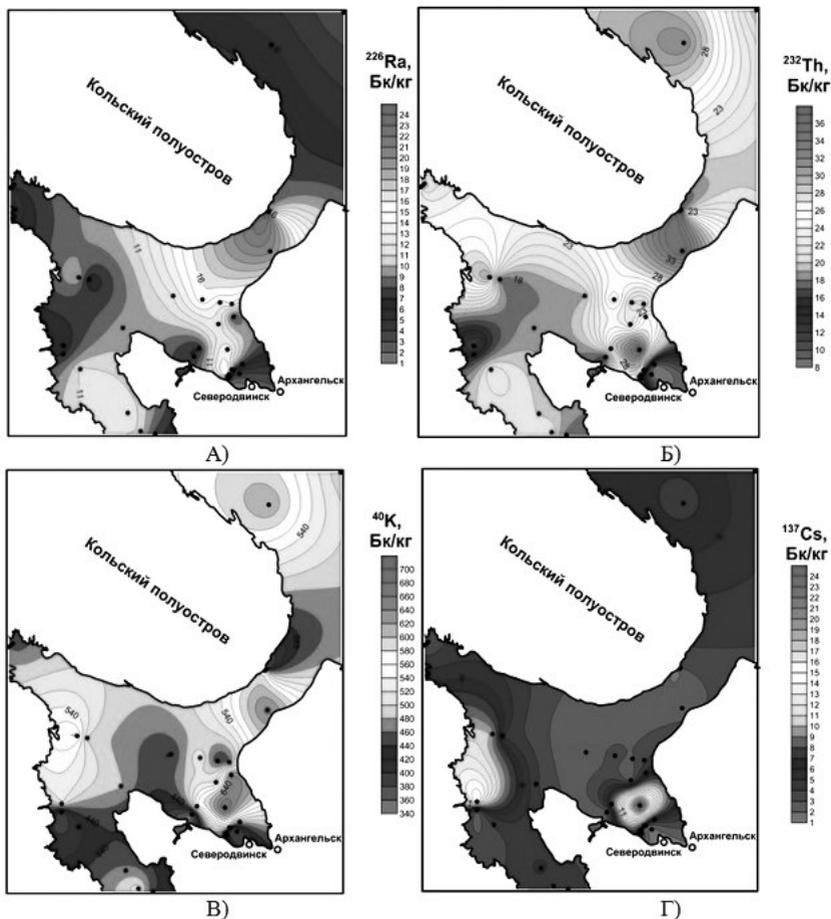
Сущность методики определения активности гамма-излучающих радионуклидов в счетных образцах основана на регистрации сцинтилляционных спектров гамма-излучения, испускаемого веществом счетного образца, с последующей обработкой их на компьютере. Исследования радионуклидов в донных отложениях проводились на основе методики измерений, разработанной в Центре метрологии ионизирующих излучений ГМЦ «ВНИИФТРИ» Госстандарта РФ.

Отобранные в ходе экспедиционных работ пробы донных отложений доставляли в стационарную лабораторию, где высушивали в сушильном шкафу при температуре 40 °С. После доведения пробы до воздушно-сухого состояния полученную навеску взвешивали и переносили в сосуд Маринелли для измерения на гамма-спектрометре.

Регистрация гамма-излучений от счетного образца донных отложений, а также обработка спектров проводились с использованием программно-аппаратурного комплекса «Прогресс-гамма», в который входят сцинтилляционный блок детектирования гамма-излучения на основе кристалла йодистого натрия NaI (Тl), блок питания и усиления импульсов, плата аналогово-цифрового преобразователя (АЦП), свинцовая защита блока детектирования от фонового излучения, калибровочный источник $^{137}\text{Cs}+^{40}\text{K}$, персональный компьютер.

Калибровка гамма-спектрометра по энергии для контроля за сохранностью параметров установки проводилась после каждого измерения с использованием комбинированного контрольного источника в сосуде Маринелли – 1 литр. Обработка спектров, расчет значений активности и погрешности производились с использованием программного обеспечения ПРОГРЕСС. Минимальное время экспонирования счетного образца составляло 3600 секунд.

По результатам измерений построены карты пространственного распределения активности ^{137}Cs , ^{40}K , ^{226}Ra , и ^{232}Th в донных отложениях Белого моря, которые демонстрируются на рис.



Распределение активности изотопов ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{40}K , ^{137}Cs (Бк/кг) в донных осадках Белого моря

Общие закономерности распределения радиоактивных изотопов следующие. Наиболее высокие значения активности принадлежат калию-40, что отмечалось и ранее проведенными исследованиями. Активность калия-40 зависит от состава отложений и составляет для отобранных проб от 147 до 680 Бк/кг, что соответствует нормальному распределению калия-40 в морских осадках Белого

моря. Высокая активность ^{40}K обусловлена наличием глиноземных минералов с большим содержанием природного калия, которые переходят в растворы из континентальных глин и выносятся реками в море, где накапливаются главным образом в его глубоководных частях. Распространение активности ^{40}K в донных отложениях соответствуют направлению основного выноса глиноземных минералов водами Двинского и Кандалакшского заливов [Киселев и др., 2000].

Активность радия-226 в донных осадках Белого моря изменяется от 1 до 28 Бк/кг. Наиболее высокие значения обнаружены у о. Соновец в Белом море (28,1 Бк/кг). В морское пространство ^{226}Ra выносятся в составе минеральных частиц, разрушенных горных пород и в растворенном виде. Это объясняет увеличение его концентрации в понижениях рельефа (ложбины ледникового выпахивания, понижения на поверхности ледниковых отложений, палеорусловые понижения и т. д.) и уменьшение в тех местах, где происходит размыв донных отложений и коренных пород. Указанное распределение радия-226 в Белом море соответствует полученным ранее данным [Киселев и др., 2000].

Активность тория-232 в разных горизонтах донных осадков этих морей изменяется от 3 до 54 Бк/кг. Максимальное значение 54 Бк/кг тория-232 установлено во втором слое от 1 до 10 см пробы на станции 108 в Белом море у Карельского берега, где и ранее отмечались его повышенные концентрации в верхнем двухсантиметровом слое. Источником поступления тория-232 в донные осадки этого района могут выступать экзогенные процессы, разрушающие кислые гранитоиды, слагающие многочисленные острова и Карельский берег. На остальных территориях активность тория-232 не превышает кларковых значений, что согласуется с ранее проведенными исследованиями [Киселев и др., 2000].

В отдельных пробах наблюдается естественный радиоактивный изотоп бериллий-7 космогенного происхождения. Его максимально зарегистрированная активность составляет 28,5 Бк/кг.

Техногенные радиоактивные изотопы цезий-134, цезий-137, кобальт-60 являются основными показателями загрязнения техногенной радиоактивностью донных осадков территорий и акваторий.

Изотоп кобальт-60 в донных осадках нами не обнаружен. Цезий-137, имеющий период полураспада около 30 лет, встречается практически на каждой станции. Поступление ^{137}Cs в донные осадки происходило в последние десятилетия [Матишов и др., 1995; Киселев и др., 2000; Киселева, 2000]. Его поступление в морское пространство происходит из разных источников – атмосферные выпадения радиоактивности при авариях на ядерных центрах, атомоходах и атомных электростанциях, при испытаниях ядерного оружия и ядерных взрывах в мирных целях, сброс в морское пространство твердых и жидких радиоактивных отходов, утечка радиоактивности из хранилищ радиоактивных отходов, сброс промышленных радиоактивных отходов в природную среду, смыв ранее осажженной радиоактивности из почвенного покрова, вторичная эмиссия радиоактивности с загрязненных территорий при антропогенном воздействии или в результате природных явлений. Основная техногенная радиоактивность воды Белого моря была сформирована в семидесятые – восьмидесятые годы за счет привноса из Северного моря [Юдахин и др., 1998]. В целом по акватории Белого моря концентрация этого изотопа низкая и соответствует результатам выполненных ранее работ [Киселев и др., 2000].

Цезий-134 имеет период полураспада около 2,5 года. В природных условиях он может появляться от работающих в настоящее время АЭС или аварийных, например Фокусимы. Ранее нами этот изотоп не регистрировался в донных осадках при тех же методических и аппаратурных условиях. В отобранных пробах донных осадков он обнаружен в количестве от 0,7 до 8,3 Бк/кг. Это указывает, что в Белое море поступает техногенная радиоактивность, что должно вызывать определенную настороженность.

Результаты экспедиционных работ на НИС «Профессор Молчанов» по исследованию естественных и техногенных радиоактивных изотопов в донных осадках Белого моря сводятся к следующему:

1. В донных отложениях наблюдаются сравнительно высокие активности калия-40, что было установлено и ранее. Естественные изотопы в донных осадках имеют активности уровня кларковых.

2. Для донных осадков характерно наличие искусственного радиоактивного изотопа цезий-137. Однако активность цезия-137 мала, что указывает на отсутствие современного привноса этого изотопа в донные отложения Белого моря.

3. Установлено присутствие техногенного быстрораспадающегося радиоактивного изотопа цезия-134 в донных осадках, что должно вызывать тревогу о новых поступлениях радиоактивности в Российскую Арктику. Цезий-134 установлен и в прибрежной зоне на островах Кузова в Белом море. Его поступление возможно с финской стороны. Проведенные исследования являются малым вкладом в изучение радиоактивности в Российской Арктике. Требуются исследования донных осадков и морской воды на больших глубинах, расширение исследований вокруг Новой Земли, в Карском море.

Литература

Киселев Г. П., Киселева И. М., Зыков С. Б. и др. Радиоактивные изотопы в донных осадках Белого моря // Север: Экология: Сб. науч. тр. Екатеринбург, 2000. С. 18–30.

Киселева И. М. К проблеме радиоактивности Белого моря // Поморье в Баренц-регионе на рубеже веков: экология, экономика, культура: Материалы междунар. конф. Архангельск, 2000. С. 108.

Матишов Г. Г., Матишов Д. Г., Риссанен Х. Загрязнение донных отложений Белого моря искусственными радионуклидами // Докл. Российской Академии наук. 1995. Т. 345, № 2. С. 256–258.

Юдахин Ф. Н., Киселев Г. П., Киселева И. М. Техногенные радиоактивные изотопы в морях Западной Арктики в период 1972–1996 гг. // Изв. РГО. 1998. Т. 130, вып. 5. С. 13–21.

RADIOLOGICAL RESEARCH OF BOTTOM SEDIMENTS OF THE WHITE SEA DONE DURING THE RESEARCH EXPEDITION FLOATING UNIVERSITY 2012

S. V. Druzhinin, S. B. Zykov, E. Yu. Yakovlev

Institute of Ecological Problems of the North of UB RAS

The objects of the research were radioactive isotopes in bottom sediments of the White Sea. The work dealt with the comparative analysis between the radioactivity characteristics of bottom sediments of the White Sea obtained in 2012 and the previously obtained research results. It was found that the concentration of the

artificial isotope cesium-137 in sediments had decreased. In many fast-disintegrating samples man-made isotope cesium-134 was found. That proves the fact of the lasting flow of technogenic radioactivity into the Arctic seas. On the whole, the activity of natural radioactive isotopes in bottom sediments of the White Sea remains within the clarke contents.

ИССЛЕДОВАНИЕ РАДИОАКТИВНОСТИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА КАМЕННОГО (ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ПРИРОДНЫЙ ЗАПОВЕДНИК «КОСТОМУКШСКИЙ»)

Г. П. Киселев, С. В. Дружинин, И. М. Киселева, Е. Ю. Яковлев

*Федеральный исследовательский центр
комплексного изучения Арктики РАН*

В работе представлены данные исследований радиоактивности донных отложений оз. Каменного государственного природного заповедника «Костомукшский», полученные с 2012 по 2015 г. Активность естественных радионуклидов калия-40, радия-226 и тория-232 варьирует от 27,9 до 624 Бк/кг, от 2 до 76 Бк/кг и от 1,2 до 45 Бк/кг соответственно. Активность искусственных радионуклидов цезия-134 и цезия-137 изменяется от 1 до 12 Бк/кг и от 10 до 251 Бк/кг соответственно.

Особый интерес к изучению радиационной обстановки оз. Каменного государственного природного заповедника «Костомукшский» возник после обнаружения в 2012 г. повышенных значений активности искусственного радионуклида цезия-137, достигавших 873 Бк/кг, в трех пробах донных отложений.

Исследование радиационной обстановки оз. Каменного стало важно как для оценки распределения загрязнения искусственными радионуклидами по площади озера, установления причин возникновения загрязнений и степени их воздействия на природную среду, так и для анализа влияния радиационных показателей донных отложений на качество воды озера, так как оно является водоисточником питьевой воды г. Костомукши с населением более 28,5 тыс.

Государственный природный заповедник «Костомукшский» основан в 1983 г., расположен в Республике Карелия вдоль границы с Финляндией и представлен единым участком площадью 475,69 км². Заповедник проектировался как часть регионального комплекса, и в его задачи первоначально входила нейтрализация отрицательных последствий промышленной деятельности быстро развивавшегося Костомукшского горно-обогатительного комбината. Заповедник «Костомукшский» также является трансграничным – в 1990 г. был создан российско-финский заповедник «Дружба». На территории заповедника много озер, но наиболее крупное – оз. Каменное. Оно имеет тектоническо-ледниковое происхождение и занимает пятую часть всей территории заповедника, его площадь – 105,5 км², длина – 23 км, ширина – 15 км, средняя глубина – 8 м. Береговая линия сильно изрезана, ее общая протяженность составляет 193 км. В акватории озера расположено 98 островов. В озере водятся щука, сиг, окунь, плотва, встречаются хариус и озерный лосось, численность которого сокращается и нуждается в особой охране [Белоусова и др., 1988; Дежкин, 1989].

После обнаружения повышенных значений активности цезия-137 в донных отложениях оз. Каменного было подписано соглашение о сотрудничестве между заповедником и Институтом, а также намечено проведение комплекса радиологических исследований на территории заповедника, включающих в себя гамма-спектрометрическую съемку, измерение активности радона, опробование почв по генетическим горизонтам, опробование растений и донных отложений. В данной работе представлены результаты исследований донных отложений оз. Каменного.

Основной объем работ по отбору проб донных отложений оз. Каменного выполнен в 2013 и 2014 гг. (в том числе опробовался залив, из которого проводится водопотребление г. Костомукши), в 2015 г. проводилось дополнительное опробование в местах с повышенными значениями активности радионуклидов искусственного происхождения, всего было отобрано и проанализировано 99 проб. Пробы донных отложений отбирались с лодки ковшом-дночерпателем, место отбора фиксировалось спутниковым навигатором, пробы помещались в пластиковые пакеты и маркировались, данные о пробе

фиксируются в полевом журнале. В лабораторных условиях пробы высушивались до воздушно-сухого состояния, исследовался их гранулометрический состав, далее пробы высушивались в сушильном шкафу при температуре 105 °С до постоянной массы, затем после взвешивания помещались в сосуд Маринелли для измерения активности радионуклидов методом гамма-спектрометрии на сцинтилляционном гамма-спектрометре «Прогресс-гамма» с программным обеспечением «Прогресс 2000».

В образцах донных отложений оз. Каменного были обнаружены радионуклиды как естественного, так и искусственного происхождения, среди которых цезий-134, образующийся исключительно в процессе цепной реакции в атомных реакторах и при взрывах ядерного оружия, и цезий-137 – один из главных компонентов радиоактивного загрязнения природной среды, поступающий из радиоактивных выпадений, который также содержится в радиоактивных отходах, сбросах заводов, перерабатывающих отходы атомных электростанций. В воде эти искусственные радионуклиды находятся преимущественно в виде ионов, имеют свойство сорбироваться донными отложениями.

Удельная активность **цезия-134** обнаружена в 46 % образцов донных отложений и изменяется в пределах от 1 до 12 Бк/кг сухой массы (здесь и далее удельная активность радионуклидов приводится на массу сухого образца). Среднее значение активности цезия-134 составляет 4,2 Бк/кг. Каких-либо закономерностей в распределении цезия-134 в донных отложениях не отмечается, лишь имеется тенденция к увеличению значений его активности при увеличении активности цезия-137. Неповсеместность его распределения, присутствие только в образцах пелитов в незначительных величинах (до 12 Бк/кг), с учетом его относительно короткого периода полураспада (~2 лет), могут свидетельствовать об отсутствии его современного поступления в донные отложения озера, а фиксируемые значения, скорее всего, являются остатками прошлых выпадений.

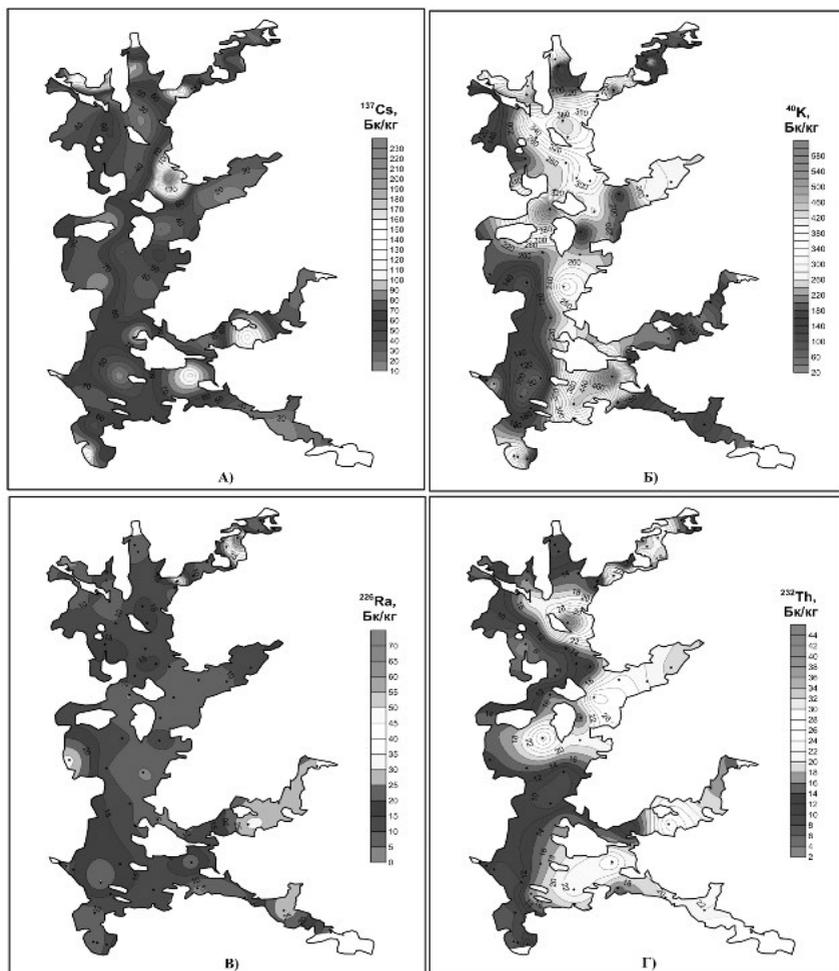
Значение удельной активности **цезия-137** в донных отложениях озера варьирует от 10 до 251 Бк/кг, за исключением повышенных значений, зафиксированных в 2012 г., достигающих 873 Бк/кг. Сред-

нее значение активности цезия-137 составляет 63,5 Бк/кг без учета повышенных значений 4 проб, отобранных в 2012 г. Распределение удельной активности цезия-137 в донных отложениях оз. Каменного представлено на рис., А.

На севере озера в северо-западном заливе, рассеченном узким мысом на юго-западную и северо-восточную части, донные отложения исследовались в северо-восточной части, донные осадки здесь представлены пелитом серым и пелитом коричневым от светлых до темных оттенков, содержащим железомарганцевые конкреции. В вершине северо-западной части залива отмечается максимальное значение активности цезия-137 (251 Бк/кг), восточнее в вершине небольшого северного залива – 208 Бк/кг. Донные отложения северного залива образованы в основном серым мелкозернистым песком, содержащим в устье залива железомарганцевые конкреции, и крупнозернистым песком серовато-коричневого цвета.

Обнаруженные в 2012 г. в устье северо-восточного залива относительно аномально высокие значения удельной активности цезия-137, составляющие 682, 199, 873, 795 Бк/кг, отобранные неподалеку друг от друга, были зафиксированы в сером, светло-коричневом и коричневом пелите.

При проведении повторных исследований с 2013 по 2015 г. рядом с аномальным участком измеренная удельная активность цезия-137 в пробах составила от 76 до 106 Бк/кг, что немного выше среднего значения активности радионуклида в донных отложениях озера, но в то же время значительно отличается от первоначально обнаруженных значений. Разница в полученных значениях, скорее всего, связана с различным способом отбора проб: в 2012 г. применялся метод драгирования, а в остальные годы использовали ковш-дночерпатель. Пробы с повышенными значениями цезия-137 были взяты в понижении рельефа дна, к тому же драга могла собирать верхний слой донных отложений, который, как правило, содержит наибольшие значения активности цезия-137, таким образом, концентрируя его в пробе, отсюда и повышенные значения. Повторные исследования не подтвердили выявленную аномалию, и аномальные значения не учитывались в построении карт распределения радионуклидов в донных отложениях озера.



Распределение удельной активности радионуклидов в донных отложениях оз. Каменного, Бк/кг:

А – цезий-137; Б – калий-40; В – радий-226; Г – торий-232

В юг-юго-восточном заливе пробы серого пелита и светлокоричневого мелкозернистого песка отобраны в его вершине, значение удельной активности цезия-137 – 117 Бк/кг (наибольшее для залива) замерено в пробе пелита, отобранной близко к западному

берегу залива. Донные отложения юго-восточного залива, имеющего значительную протяженность, представлены в основном серым и серо-коричневым пелитом, за исключением отложений серого песка в устье залива. Железомарганцевые конкреции встречаются от устья до середины залива в его расширении. В северо-восточном заливе, из которого вытекает р. Каменная, донные отложения сложены монотонным серым пелитом. В районе расширения залива активность цезия-137 в пробе составила 140 Бк/кг, а активность цезия-134 – 12 Бк/кг. Пробы донных отложений южной части озера (без заливов) представлены серым, реже серо-коричневым пелитом, наибольшие значения удельной активности цезия-137 в этой части озера составляют 130 Бк/кг и 105 Бк/кг, пробы взяты вблизи острова с северо-западной и юго-восточной стороны соответственно. Южнее в донных отложениях серого, серо-коричневого пелита и серого песка выделяется полоса с железомарганцевыми конкрециями, протягивающаяся в направлении с запада на восток озера. Активность цезия-137 в проливе между оз. Каменным в его южной части и небольшим по площади озером, расположенным вблизи Государственной границы, в двух пробах составила 164 и 107 Бк/кг соответственно, кроме этого, в одной пробе зафиксировано значение активности цезия-134 – 10 Бк/кг. В условно выделенной средней части озера донные отложения в основном образованы пелитом от светло-серого, серого до серовато-коричневого, коричневого цвета, реже песком серо-коричневого цвета, при этом песок в донных осадках значительно чаще встречается ближе к восточному берегу озера. Железомарганцевые конкреции в этой части озера как в песке, так и в пелитах встречаются довольно редко и отмечены в 6 пробах. Повышенное значение активности цезия-137 (241 Бк/кг) определено в сером пелите около восточного берега. Также было отмечено, что большинство повышенных значений удельной активности цезия-137 были зафиксированы в пробах донных отложений, отобранных в заливах озера.

Радионуклид естественного происхождения **калий-40** зафиксирован во всех пробах донных отложений озера, кроме 5 проб, в которых значения находились на границе их обнаружения. Удельная

активность калия-40 в донных отложениях озера показана на рис., *Б* и изменяется от 27,9 до 624 Бк/кг, среднее значение его активности составляет 233,4 Бк/кг, определенной закономерности в распределении активности калия-40 не наблюдается. На севере озера в северо-западном заливе наибольшие из измеряемых значения удельной активности калия-40 составили 421 Бк/кг и 413 Бк/кг в светло-сером и сером пелите соответственно. В вершине северного залива в пробах, представленных песком серо-коричневым илистым мелкозернистым и крупнозернистым, определены повышенные значения удельной активности калия-40 – 398 и 364 Бк/кг. В северо-восточном заливе можно выделить отрезок от устья по направлению к вершине залива, где удельная активность калия-40 составляет 339 Бк/кг, 416 Бк/кг в сером пелите и 347 Бк/кг в коричневом пелите. На юге озера в небольшом по протяженности юг-юго-восточном заливе в светло-коричневом песке замерена удельная активность калия-40 – 448 Бк/кг. В южной части озера максимальная удельная активность калия-40 в донных отложениях озера – 624 Бк/кг замерена в пробе серого пелита, отобранной между островом и берегом. Здесь же в пробе серого пелита с железомарганцевыми конкрециями, равноудаленной от берега и близлежащих островов, активность калия-40 составила 460 Бк/кг. На севере средней части озера в пробах донных отложений коричневого пелита, светло-серого пелита, светло-коричневого пелита и серо-коричневого песка, расположенных рядом в незначительном удалении от мысов, острова и берега, удельная активность калия-40 составляет 381, 448, 313 и 415 Бк/кг соответственно. В середине озера в пробе серого пелита с органикой, отобранной вблизи восточного берега, удельная активность калия-40 – 345 Бк/кг, в пробе серого пелита, удаленной от берега, его активность 317 Бк/кг. На юге от места отбора этих проб в пробе серо-коричневого песка, отобранной между островами и мысом, и в пробе серо-коричневого илистого пелита, отобранной между западным берегом и островом, активность калия-40 585 и 416 Бк/кг соответственно. Повышенные значения удельной активности калия-40 в пробах донных отложений озера, вероятно, обусловлены интенсивностью континентального смыва.

Удельная активность **радия-226** в донных отложениях озера изменяется от 2 до 76 Бк/кг и показана на рис., *В*, среднее значение его активности составило 16,3 Бк/кг. Максимальное значение активности радия-226 обнаружено в пробе в северо-восточном заливе. На севере озера в северо-восточном заливе она имеет наибольшее среднее значение удельной активности – 24 Бк/кг, в средней части озера и на юге озера в заливах коло 10 и 11 Бк/кг соответственно, в южной части озера – 14 Бк/кг.

Распределение удельной активности **тория-232** показано на рис., *Г* и варьирует от 1,2 до 45 Бк/кг со средним значением 16,4 Бк/кг. Максимальное значение активности 45 Бк/кг определено в пробе в средней части озера. В центральной части озера средняя удельная активность тория-232 наибольшая – 23 Бк/кг, в остальных районах она составляет от 9 до 19 Бк/кг. Значения активности радия-226 и тория-232 в донных отложениях обусловлены активностью радионуклидов коренных пород, уровнем континентального смыва и выносом из рек с обломочным материалом с последующим осаждением на дно.

Литература

Белюсова Н. А., Данилов П. И., Зимин В. Б. и др. Костомукшский заповедник // Заповедники СССР. Заповедники европейской части РСФСР. I. М.: Мысль, 1988. С. 90–100.

Дежкин В. В. В мире заповедной природы. М.: Сов. Россия, 1989. 256 с.

STUDY OF RADIOACTIVITY IN BOTTOM SEDIMENTS OF KAMENNOE LAKE (STATE NATURE RESERVE «KOSTOMUKSHSKY»)

G. P. Kiselev, S. V. Druzhinin, I. M. Kiseleva, E. J. Yakovlev

The Federal research Centre of complex study of the Arctic, RAS

The paper presents the results of the study of radioactivity in bottom sediments of Kamennoe Lake belonging to the State Nature Reserve «Kostomukshsky». The study was conducted from 2012 to 2015. Radioactivity of potassium-40 ranges from 27.9 to 624 Bq/kg, radium-226 does from 2 to 76 Bq/kg and thorium-232 does from 1.2 to 45 Bq/kg. Artificial radioactivity of cesium-134 ranges from 1 to 12 Bq/kg and cesium-137 does from 10 to 251 Bq/kg.

ГИДРОХИМИЯ

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ КАЧЕСТВА ВОД

Е. В. Веницианов

Институт водных проблем РАН

В Водной стратегии РФ отмечается, что «сложившийся уровень антропогенного загрязнения является одной из основных причин, вызывающих деградацию рек, водохранилищ, озерных систем, накопление в донных отложениях...». За последние годы произошло существенное изменение концепции качества вод. Основной вклад в загрязнение вносят неконтролируемые источники. Претерпевает изменения состав загрязнений. Большое значение приобретает поступление в водные объекты ксенобиотиков разного типа: как органические, так и неорганические. Основным источником их поступления в водные объекты являются коммунальные сточные воды. Уровень их очистки от ксенобиотиков зависит от применяемых технологий. Традиционные технологии не ориентированы на очистку от ксенобиотиков, их эффективность невелика. Сменяется аналитическая база контроля качества природных вод. Требуется развитие системы водоохраны.

Источники загрязнения. Обосновано, что основным источником загрязнения водных объектов во многих случаях является неконтролируемый, в основном диффузный сток с территорий. Трудности регулирования диффузного стока связаны с отсутствием прямого контроля его поступления в водные объекты и апробирован-

ных технологий охраны вод от диффузного стока. Обнаружено значительное влияние вторичных загрязнений в водоемах. Существенную роль для ряда водохозяйственных участков играет атмосферный перенос.

Требуется перестройка самой информационной системы контроля состава и объемов сбросов. Для сосредоточенных сбросов имеется один источник – годовая форма федерального статистического наблюдения № 2-ТП (водхоз) «Сведения об использовании воды» в соответствии с Приказом Федеральной службы государственной статистики от 19.10.2009 № 230 «Об утверждении статистического инструментария для организации Росводресурсами федерального статистического наблюдения об использовании воды». Однако в сопроводительных документах не указаны требования к анализу отводимых в водный объект компонентов, а также требования к обоснованности данных. Надежность этой информации вызывает серьезные сомнения.

Для неконтролируемых источников подобной информации нет. Единственным источником могут быть только данные Государственного гидрохимического мониторинга и наблюдения в зоне деятельности бассейновых водных управлений (вместе около 3,5 тыс. створов). Пространственно-временной структуры этих данных недостаточно для получения надежной информации о влиянии диффузных источников на качество воды.

Одновременно необходимо учесть другой фактор влияния на качество воды – процессы самоочищения в водных объектах, которые включают несколько факторов: снижение концентрации за счет внутриводоемных процессов, осаждения взвесей, несущих сорбированные загрязняющие вещества, разбавление неконтролируемым латентным стоком (например, с грунтовым) с территории и др. Если учесть вклад контролируемого стока на качество воды в водном объекте, то на основе разности показателей качества в соседних створах можно оценить неконтролируемый сток только вместе с самоочищением. Определение этих факторов в отдельности невозможно. Иногда используют опубликованные коэффициенты неконсервативности некоторых компонентов или модули стока с территорий. Однако ис-

пользовать эти данные для природных условий некорректно: учесть всю совокупность факторов в лабораторных условиях невозможно.

Существуют методики прямого определения диффузного стока и расчета коэффициентов неконсервативности компонентов, однако они весьма трудоемки и могут быть применены только к конкретным объектам (см. например, работы [Кирпичникова, 1991; Гордин, Кирпичникова, 1993]) в результате серьезной исследовательской работы.

Корректная оценка концентраций компонентов также должна учитывать их стохастический характер. К сожалению, единственная методика, имеющая правовой статус [Методические указания..., 2007], имеет серьезные методические недостатки.

Состав загрязнений. В мире, и в том числе в России, вследствие трансформации структуры экономики все большее значение приобретает поступление в водные объекты ксенобиотиков разного типа. Приведем типичные группы и группы новых загрязняющих веществ: фармацевтические вещества (анальгетики и противовоспалительные препараты, противосудорожные препараты, липидные регуляторы, антибиотики, блокаторы, стимуляторы НС), средства личной гигиены (синтетические мускусы, антибактериальные средства, репелленты, стероидные гормоны, поверхностно-активные вещества), промышленные химикаты (пластификаторы, огнестойкие добавки), пестициды (гербициды, инсектициды, фунгициды).

Опасность МЗ для окружающей среды заключается в способности большинства представителей группы оказывать разнородное воздействие на биологические объекты. К таким воздействиям относятся: нарушение работы эндокринной системы, нарушение физиологического развития и поведенческих реакций насекомых, нарушение репродуктивной функции рыб и амфибий, стимулирование или замедление роста высших растений и водорослей, приобретение устойчивости у бактериальных видов и многие другие.

Наибольшее разнообразие групп МЗ содержат в своем составе коммунально-бытовые сточные воды, поступающие от основных типов абонентов сетей канализации – жилищно-коммунального сектора и объектов инфраструктуры. Они являются основным

источником поступлений МЗ в поверхностные водные объекты. Ввиду того что основной функцией коммунальных очистных сооружений является доведение качества сточной воды до нормативных значений путем удаления традиционных видов загрязняющих веществ – биогенных элементов, тяжелых металлов и т. д., многие группы ксенобиотиков в ходе традиционного процесса очистки сточных вод не подлежат полному удалению.

Эффективность удаления МЗ сильно варьируется в зависимости от метода очистки и определяется как физико-химическими свойствами веществ, так и особенностями технологий очистки. Одни представители группы МЗ склонны к быстрой биодеградации или легко сорбируются осадком сточных вод. Другие (напроксен, ибупрофен) требуют более специфичных условий среды для биологического распада: зрелого активного ила, длительного времени удержания сточной воды и т. д. Ряд МЗ, такие как диклофенак, вовсе не удаляются традиционными технологиями очистки сточных вод.

В ходе процесса биологической деградации МЗ подвергаются воздействию бактериальных сообществ, что приводит к изменению их структуры, с образованием метаболитов.

Традиционные методы биологической очистки коммунальных сточных вод дополняются новыми методами, среди которых озонирование, хлорирование и хлораминирование, ультрафиолетовое облучение, сорбция на активированном угле, нанофильтрация, обратный осмос, мембранные биореакторы.

Процессы. Исследования последних лет показали, что водный объект представляет собой биохимический реактор, в котором важную роль играют физико-химические условия и сложившийся биоценоз. Водный объект следует рассматривать как единство водной массы и донных осадков при существенной роли водосбора. Гидробиоценозы играют основную роль в трансформации качества вод. Физико-химические условия (рН, Eh, температура, минерализация) влияют на жизнедеятельность биоты. В частности, они способствуют развитию тех или иных групп фитопланктона. Донные осадки играют роль не только как депоны загрязнений, но и как источники вторичного загрязнения водных объектов. В последние годы выполнены

работы, которые позволяют выделить макроскопические критерии, характеризующие способность водного объекта являться источником вторичных загрязнений. Среди наиболее важных критериев – вертикальный градиент температуры, вертикальный градиент содержания кислорода, вертикальный градиент электропроводности.

Возникла новая научно-технологическая проблема – управления самоочищением, чему способствует формирование искусственного биоценоза реки путем соответствующего режима управления режимом работы ОС, влияющим на состав очищенных коммунальных сточных вод.

Проблемы анализа. Вследствие интенсивного развития аналитической химии значительно увеличилась чувствительность и избирательность методов, что позволяет расширить перечень измеряемых компонентов. Возникла новая проблема – идентификация компонентов смеси, априори неизвестных. В хозяйственном обороте находится перечень из десятков тысяч веществ, поэтому их идентификация возможна только с использованием современных математических методов и соответствующих баз данных.

Оценка биологической активности загрязняющих веществ. Ориентация на системы нормативов качества (ПДК) не позволяет решить эту проблему. Разработка новых ПДК – трудоемкий и длительный процесс, который в принципе не позволяет решить проблему оценки воздействия ЗВ на живые организмы. Начат переход на новые методы оценки экологических рисков, основанные на решении обратных задач (оценка опасности для организмов по структуре вещества) и информационных технологиях. Разработаны соответствующие программы, позволяющие оценить вероятность проявления у конкретных веществ тех или иных видов биологической активности [Avandeeva et al., 2014]. **Кроме оценки опасности контролируемого вещества, это позволяет ввести понятие об интегративных рисках качества воды водного объекта, что может стать новой методологией оценки размеров штрафных санкций и экологического страхования.**

Нормативно-правовое обеспечение качества. Фактически в России продолжает действовать подход к оценке качества, разрабо-

танный 70 лет назад (Строганов, Черкинский), основой которого является концепция ПДК. Введение этой концепции, основанной на единых общегосударственных ПДК для отдельных видов водопользователей, значительно упростило проблему регламентации техногенных воздействий, сводя ее в значительной мере к инженерной задаче. Однако последующий широкий опыт использования концепции единых общегосударственных ПДК показал ее существенную ограниченность. Наибольший общественный резонанс имела крайняя неэффективность данной системы регламентации для Байкальского целлюлозно-бумажного комбината.

Наметилась тенденция регулирования качества, исходным базисным положением которой является обеспечение устойчивого функционирования биоценоза водного объекта. В Водном кодексе РФ 2006 г. (ст. 3) было зафиксировано, что «регулирование водных отношений осуществляется исходя из представления о водном объекте как о важнейшей составной части окружающей среды, среде обитания объектов животного и растительного мира (пп. 1)» и «использование водных объектов не должно оказывать негативное воздействие на окружающую среду (пп. 2)».

Если использовать этот подход, то необходимо, в первую очередь, установить диапазоны допустимого изменения эндогенных поллютантов в рассматриваемых водных объектах на основе теории устойчивого функционирования гидробиоценозов в условиях существенной изменчивости естественных абиотических факторов. Это выводит на необходимость введения региональных нормативов качества воды, которые должны базироваться на оценке фоновых показателей качества.

Управление охраной вод включает следующие направления:

- законодательная и нормативно-правовая система;
- организационно-экономическая система;
- системы мониторинга и контроля.

Система управления ВХК является многоуровневой и состоит из нескольких «вертикалей» управления: Минприроды РФ, Минсельхоз РФ, МЧС России, Минстрой России, Росрыболовство, Ространснадзор и др.

Общие принципы управления водоохраной:

- бассейновый подход в управлении наиболее эффективен и используется большинством стран;

- в большинстве стран используется централизованный принцип управления ВХК и управление осуществляется на двух и чаще на трех уровнях – национальном, региональном, местном. Предусмотрено четкое разделение полномочий по уровням управления и процедуры согласования решений на разных уровнях управления;

- в некоторых странах (Бразилия, Германия) используется передача некоторых законодательных полномочий на уровень земель (штатов), при условии недопущения противоречий с положениями федеральных законов;

- переход к интегрированному управлению охраной вод, что означает комплексную охрану поверхностных, подземных и возвратных вод в пределах каждого водного бассейна, обязательную координацию всех видов водопользования и всех участвующих в управлении министерств, ведомств и водопользователей; обязательное участие представителей науки, общественности и субъектов водопользования в планировании и реализации решений; прозрачность планируемых и реализуемых мер водоохраны; экономическую устойчивость системы водоохраны;

- решение проблемы охраны вод от диффузного и неконтролируемого стока загрязнений – новая сфера водоохраны, практически не прорабатываемая в России. Механизм решения проблемы – идентификация источников диффузного и неконтролируемого стока и разработка программ ограничения за счет принципов НДТ и наилучших практик хозяйствования.

Предложения по совершенствованию системы управления водоохраной:

- создание системы эффективной координации деятельности государственных органов федерального и регионального уровней, осуществляющих государственное регулирование в области водопользования и водоохраны, предотвращения чрезвычайных ситуаций на водных объектах;

- разработка регламента взаимодействия органов управления разного уровня (бассейнового, субъектного и муниципального);
- укрепление бассейнового звена государственного управления, передача реальных полномочий в сфере водоохраны;
- разработка процедур согласования управленческих решений федерального и субъектного уровней;
- совершенствование нормативно-методического обеспечения в сфере защиты вод от загрязнения, в том числе диффузного;
- разработка регламента финансового обеспечения водохозяйственных мероприятий на субъектном и муниципальном уровне;
- увеличение финансирования водохозяйственных и водоохраных мероприятий, прежде всего за счет водного налога и платежей за использование воды и сбросы загрязненных сточных вод («вода финансирует воду»);
- создание системы водохозяйственного мониторинга путем расширения программ наблюдений в существующей системе и создания новых постов, особенно в зонах высокого риска.

Работа выполнялась при поддержке гранта Российского научного фонда в рамках проекта «Новые факторы загрязнения водных объектов и меры по снижению его негативного воздействия на качество вод» (проект № 14-17-00672).

Литература

Гордин И. В., Кирпичникова Н. В. Сравнительная оценка экологической опасности поверхностных стоков с промышленных площадок и городских территорий // Промышленная энергетика. 1993. № 1. С. 32–39.

Кирпичникова Н. В. Исследование неконтролируемых источников загрязнения (на примере Ивановского водохранилища): Автореф. дис. ... канд. техн. наук. М., 1991. 24 с.

Методические указания по разработке нормативов допустимого воздействия на водные объекты. Утверждена приказом Министерства природных ресурсов России от 12.12.2007 № 328 (зарегистрирована в Минюсте России от 23.01.2008 № 10974).

Avandeeva O. P., Barenboim G. M., Borisov V. M. et al. A toxicity estimation system for individual hydrocarbons in the monitoring loop of emergency oil spills on water bodies // Automation and Remote Control. 2014. V. 75, N 11. P. 2023–2033.

CURRENT WATER QUALITY ISSUES

E. V. Venizianov

Water Problem Institute, Moscow

According to the Water strategy of the Russian Federation, “the current level of anthropogenic pollution is one of the main causes of degradation of rivers, reservoirs and lake systems and accumulation of contaminants in bottom sediments...”. In recent years there has been a significant change in the concept of water quality mainly due to the pollution caused by uncontrolled sources. The inflow both of organic and inorganic xenobiotics into water bodies affects the water quality in them. Municipal waste water is considered to be the main source of water pollution. The level of xenobiotics removal depends on water treatment technologies. Traditional technologies are not focused on the removal of xenobiotics from water bodies and their efficiency is low. The water protection system requires improvement as well.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НАГРУЗКИ БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ, ОБУСЛОВЛЕННЫХ ДИФFUЗНЫМИ ИСТОЧНИКАМИ ВОЗДЕЙСТВИЯ, НА ВОДОСБОРАХ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

Е. А. Минакова¹, А. П. Шлычков²

¹ Казанский (Приволжский) федеральный университет

² Институт проблем экологии и недропользования АН РТ

Приведены результаты оценки биогенной нагрузки, обусловленной внесением минеральных удобрений и функционированием животноводческих комплексов на территории Республики Татарстан, которая выполнена с использованием ГИС-технологий. Рассчитано распределение величины антропогенной нагрузки, вызванной внесением минеральных удобрений и влиянием животноводческих комплексов, в разрезе физико-географических районов Республики Татарстан.

В настоящее время биогеохимические циклы фосфора и азота – важных биогенных элементов, определяющих продуктивность и структурно-функциональную организацию экосистем, подвержены значительным биосферным преобразованиям. Применение ми-

неральных удобрений вносит коррективы в исторически сложившиеся циклы этих элементов в биосфере. При этом наибольшая часть азотных (34–60 %) и значительная часть фосфорных (9–25 %) удобрений поступает в водоемы с сельскохозяйственных земель, а величина стока определяется запасом биогенных элементов в почве и физико-географическим положением регионов [Антропогенное перераспределение..., 1993]. Избыточное количество биогенных элементов запускает процессы интенсивного роста водной растительности, что в конечном итоге негативно сказывается на качестве воды. Основными антропогенными источниками, загрязняющими водоемы биогенными элементами, являются организованные источники (сбросы промышленных и коммунальных предприятий), а также неорганизованные (диффузные) источники (животноводческие фермы, сельскохозяйственные угодья, поверхностный сток с урбанизированных территорий) [Латыпова и др., 2005]. Лишь часть биогенных элементов в составе минеральных удобрений остается в наземном круговороте, другая часть, попадая с поверхностным стоком в поверхностные воды, ускоряет продукцию автохтонного органического вещества в водоемах и развитие глобального процесса антропогенного эвтрофирования водоемов, что влечет за собой существенные нарушения в функционировании гидроекосистем.

В естественных условиях химический состав поверхностных вод регулируется природными процессами, благодаря чему поддерживается равновесие между поступлением химических элементов в воду и выведением их из нее. В настоящее время значительное воздействие, существенно изменяющее состав природных вод, обусловлено антропогенной деятельностью. Если до середины XX в. влияние этого фактора не вызывало существенных изменений состояния природных объектов, то в последние 30–40 лет в связи с научно-технической революцией в промышленности и сельском хозяйстве положение изменилось коренным образом. За этот период были созданы почти все наиболее значительные водохранилища, резко возросло промышленное и хозяйственно-бытовое водопотребление и водоотведение, в больших масштабах начала осуществляться мелиорация земель. Все это в совокупности не замедлило сказаться на

изменении в первую очередь режима и водно-химического баланса речных вод, которые стали одним из основных накопителей загрязняющих веществ в природной среде.

Одной из основных экологических проблем поверхностных вод является проблема эвтрофикации речных и озерных экосистем, вызванная поступлением в них биогенных веществ. Лимитирующими веществами, участвующими в процессах эвтрофикации водоемов, являются азот и фосфор, поэтому именно изучение их баланса на любой территории имеет особую значимость при подготовке природоохранных решений [Одум, 1986].

Сегодня эвтрофирование водоемов является одной из наиболее актуальных проблем поверхностных вод. На XXII Сессии ЮНЕП в 1984 г. процесс эвтрофирования водоемов суши был поставлен на первое место по степени опасности глобального антропогенного воздействия на окружающую среду [Хирсанов, Осипов, 1993]. Основная движущая сила процессов эвтрофикации водоемов – поступление биогенных элементов (соединения азота, фосфора, углерода) [Науменко, 2007]. Эти элементы являются важнейшими компонентами природных вод, которые определяют биологическую продуктивность.

В данном контексте особое внимание заслуживает сельскохозяйственная деятельность человека, которая по глубине и интенсивности преобразования геологической среды лишь немногим уступает таким мощным факторам техногенеза, как промышленное и городское строительство. Оценка диффузных источников загрязняющих веществ в водные объекты, вызванная сельскохозяйственной нагрузкой, является одной из первоочередных задач [Волжский бассейн..., 2011].

В проведенных нами ранее исследованиях [Минакова, Латыпова, 2003; Минакова и др., 2004; Шлычков и др., 2009] выявлен преобладающий вклад диффузных источников в загрязнение поверхностных вод биогенными элементами.

Целью настоящей работы является определение вклада каждого из факторов диффузной нагрузки в общее биогенное диффузное загрязнение территории Республики Татарстан (РТ). В качестве диффузной антропогенной нагрузки рассмотрены следующие факторы: внесение минеральных удобрений и животноводство.

С использованием ГИС-технологий нами были построены карты-схемы пофакторной антропогенной биогенной нагрузки на речные воды. Определено распределение земель сельскохозяйственного назначения в физико-географических районах РТ (рис.) по уровню антропогенной нагрузки, обусловленной внесением минеральных удобрений под сельскохозяйственные культуры и воздействием животноводческих комплексов (табл. 1–2).



Карта-схема Республики Татарстан

Рассчитанная антропогенная нагрузка минеральных удобрений значительно дифференцирована по физико-географическим районам РТ. Так, наибольшая антропогенная нагрузка, выше среднего уровня, отмечается на территории Западного Закамья (66,4 % земель сельскохозяйственного назначения). И, напротив, в Восточном Предкамье уровень антропогенной нагрузки от внесения минеральных удобрений ниже среднего отмечается на 100 % земель сельскохозяйственного назначения.

Таблица 1. Уровень антропогенной нагрузки, обусловленной внесением минеральных удобрений под сельскохозяйственные культуры, по физико-географическим районам Республики Татарстан

Физико-географические районы Республики Татарстан	Уровень антропогенной нагрузки, %		
	ниже среднего	средний	выше среднего
Предволжье	9,1	34,6	56,3
Западное Предкамье	11,4	30,2	58,4
Восточное Предкамье	100	–	–
Западное Закамье	11,2	22,4	66,4
Восточное Закамье	15,8	43,3	40,9
Республика Татарстан	14,1	32,2	53,7

Таблица 2. Распределение площади природных регионов Республики Татарстан по уровню антропогенной нагрузки, обусловленной воздействием животноводческого комплекса

Природные регионы РТ	Уровень антропогенной нагрузки, %		
	ниже среднего	средний	выше среднего
Предволжье	28,6	53,9	17,5
Западное Предкамье	3,7	46,1	50,2
Восточное Предкамье	100	–	–
Западное Закамье	31,5	52,2	16,3
Восточное Закамье	26,2	39,1	34,7
Республика Татарстан	25,8	43,4	30,8

Расчет распределения уровня антропогенной нагрузки от влияния животноводческой деятельности (крупный рогатый скот, птица, овцы, козы, свиньи) по природным регионам РТ приведен в табл. 2. Анализ табл. 2 показывает, что по РТ «средний» уровень антропогенной нагрузки, обусловленной влиянием животноводческого комплекса, характерен для 43,4 % ее территории, уровень «ниже среднего» отмечен на 25,8 %, а уровень антропогенной «выше среднего» отмечен на 30,8 %.

В среднем по РТ вклад животноводства в комплексную антропогенную нагрузку составляет 38,2 %, внесения минеральных удобрений – 11,8 %.

Таким образом, при подготовке управленческих решений по снижению антропогенной нагрузки, обусловленной внесением минеральных удобрений, «средний уровень» антропогенной нагрузки предлагается принять за норму. Кроме того, данный уровень антропогенной нагрузки на поверхностные воды можно использовать в качестве индикаторного, на основе которого возможно принятие управленческих решений по регулированию качества речных вод путем поэтапного приближения к заданному уровню как интегральной, так и пофакторной антропогенной нагрузки.

Использование данного подхода позволяет выделить муниципальные образования республики, в которых необходимо проведение первоочередных природоохранных мероприятий по снижению нагрузки биогенных элементов, что позволяет выбрать оптимальную стратегию вывода территории из зоны экологического неблагополучия, рационально расходовать бюджетные средства и повышает эффективность управления водными ресурсами.

Литература

Антропогенное перераспределение органического вещества в биосфере / Под ред. И. С. Коплан-Дикс и Е. А. Стравинской. СПб.: Наука, 1993. 206 с.

Волжский бассейн. Устойчивое развитие: опыт, проблемы, перспективы / Под ред. Г. С. Розенберга. М.: Ин-т устойчивого развития общественной палаты Российской Федерации / Центр экологической политики России, 2011. 104 с.

Латыпова В. З., Селивановская С. Ю., Степанова Н. Ю., Минакова Е. А. Развитие биогеохимических подходов к экологическому нормированию химической нагрузки на природные среды // Учен. зап. Казанского гос. ун-та. 2005. Т. 147, кн. 1. С. 159–170.

Минакова Е. А., Латыпова В. З. Подходы к региональному нормированию нагрузки фосфор- и азотсодержащих минеральных удобрений на водосборную площадь реки // Безопасность жизнедеятельности. 2003. № 12. С. 36–40.

Минакова Е. А., Латыпова В. З., Степанова Н. Ю. Экологическое нормирование антропогенных нагрузок на водные экосистемы // Экологический консалтинг. Казань, 2004. № 4 (16). С. 3–10.

Науменко М. А. Эвтрофирование озер и водохранилищ: Учебное пособие. СПб.: РГГМУ, 2007. 100 с.

- Одум Ю. Экология. М.: Мир, 1986. Т. I. 328 с.
- Хирсанов Н. И., Осипов Г. К. Управление эвтрофированием водоемов. СПб.: Гидрометеоздат, 1993. 278 с.
- Шлычков А. П., Латыпова В. З., Минакова Е. А. Подходы к устойчивому управлению качеством поверхностных вод // Проблемы региональной экологии. 2009. № 4. С. 102.

**DISTRIBUTION OF BIOGENIC ELEMENTS
IN CATCHMENT AREA OF REPUBLIC OF TATARSTAN
CAUSED BY DIFFUSE SOURCES OF EXPOSURE**

E. A. Minakova¹, A. P. Shlychkov²

¹ Kazan Federal University

² Institute of Ecology and natural resources

The paper deals with the results of the evaluation of the nutrient load resulting from application of mineral fertilizers and animal husbandry complexes on the territory of the Republic of Tatarstan carried out using GIS technologies. The distribution of the anthropogenic load resulting from application of mineral fertilizers and the impact of livestock farms in the context of physical and geographical areas of the Republic of Tatarstan was calculated.

**ИССЛЕДОВАНИЕ КАЧЕСТВА ВОДЫ
И ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА**

**И. В. Землянов¹, А. А. Строков¹, И. Ю. Милютин¹,
М. О. Фатхи^{1,2}, Е. В. Терская²**

¹ Государственный океанографический институт им. Н. Н. Зубова

² Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова

Онежское озеро представляет собой уникальный природный объект с высоким ресурсным потенциалом. Для снижения уровня загрязненности и повышения качества вод в условиях современного антропогенного давления его всестороннее изучение особенно важно и актуально. В 2014–2015 гг. ФГБУ «ГОИН» проведен комплекс гидрохимических и геохимических работ на акватории Онежского озера и его притоках. В целом концентрации загрязняющих веществ находятся в диапазоне, характерном для данной геохимической про-

винции северо-запада России. Отклонения от нормативов ПДК в воде зафиксированы в отношении Cu, Mn, Zn и Fe. В донных отложениях превышено содержание бенз(а)пирена и нефтепродуктов.

Онежское озеро – уникальный природный объект, от состояния которого зависит водоснабжение большинства северо-западных регионов России: Республики Карелия, Ленинградской и Вологодской областей. Современное состояние природной среды Онежского озера характеризуется комплексным взаимодействием природных и антропогенных факторов. Озеро является олиготрофным водоемом, за исключением Кондопожской и Петрозаводской губы, которые перешли в разряд мезотрофных [Теканова, Тимакова, 2007]. На фоне слабой самоочистительной способности, проявляющейся преимущественно в виде фактора разбавления загрязненных вод чистыми, экосистема Онежского озера достаточно уязвима к внешнему воздействию [Экосистема..., 1990]. Поэтому нормирование и постоянный мониторинг антропогенных нагрузок на водоем сегодня весьма актуальны.

В 2014–2015 гг. коллектив ФГБУ «ГОИН» по заказу Невско-Ладожского бассейнового водного управления Росводресурсов выполнял научно-исследовательскую работу (НИР) по исследованию современного состояния и качества вод Онежского озера [Исследование..., 2015]. В рамках работ проведена оценка современного уровня антропогенного влияния на Онежское озеро и водные объекты его бассейна в пределах водохозяйственных участков; проведен комплекс геолого-геофизических и гидрогеохимических работ в экологически благополучных и напряженных районах озера.

Исследованию экологического состояния Онежского озера и водных объектов его бассейна посвящено большое количество работ [Атлас..., 2010; Тимакова и др., 2011]. На их основании можно заключить, что за последние 40–50 лет сам водоем и водные объекты его бассейна испытывают мощную антропогенную нагрузку, особенно по фактору загрязнения. Северо-западная и северная части Онежского озера характеризуются повышенными показателями сброса сточных вод от крупных промышленных центров региона: Петрозаводского, Кондопожского и Медвежьегорского. По состоянию на 2013 г. в бассейн Онежского озера от управляемых то-

чечных источников поступило 67,5 тыс. т загрязняющих веществ (ЗВ) общим объемом 160,8 млн м³. Наибольшее антропогенное влияние оказывается в районах крупных промышленных узлов региона на побережье озера (87,28 % от общего объема сброса). На бассейн р. Вытегры приходится 11,54 %, бассейн р. Шуи – 0,79 %, бассейн р. Водлы – 0,35 %, бассейн р. Суны – 0,04 %.

В весенне-летний период 2015 г. в дополнение к наблюдениям, проводимым территориальными подразделениями Росгидромета, Росводресурсов и профильными институтами РАН, в рамках НИР ФГБУ «ГОИИ» проведены комплексные исследования качества вод и донных отложений в 20 точках озера и на 18 его притоках (рис.). По возможности пробы речной воды отбирались на устьевых участках.

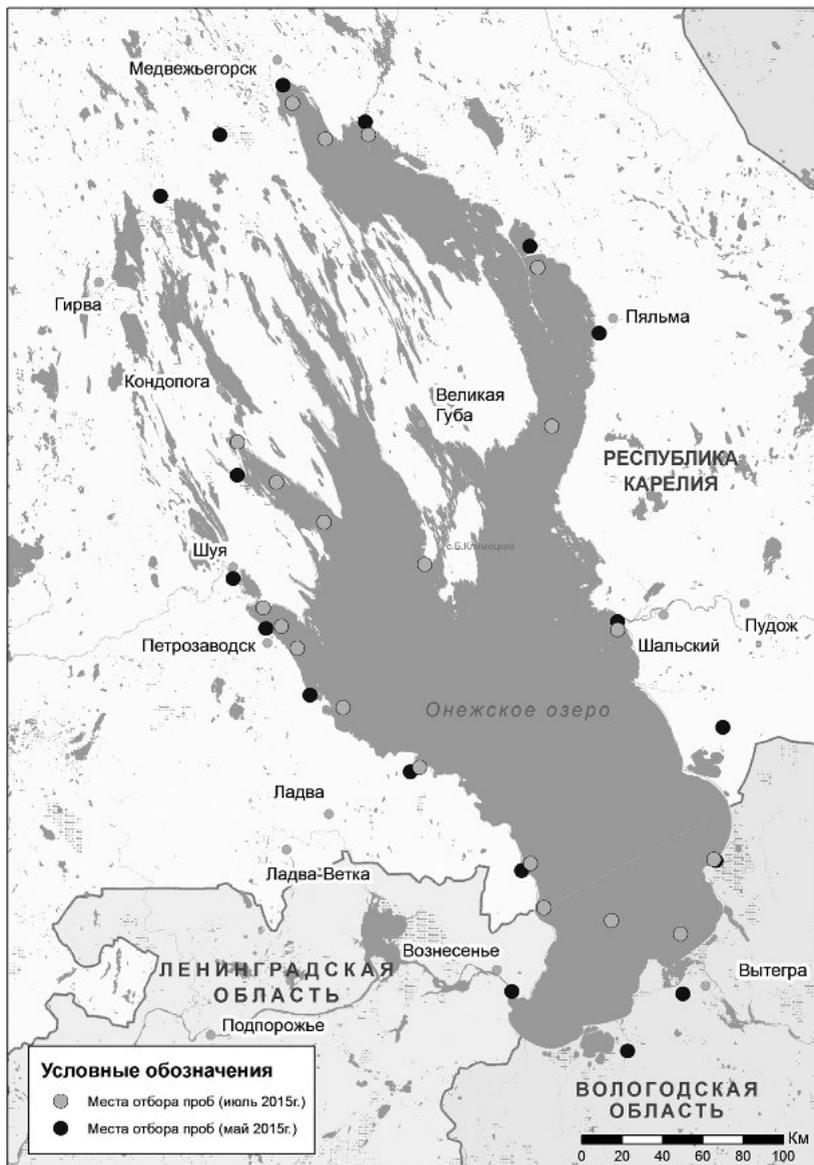
Перечень загрязняющих веществ составлен на основе требований технического задания к государственному контракту, анализа ретроспективных материалов, актуальных данных гидрохимического и геохимического мониторинга Онежского озера и его притоков, состава сточных вод.

В итоге химический анализ включал определение водородного показателя (рН), взвешенных веществ (ВВ), тяжелых металлов (ТМ) (Zn, Pb, Cr, Co, Ni, Cu, Mn), железа общего (Fe_{общ}), биогенных веществ (ионов аммония, нитратов, нитритов, фосфатов), нефтепродуктов (НП), полихлорированных бифенилов (ПХБ), бенз(а)пирена (БП), фенола.

В рамках работ проводились измерения гидрофизических показателей качества воды непосредственно на месте: электропроводности и температуры.

Геохимический анализ включал определение гранулометрического состава донного грунта, металлов (Zn, Pb, Cr, Co, Ni, Cu, Fe, Mn), биогенных элементов (общего азота и фосфора), НП, ПХБ, БП и фенола.

Сложные органические соединения (фенол, НП, БП, ПХБ) являются продуктами антропогенной деятельности на акватории озера или его водосборе, и их определение наиболее актуально в связи с высокой важностью водно-ресурсного потенциала Онежского озера.



Карта полевых работ по отбору проб воды и донных отложений Онежского озера и его притоков (весна – лето 2015 г.)

Электропроводность воды в поверхностном слое открытой части акватории озера находилась в пределах 43,2–60,3 мкСм/см, составляя в среднем 51,7 мкСм/см. Максимальные значения отмечены в Повенецком заливе, минимальные – Кондопожской и Петрозаводской губах. Электропроводность воды притоков колеблется в широком диапазоне (11–148 мкСм/см). Максимальное значение характерно для р. Вытегры, минимальное – для р. Немины.

Значения температуры воды зависят от сезона года, синоптических условий и рельефа береговой линии. В весенний период наблюдений температура речной воды колебалась в пределах 5,7–14,6 °С, наибольшая температура воды зафиксирована в воде р. Шокши, наименьшая – в воде р. Пяльмы. Летний период характеризовался более высокими значениями температуры воды (12,9–16,8 °С). Наиболее теплая вода в районе устья р. Андомы (15–16 °С), холодная – в районе Повенецкого залива (13 °С).

Результаты проведенных химических исследований в виде кратности превышения нормативов ПДК для рыбохозяйственных водоемов (или коэффициента концентрации Кс) сведены в табл. 1 и 2. Для взвешенных веществ в воде притоков Онежского озера ПДК определены с учетом регионального фона (Ссф), приведенного в работе [Нормативы..., 2010].

Анализ данных показал, что в целом концентрации загрязняющих веществ находятся в диапазоне, характерном для данной геохимической провинции – северо-запада России. Поверхностные воды обладают повышенными концентрациями **Zn, Cu, Mn и Fe**. Весенний период характеризуется интенсивным поступлением металлов и взвесей в Онежское озеро с речным стоком (1–40 ПДК). В летний период на акватории озера отмечается резкое снижение содержания металлов (0–1 ПДК), кроме Cu (5–34 ПДК). Концентрации биогенных элементов и сложных органических примесей находятся на низком уровне, нередко ниже предела обнаружения (табл. 1).

Донные отложения Онежского озера в зависимости от района весьма разнообразны. В отобранных пробах преобладают крупный ил и мелкозернистый песок. Отмечена зависимость накопления ЗВ в донных осадках Онежского озера от их гранулометриче-

ского состава. Крупные илы Кондопожской губы накапливают большее количество ТМ, биогенных элементов и органических примесей по сравнению с мелко- и крупнозернистыми песками бухт юго-западной части озера. Например, концентрация Mn в Кондопожской губе составляет около 76 800 мг/кг (51,2 ПДК), против 179 мг/кг (0,12 ПДК) в Гиморецкой бухте. В целом концентрации Fe и Mn в донных отложениях Онежского озера очень высоки (10^3 – 10^4 мг/кг), что характерно для местной геохимической провинции. Содержание остальных металлов на порядки ниже (10^1 – 10^2 мг/кг). Концентрации биогенных элементов (общего азота $N_{\text{общ}}$ и фосфора $P_{\text{общ}}$) находятся в широких пределах (227–5101 мг $P_{\text{общ}}$ /кг и 178–23 370 мг $N_{\text{общ}}$ /кг). Наибольшие концентрации характерны для районов сброса сточных вод и впадения крупных притоков.

Таблица 1. Качество воды Онежского озера и его притоков в 2015 г.

Показатель качества	Устья притоков (весна)		Акватория (лето)		Показатель качества	Устья притоков (весна)		Акватория (лето)	
	% проб Кс<1	% проб Кс>1	% проб Кс<1	% проб Кс>1		% проб Кс<1	% проб Кс>1	% проб Кс<1	% проб Кс>1
pH	–	–	100	0	$Fe_{\text{общ}}$	0	100	85	15
ВВ	0	100	–	–	NH_4^+	–	–	90	10
Zn	11	89	80	20	NO_2^-	–	–	100	0
Pb	94	6	100	0	NO_3^-	–	–	100	0
Cr	100	0	100	0	PO_4^{3-}	–	–	100	0
Co	100	0	100	0	НП	100	0	100	0
Ni	100	0	100	0	БП	100	0	100	0
Cu	0	100	0	100	Фенол	100	0	100	0
Mn	0	100	85	15	ПХБ	100	0	100	0

В табл. 2 приведены результаты оценки качества донных и береговых отложений Онежского озера и его притоков по ряду компонентов. Береговые отложения озера и донные осадки устьев притоков содержат небольшие концентрации металлов (до 1,2 ПДК по Pb и до 4,2 ПДК по Mn), в то время как донные отложения в открытой части акватории озера отличаются значительно большим содержа-

нием металлов, превышающим ПДК (до 6 ПДК по Рb и до 51 ПДК по Mn). Значительное повышение концентраций БП и НП закономерно отмечается в донных отложениях Петрозаводской губы в районе нефтебазы (1–2 ПДК).

Таблица 2. Качество донных и береговых отложений Онежского озера и его притоков в 2015 г.

Показатель качества	Береговые отложения		Донные отложения			
	Берег (весна)		Устья притоков (весна)		Акватория (лето)	
	% проб Кс<1	% проб Кс>1	% проб Кс<1	% проб Кс>1	% проб Кс<1	% проб Кс>1
Mn	87	13	89	11	42	58
Pb	93	7	72	28	68	32
БП	100	0	72	28	100	0
НП	100	0	78	22	87,5	12,5
ПХБ	–	–	100	0	100	0

По результатам проведенных работ предложена схема организации мониторинга дна, берегов, состояния водоохранных зон (ВЗ) водных объектов, а также схема организации наблюдения за режимом их использования. Участки обследования включают крупные населенные пункты и промышленные объекты региона (Петрозаводск, Кондопога, Медвежьегорск) и их окрестности, юго-западную часть озера (пос. Кварцитный – п. Вознесенье), юго-восточную и восточную часть озера (пос. Кюршево, Голяши – устье р. Водлы), Челмужскую губу. Общая протяженность участков обследования составляет 744,2 км, обследуемая площадь зеркала озера – 148,8 км².

С целью определения влияния маломерного флота и водного транспорта на качество вод Онежского озера, снижения существующей антропогенной нагрузки на акваторию администрациям Республики Карелия, Ленинградской и Вологодской областей, а также территориальным подразделениям МЧС рекомендовано осуществлять контроль за режимом эксплуатации маломерного флота и установлением зон его возможных неорганизованных стоянок.

Авторы признательны сотрудникам географического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова и отдела информационного обеспечения мор-

ской и водохозяйственной деятельности ФГБУ «ГОИН», которые принимали активное участие в реализации НИР по Онежскому озеру. Более подробно с результатами исследований по НИР можно ознакомиться в ФГАНУ «ЦИТИС».

Литература

Исследование современного состояния и качества вод Онежского озера: Отчет о НИР (заключительный) по ГК №31/14 от 16.09.2014 / ФГБУ «ГОИН». Руководитель Землянов И. В. М., 2015. 622 с.

Нормативы допустимого воздействия по бассейну реки Нева, включая реки Свирь, Волхов (российская часть бассейна), реки бассейна Онежского и Ладожского озер. Пояснительная записка к сводному тому: Отчет о НИР (заключительный) / ФГБУ «ГГИ». Руководители Скакальский Б. Г., Гронская Т. П. СПб., 2010. С. 122.

Онежское озеро. Атлас / Отв. ред. Н. Н. Филатов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. 151 с.

Теканова Е. В., Тимакова Т. М. Оценка современного трофического состояния Онежского озера по первичной продукции фитопланктона // Гидробиол. журн. 2007. Т. 43, № 3. С. 90–94.

Тимакова Т. М., Сабылина А. В., Полякова Т. Н. и др. Современное состояние экосистемы Онежского озера и тенденции ее изменения за последние десятилетия // Тр. КарНЦ РАН. 2011. № 4. С. 42–49.

Экосистема Онежского озера и тенденции ее изменения / Под ред. З. С. Кауфмана. Л.: Наука, 1990. 264 с.

STUDY OF LAKE ONEGO SEDIMENTS AND WATER QUALITY

**I. V. Zemlianov¹, A. A. Stokov¹, I. Yu. Milyutina¹,
M. O. Fatkhi^{1,2}, E. V. Terskaya²**

¹ *Zubov State Oceanographic Institute*

² *Lomonosov Moscow State University*

Lake Onego is a unique natural object with high resource potential. Its comprehensive study is particularly important and relevant for reducing pollution and improving water quality in the conditions of modern anthropogenic pressure. In 2014–2015, the State Oceanographic Institute conducted a complex of hydrochemical and geochemical works in Lake Onego waters and its tributaries. Concentrations of pollutants match geochemical province of north-west Russia. Maximum permissible concentrations were exceeded for Cu, Mn, Zn and Fe. The content of benzo(a)pyrene and petroleum products was exceeded in sediments.

ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИТОКОВ СЕВЕРНОГО БАЙКАЛА И АНГАРО-КИЧЕРСКОГО МЕЛКОВОДЬЯ

**Л. М. Сороковикова, И. В. Томберг, В. Н. Синюкович,
И. И. Маринайте, О. С. Пестунова, Н. А. Жученко,
Н. В. Башенхаева, Н. П. Сезько**

Лимнологический институт Сибирского отделения РАН

Длительное маловодье (1996–2015 гг.) в бассейне Байкала привело к снижению суммарного притока воды в озеро на 20–30 % относительно среднемноголетних значений. Потепление климата способствовало увеличению стока в зимний период и снижению минерализации воды в реках, впадающих в северную котловину озера. Содержание биогенных элементов, ПАУ и нефтепродуктов в речных водах не превышает норм ПДК для водоемов питьевого и рыбохозяйственного назначения. В притоках регистрируются бактерии рода *Enterococcus*, что свидетельствует о низком качестве воды по санитарно-микробиологическим показателям.

Влияние глобального потепления на гидрологические явления в бассейне Байкала, в том числе и сток отдельных рек, различно [Шимараев и др., 2002; Синюкович и др., 2010]. Для оценки происходящих колебаний речного стока в бассейне озера параметры его изменчивости приводились к одному расчетному периоду, в качестве которого принят промежуток с 1959 по 2015 г., включающий два полных цикла водности. Сопоставление некоторых характеристик стока главных рек и общего притока воды в озеро показало, что в расчетный период происходило общее снижение притока со скоростью около 1,7 км³/год, а с начала потепления он уменьшился на 10 км³.

В последние 19 лет (1996–2015 гг.) приток в озеро был в среднем на 11 % ниже нормы. При этом сток Селенги, главного притока озера, снизился на 24 %. Лишь благодаря росту стока других байкальских рек, в первую очередь Верхней Ангары и Баргузина, снижение суммарного притока воды в озеро было не столь масштабным. Од-

нако в последние три года приток в северную котловину Байкала, как и в две другие, был на 20–30 % ниже среднемноголетних значений, свидетельствуя о снижении стока Верхней Ангары.

Помимо межгодовой изменчивости притока воды в оз. Байкал и стока отдельных рек, потепление отразилось и на их внутригодовом распределении. Повышение температуры воздуха и вытаивание льда в деградирующих многолетнемерзлых породах ведет к повышению запасов подземных вод и речного стока, особенно в зимний период. За период потепления среднемеженный (ноябрь–март) сток Верхней Ангары увеличился приблизительно на 6 м³/с (8 %). Зимние расходы воды р. Селенги с начала 1970-х гг. в среднем возросли на 20 м³/с (13 %). Однако в последние годы водный сток основных притоков озера заметно снизился в связи со снижением влагонасыщения деятельного слоя и запасов подземных вод из-за общего падения увлажнения в бассейне Байкала.

Воды исследованных притоков Северного Байкала маломинерализованные, наиболее низкие значения концентраций главных ионов отмечены в р. Рель, повышенные – в р. Верхней Ангаре. Сезонная динамика суммарного содержания ионов в воде исследованных рек (рис. 1, а) определяется изменением водности. По длине р. Верхней Ангары более низкие концентрации ионов и минерализации воды характерны для верхнего участка. Зимой 2013 и 2015 гг. сумма ионов в воде рек Верхняя Ангара и Тья равнялась 112–119 мг/л. В 1950–1960-х гг. по данным [Вотинцев и др., 1963] сумма ионов в этих реках составляла 124–134 мг/л. Снижение содержания ионов в речных водах может быть связано с увеличением зимнего водного стока, сформированного за счет таяния многолетнемерзлых грунтов.

Величина рН воды в реках варьировала от 6,99 до 7,68. Наиболее низкие значения наблюдались весной, что обусловлено поступлением вод тающих снегов с низкими значениями рН. Из исследованных рек наиболее низкое содержание растворенного кислорода зимой отмечено в воде р. Верхней Ангары – 6,8 мг/л (48 % насыщения). Кислородный режим остальных рек как в зимний, так и в летне-осенний периоды благоприятен для гидробионтов (77–102 % насыщения).

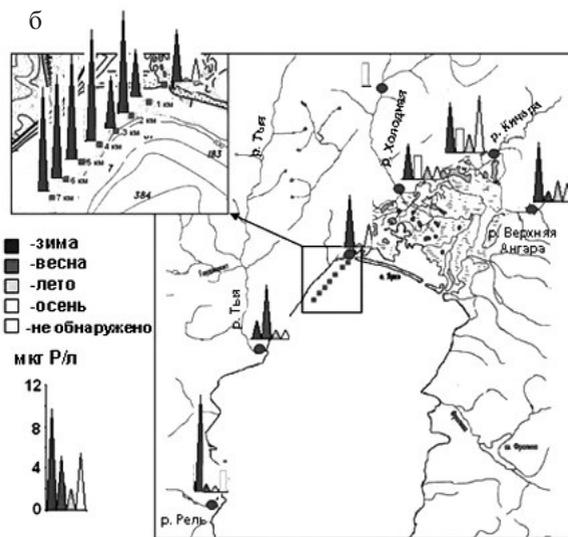
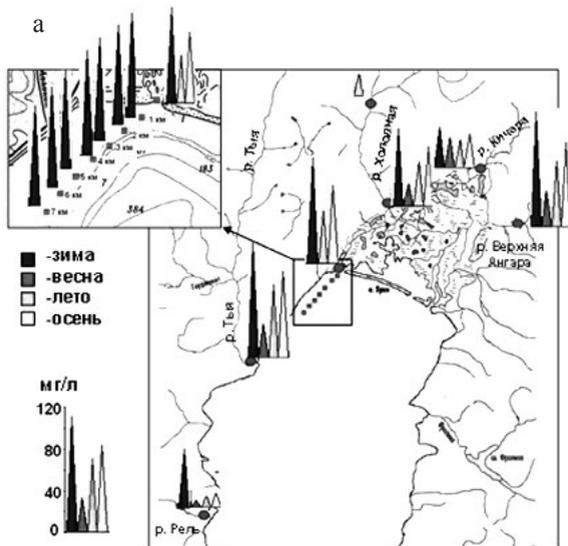


Рис. 1. Динамика суммы ионов (а) и концентраций минерального фосфора (б) в притоках Северного Байкала и на акватории Ангаро-Кичерского мелководья

Концентрации биогенных элементов в воде рек в основном низкие, исключение составляют реки Тья и Рель. Повышенные концентрации минерального фосфора (рис. 1, б) и нитратного азота отмечены зимой. При этом максимальные значения фосфора наблюдались не в реках, впадающих в Байкал, а на акватории Ангаро-Кичерского мелководья. В северных притоках отмечены повышенные концентрации аммонийного азота и органического вещества во время половодья, что связано с поступлением их с заболоченного водосбора. Повышенные концентрации биогенных элементов и органических веществ в р. Тья обусловлены сбросом в русло реки хозяйственно-бытовых сточных вод.

К опасным токсикантам, попадающим в русла рек в результате хозяйственной деятельности человека, относятся тяжелые металлы (Fe, Cu, Zn и др.). Одним из источников поступления микрокомпонентов (Zn, Pb и др.) в реки Северного Байкала может являться Холоднинское месторождение полиметаллических руд, которое в настоящее время не эксплуатируется и находится в законсервированном состоянии. Исследования показали, что в воде рек Холодной и Тья концентрации микроэлементов незначительные и не превышают предельно допустимых концентраций для водоемов рыбохозяйственного назначения [Перечень..., 2010]. В водах Верхней Ангары содержание меди составило 1,26 мкг/л, что несколько превышало ПДК для вод рыбохозяйственного назначения, составляющей 1 мкг/л. В воде р. Рель концентрация меди была на уровне ПДК – 1,05 мкг/л. В воде этой реки отмечено повышенное содержание алюминия – 39 мкг/л (при ПДК 40 мкг/л).

Уровни концентраций нефтепродуктов в поверхностной воде исследуемого района низкие – от 7 до 18 мкг/л (рис. 2), превышения ПДК [Перечень..., 2010] для водных объектов рыбохозяйственного назначения не установлено. На нижнем участке р. Верхней Ангары концентрации нефтепродуктов постепенно снижаются от пос. Верхняя Заимка к устью. В пробах воды других северных притоков Байкала минимальные значения отмечены в воде рек Холодной и Кичера.

Суммарные концентрации 16 ПАУ (полициклические ароматические углеводороды) изменялись от 10 до 156 нг/л. Наиболее высокие величины индивидуальных соединений и их суммы отмечены в ве-

сенний период. Повышенные концентрации определены в р. Кичера в марте (156 нг/л). В устье р. Верхней Ангары концентрации ПАУ в период наблюдений изменялись от 16 до 28 нг/л. Бенз(а)пирен в речных водах не обнаружен, вода соответствует гигиеническим нормативам для водоемов рыбохозяйственного назначения (по нафталину 4 мкг/л).

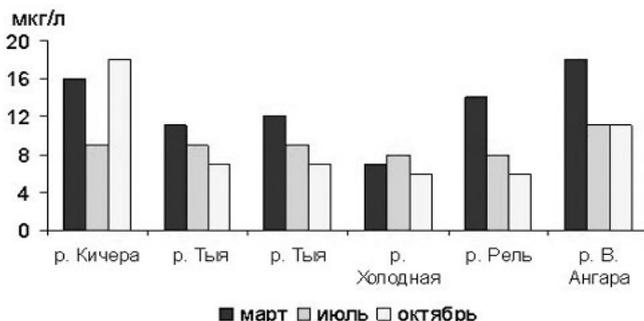


Рис. 2. Концентрации нефтепродуктов в воде притоков Северного Байкала

Исследование динамики бактериопланктона в притоках показало, что в подледный период (март) численность гетеротрофных бактерий колебалась от 37 до 3984 КОЕ/мл. Максимальное их количество 3984 КОЕ/мл и 3976 КОЕ/мл наблюдалось в реках Рель и Тья. Содержание ОКБ в воде р. Рель достигало 1120 КОЕ/100 мл, что превышало допустимую норму для водоемов питьевого назначения в 2 раза [Вода..., 2004]. Максимальная численность исследуемых микроорганизмов наблюдалась в летние месяцы (июнь и июль), что связано с повышением температуры воды. Количество гетеротрофов в среднем составило 750 кл/мл, при этом максимальные показатели отмечены в р. Холодной – 1511 кл/мл. Содержание ОКБ в летний период было высоким на всех станциях (1180–4500 КОЕ/100 мл), значительно превышая ПДК для водоемов питьевого назначения. Важным показателем качества воды является содержание в воде бактерий рода *Enterococcus*, присутствие которых в воде указывает на фекальное загрязнение водотоков. Зимой бактерии *Enterococcus* отмечены в устье р. Тья (92 КОЕ/100 мл) и в устье р. Рель (126 КОЕ/100 мл). В летне-осенний период микроорганизмы этой группы регистрировались во всех реках.

Таким образом, выполненные исследования указывают на то, что изменение климата (потепление) могло обусловить увеличение стока р. Верхней Ангары, а также других рек, впадающих в северную котловину, особенно в зимний период, и, очевидно, стало причиной снижения минерализации воды. Воды северных притоков Байкала имеют низкое качество по санитарно-микробиологическим показателям, в воде регистрируются бактерии рода *Enterococcus*. Содержание биогенных элементов, ПАУ и нефтепродуктов в основном не превышает ПДК для водоемов питьевого и рыбохозяйственного назначения. Незначительные превышения регистрируются для меди в реках Верхняя Ангара и Рель.

Литература

Вода. Гигиенические, санитарные правила, нормы и методы безопасного водопользования населения. М.: Интер СЭН, 2004. 754 с.

Вотинцев К. К., Глазунов И. В., Толмачева Т. П. Гидрохимия рек бассейна оз. Байкал. М.: Наука, 1965. 495 с.

Перечень рыбохозяйственных нормативов: предельно допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно безопасных уровней воздействия (ОБУВ) вредных веществ для воды водных объектов, имеющих рыбохозяйственное значение. М.: ВНИРО, 2010. С. 304.

Синюкович В. М., Сороковикова Л. М., Томберг И. В., Тулохонов А. К. Изменение климата и химический сток реки Селенги // ДАН. 2010. Т. 463, № 6. С. 817–821.

Шимараев М. Н., Куимова Л. Н., Синюкович В. Н., Цехановский В. В. Климат и гидрологические процессы в бассейне оз. Байкал в XX столетии // Метеорология и гидрология. 2002. № 3. С. 71–78.

ECOLOGICAL CHARACTERISTICS OF TRIBUTARIES IN NORTHERN BAIKAL AND ANGARA-KICHERA SHOAL

L. M. Sorokovikova, I. V. Tomberg, V. N. Sinyukovich, I. I. Marinaite,
O. S. Pestunova, N. A. Zhuchenko, N. V. Bashenkhaeva, N. P. Sezko

Limnological Institute SB RAS

Long-duration low water level (1996-2015) in the basin of Lake Baikal caused a decrease in the total inflow into the lake by 20-30 % in comparison with the average long-term values. Global warming contributed to the increase of water flow in winter and decrease of water mineralization in the tributaries of the northern

basin of the lake. Concentrations of nutrients, polycyclic aromatic hydrocarbons and oil products in river waters did not exceed maximum permissible values established for drinking and recreational waters. Bacteria of the genus *Enterococcus* were detected in the lake tributaries and due to that and with regard to sanitary-microbiological parameters the water quality is considered to be poor.

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ТЕРМОКАРСТОВЫХ ОЗЕР ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

М. И. Ксенофонтова

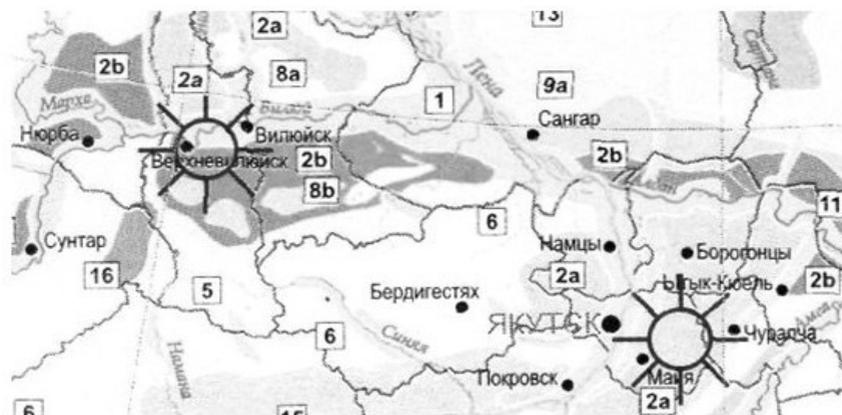
*Научно-исследовательский институт прикладной экологии Севера
Северо-Восточного федерального университета
им. М. К. Аммосова, г. Якутск*

В статье приведены результаты исследований замкнутых и проточных озерных систем Лено-Амгинского и Лено-Вилуйского междуречья. Замкнутые озерные системы представляют собой термокарстовые, а проточные системы – эрозионно-термокарстовые озера. В ходе сравнения исследованных озер двух междуречий выявлено, что большинство исследованных озер Лено-Вилуйского междуречья имеют среднюю минерализацию, нейтральную и слабощелочную среду с мягкой и умеренно-жесткой водой, преимущественно гидрокарбонатно-кальциево-магниевым составом. В исследованных озерах Лено-Амгинского междуречья доминируют воды средней и высокой минерализации с реакцией среды от нейтральной до щелочной, от умеренно-жестких до очень жестких вод с преобладанием гидрокарбонатно-натриево-магниевых вод. По классу качества в исследованных озерах Лено-Амгинского междуречья доминируют экстремально загрязненные (5 класс) и умеренно загрязненные (3 класс) воды, а в озерных водах Лено-Вилуйского междуречья – умеренно загрязненные (3 класс).

Каждый водоем возникает и развивается в определенной географической среде и взаимодействует с ней. Специфические природные условия создают определенный режим водоема. В режиме озе-

ра существенную роль играет форма и размеры его котловины. Котловины озер возникают под действием ряда различных факторов, формирующих рельеф земной поверхности [Богословский, 1960].

По классификации И. И. Жиркова [1983], на территории Центральной Якутии распространены термокарстовые, эрозионно-термокарстовые, водно-эрозионные и тукулановые озера (рис.).



- | | | |
|---|-------------------|---|
| 1 | [white box] | Водно-эрозионные озера (старичные) – меандровые, протоковые, внутриростовые, пойменные, террасовые (на I – III террасах рек). |
| 2 | [2a box] [2b box] | Термокарстовые: а) провальные с преобладанием реликтовой (алаской) стадии на мощном «ледовом комплексе» в сочетании со старичными озерами малых рек; б) просадочные и термокарстово-эрозионные на маломощном «ледовом комплексе» в сочетании со старичными эрозионно-термокарстовыми озерами долин средних и крупных рек. |
| 3 | [medium gray box] | Термокарстовые озера на мощном «ледовом комплексе» начальных, развивающихся и зрелых стадий в сочетании со старичными озерами малых и средних рек. |
| 4 | [4a box] [4b box] | Дельтовые: а) на современных дельтовых отложениях крупных рек; б) на древних отложениях II – III террас высоких дельтовых островов в сочетании с провальными термокарстовыми озерами. |
| 5 | [white box] | Плесовые малых рек в долинах сезонных и эпизодических водотоков на «ледовом комплексе» и в долинах «от-юрихов» («травяных рек») и в сквозных долинах междуречий в сочетании с термокарстовыми озерами разных стадий развития. |
| 6 | [white box] | Термокарстовые и водно-эрозионные озера на древних маломощных льдоненасыщенных осадочных отложениях (а, е, d) на платовых или слабонаклонных междуречных равнинах, в т.ч. на водораздельных галечниках. |
| 7 | [dark gray box] | Лагунные озера на отложениях прибрежно-морской аккумуляции, в т.ч. переработанные термокарстом и термсабразией. |
| 8 | [8a box] [8b box] | Озера тукуланов (песчаных массивов): а) современных тукуланов (развееваемых песков); б) древних тукуланов (закрепленных и полужакрепленных песков). |

Типологическое районирование озер Центральной Якутии (фрагмент карты И. И. Жиркова [Реки и озера, 2007])

Термокарстовые озера, в свою очередь, по С. П. Качурину [1961], подразделяются на следующие подтипы:

1. Провальные, первичные на ледовом комплексе – это в стадии «тыымпы», «днюеда», в стадии зрелых термокарстовых озер и

повторно-провальные (в зрелых аласах, в поймах крупных рек, на болгунняхх, на торфяных буграх).

2. Просадочные (термокарстово-суффозионные и возникшие на месте пожаров – «курунг-кюель», «кердюген-кюель»). Просадочные озера отличаются от провальных типов меньшими глубинами, что объясняется палеоклиматическими условиями развития данных озерных котловин.

Провальные озера доминируют на Лено-Амгинском, а просадочный тип термокарстовых озер – на Лено-Вилуйском междуречье [Жирков, 1983].

Озера, относящиеся к эрозионно-термокарстовому типу, являются, видимо, наряду с тукуланными, наиболее древними в Центральной Якутии, о чем свидетельствует максимальная мощность донных отложений (до 4,5–5,5 м) [Жирков, 1983].

Подразделяются на два подтипа:

1. Террасовые на **II и III террасах средних рек (промерзающих водотоков)** – котловины находятся на поверхности террас рек, сложенных верхнечетвертичными ледниковыми и межледниковыми отложениями. Высота склонов котловины 2–4 м, редко до 10 м. Отложения – коричневые и темноцветные глинистые, мощность до 80 см.

2. Террасовые на **III и IV террасах крупных рек (постоянных водотоков)** – котловины озер находятся на поверхности речных террас, сложенных ледниковыми и межледниковыми отложениями среднечетвертичного возраста. Высота склонов котловины 4–6 м, редко до 10 м и выше. Отложения – различные типы сапропелей в сочетании с илами глинистыми и глинами, общая мощность до 4 м.

В отличие от термокарстовых озер водоемы данного типа происхождения отличаются глубиной и площадью водного зеркала.

В 2010–2014 гг. сотрудниками Научно-исследовательского института прикладной экологии Севера СВФУ были исследованы замкнутые и проточные озерные системы Лено-Вилуйского и Лено-Амгинского междуречья ($n = 14$).

Замкнутые аласные системы сосредоточены в Абалахской террасе и эрозионно-аккумулятивной равнине Тюкян-Тюнгского аласного района, представляют собой термокарстовые озера. Проточные

аласные системы захватывают Тюнгиолюнскую террасу и аллювиальную равнину нижнего уровня Тюкянского песчано-грядового района, имеют эрозионно-термокарстовый тип.

Гидрохимическое опробование производилось согласно ГОСТ Р 51592-2000. Хранение проб осуществлялась согласно ГОСТ 17.1.5.05-85. Транспортировка проб осуществлялась в пластиковой и стеклянной таре, обеспечивающей их сохранность. При отборе проб воды измерялись температура воды, газовый состав. Донные отложения отбирались по ГОСТ 17.1.5.01-80. Охрана природы. Гидросфера. Общие требования к отбору проб донных отложений водных объектов для анализа на загрязненность.

Пробы озерных вод анализировали в лаборатории физико-химических методов анализа НИИПЭС СВФУ с помощью методов потенциометрии, титриметрии, атомной абсорбции, капиллярного электрофореза, флуориметрии и гравиметрии. Всего определено 48 гидрохимических показателей.

Основные характеристики химического состава исследованных озерных вод с уровнем превышения нормативов предельно допустимых концентраций ($ПДК_{вр}$) даны в табл. Ионный состав озерных вод представлен по классификации О. А. Алекина [1953].

В ходе сравнения исследованных озер двух междуречий выявлено, что большинство исследованных озер Лено-Виллойского междуречья имеют среднюю минерализацию, нейтральную и слабощелочную среду с мягкой и умеренно-жесткой водой. Отличается оз. Хампа с высокой минерализацией, очень жесткой водой. В ионном составе исследованных озер Лено-Виллойского междуречья доминируют гидрокарбонаты, кальций и магний. Концентрации хлоридов, натрия, калия и сульфатов очень низкие и не превышают 5 % от суммы ионов.

В исследованных озерах Лено-Амгинского междуречья встречаются воды средней и высокой минерализации, преимущественно со щелочной реакцией среды и умеренно-жесткой и очень жесткой водой. В ионном составе преобладают гидрокарбонаты, магний и натрий. Доля хлоридов и сульфатов высокая в озерах с термокарстовым типом котловины. Концентрация кальция в исследованных озерных водах незначительна.

Результаты сравнительного анализа озер двух междуречий

Лено-Вилуйское междуречье	Лено-Амгинское междуречье
<p style="text-align: center;"><i>Тюкян-Тюнгский аласный</i></p> <p>Тип котловины: – термокарстовый (n = 2)</p> <p>Химический состав: – средняя минерализация – слабощелочная среда – умеренно-жесткая вода – гидрокарбонатно-кальциевый – гидрокарбонатно-кальциево-магниевый</p> <p>Превышения нормативов ПДК_{вр} : – медь – марганец – железо</p> <p>Класс качества вод: – умеренно загрязненные 3 класс (n = 2)</p>	<p style="text-align: center;"><i>Абалахская терраса</i></p> <p>Тип котловины: – термокарстовый (n = 2)</p> <p>Химический состав: – повышенная и высокая минерализация – слабощелочная и щелочная среда – умеренно-жесткая и очень жесткая вода – гидрокарбонатно-магниево-натриевая</p> <p>Превышения нормативов ПДК_{вр} : – магний – натрий – нитриты – минерализация – жесткость – никель – медь – сульфаты – железо – марганец</p> <p>Тип котловины: – эрозионно-термокарстовый (n = 4)</p> <p>Химический состав: – средняя минерализация – нейтральная и щелочная среда – умеренно-жесткая вода – гидрокарбонатно-магниево-кальциевая</p> <p>Превышения нормативов ПДК_{вр} : – нитриты – медь – ион-аммония – кремний – железо – марганец</p>

Продолжение табл.

Лено-Вилуйское междуречье	Лено-Амгинское междуречье
<p><i>Тюкянский песчано-грядовый</i></p> <p>Тип котловины: – эрозионно-термокарстовый (n = 3)</p> <p>Химический состав: – от средней до высокой минерализации – нейтральная и слабощелочная среда – мягкая и очень жесткая вода – гидрокарбонатно-кальциевый – гидрокарбонатно-магниевый</p> <p>Превышения нормативов ПДК_{вр} : – медь – марганец – общее железо – магний – ион-аммония – жесткость</p> <p>Класс качества вод: – слабозагрязненные 2 класс (n = 1) – умеренно загрязненные 3 класс (n = 1) – грязные 4 класс (n = 1)</p>	<p>Класс качества вод: – слабозагрязненные 2 класс (n = 1) – умеренно загрязненные 3 класс (n = 3) – экстремально загрязненные 5 класс (n = 2)</p> <p><i>Тюнъюлунская терраса</i></p> <p>Тип котловины: – термокарстовый (n = 2)</p> <p>Химический состав: – от средней до высокой минерализации – от нейтральной до щелочной среды – от умеренно-жесткой до очень жесткой воды – гидрокарбонатно-магниево-натриевая</p> <p>Превышения нормативов ПДК_{вр} : – магний – натрий – нитриты – минерализация – жесткость – медь – сульфаты – железо – марганец – калий</p> <p>Тип котловины: – эрозионно-термокарстовый (n = 3)</p> <p>Химический состав: – средняя минерализация – нейтральная и щелочная среда – умеренно-жесткая вода – гидрокарбонатно-магниево-кальциевая</p> <p>Превышения нормативов ПДК_{вр} : – медь – марганец – железо</p>

Окончание табл.

Лено-Вилуйское междуречье	Лено-Амгинское междуречье
	Класс качества вод: – условно чистые 1 класс (n = 2) – слабозагрязненные 2 класс (n = 1) – экстремально загрязненные 5 класс (n = 2)

Превышения нормативов ПДК_{вр} в исследованных водах озер Лено-Вилуйского междуречья наблюдаются в основном по литофильным элементам: медь, марганец, железо. Содержание биогенных элементов незначительное, лишь в оз. Малгык отмечается небольшое превышение ПДК_{вр} по иону-аммония.

В исследованных озерах Лено-Амгинского междуречья превышения нормативов ПДК_{вр} отмечаются по величине минерализации и жесткости, а также по главным ионам (магний, калий, натрий, сульфаты). Кроме того, превышения нормативов встречаются по биогенным элементам (нитриты, кремний) и микроэлементам (никель, марганец, железо, медь).

По классу качества в исследованных озерах Лено-Амгинского междуречья преобладают экстремально загрязненные (5 класс) и умеренно загрязненные (3 класс) воды. В исследованных озерных водах Лено-Вилуйского междуречья преобладают воды 3 класса – умеренно загрязненные.

Возможно, что различия в химическом составе озерных вод связаны с литологией слагающих пород, а также типом озерной котловины. Поэтому необходимы дальнейшие исследования для выявления особенностей формирования химического состава вод озер Центральной Якутии.

Литература

- Алекин О. А.* Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1953. 295 с.
Богословский Б. Б. Озероведение. М.: МГУ, 1960.
Жирков И. И. Морфогенетическая классификация как основа рационального использования, охраны и воспроизводства природных ресурсов озер криолитозоны (на примере Центральной Якутии) // Вопросы рационального использования и охраны природных ресурсов разнотипных

озер криолитозоны (на примере Центральной Якутии). Межвузовский сб. Якутск: ЯГУ, 1983. С. 4–47.

Качурин С. П. Термокост на территории СССР. М.: АН СССР, 1961.

Реки и озера Якутии: Краткий справочник / Аржакова С. К., Жирков И. И., Кусатов К. И., Андросов И. М. Якутск: Бичик, 2007. 136 с.

FEATURES OF HYDROCHEMICAL COMPOSITION OF THERMOKARST LAKES IN CENTRAL YAKUTIA

M. I. Ksenofontova

North-Eastern Federal University named after M. K. Ammosov

The article presents the findings of the research carried out at the closed and flow lake systems of Lena-Amginsky and Leno-Vilyuisky interfluves. Closed lake systems are thermokarst lakes and flowing systems are erosion-thermokarst lakes. During the comparison of the two studied interfluves it was found that the majority of the studied lakes in the Leno-Vilyuisky interfluve have an average mineralization, neutral and slightly alkaline pH with mild to moderately hard water mainly of bicarbonate-calcium-magnesium composition. As for the studied lakes of the Lena-Amginsky interfluve, medium and high water mineralization with a neutral to alkaline pH with moderately hard to very hard water with predominance of bicarbonate-sodium-magnesium waters are typical of them. According to the quality class, extreme-contaminated (class 5) and moderately polluted (class 3) waters dominated in the studied lakes of the Lena-Amginsky interfluve while moderately polluted (class 3) waters dominated in the studied lakes of the Leno-Vilyuisky interfluve.

ВЛИЯНИЕ ОРГАНИЧЕСКИХ И БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ НА КАЧЕСТВО ВОДЫ МАЛЫХ РЕК (НА ПРИМЕРЕ ПРИТОКОВ ИВАНЬКОВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА)

Е. А. Чекмарева

Институт водных проблем РАН

Влияние органических и биогенных веществ на качество воды малых рек представлено на примере притоков Иваньковского водохранилища. Природные условия формирования речного стока малых рек способствуют насыщению поверхностных вод малых водотоков соединениями органического происхождения. Вследствие антропо-

генной деятельности человека в речные воды попадает значительная часть биогенных веществ – азота и фосфора.

Изучение пространственно-временной изменчивости основных гидрохимических характеристик малых притоков Ивановского водохранилища проведено за период с 2009 по 2014 г. в различные сезоны. Особое внимание уделялось динамике органических и биогенных веществ.

Исследуемые притоки Ивановского водохранилища: Дойбица, Донховка, Орша, Созь, Сучок (табл. 1).

Перечисленные реки впадают в Ивановское водохранилище – мелководное водохранилище руслового типа площадью (при НПУ 124,0 м) 327 км², длиной 127 км и площадью водосбора 41 000 км² (рис.). В зоне влияния подпора, создаваемого водохранилищем, гидрологический и гидрохимический режимы рек аналогичны режимам водохранилища [Григорьева и др., 2000].

Таблица 1. Основные морфометрические характеристики малых притоков Ивановского водохранилища

Река	Длина реки, км	Площадь водосбора, км ²	Среднегодовой расход воды, м ³ /с	Исток/устье
Дойбица	24	192	1,25	Московская обл., д. Захарово/ пр. берег Ив. вдхр.
Донховка	27	158	1,03	Московская обл., Моховое болото/пр. берег Ив. вдхр.
Орша	72	752	5,0	Тверская обл., оз. Оршино/ лев. берег Ив. вдхр.
Созь	34	575	3,7	Тверская обл., оз. Великое/ лев. берег Ив. вдхр.
Сучок	17	58,3	0,38	Тверская обл., болото 2-е Моховое/пр. берег Ив. вдхр.

Химический состав речных вод переменчив во времени и пространстве и отличается различным содержанием органических, биогенных веществ и форм их нахождения (растворенных и взвешенных, органических и минеральных). Данные наблюдений за

процессами, ведущими к накоплению или освобождению органических и биогенных веществ в водоемах и водотоках, помогут сделать заключение о содержании их в водных экосистемах, полноте и характере циркуляции, доле поступления с водосборной территории и с подземным стоком и т. д. Впадая в крупный водоем или водоток, сток малой реки влияет на общую концентрацию органических и биогенных веществ в водоеме, в особенности в приустьевых участках. Изменение содержания органических и биогенных компонентов по течению реки связано с влиянием природных условий, а также с антропогенным воздействием рассредоточенных и точечных источников загрязнения.



Карта-схема малых притоков Иваньковского водохранилища

Показатель БПК (биохимическое потребление кислорода) дает количественную оценку содержания легкоокисляющихся органических веществ [Никаноров, 2008]. Высокие значения среднегодового БПК₅ (табл. 2) отмечены в реках Орша и Созь в 2011 г., что связано с вымыванием органического вещества с водосборной площади (болото Оршинский мох). Повышенные значения отмечаются также

на участках: р. Сучок – д. Горбасьево, р. Донховка – г. Конаково, что связано со сбросом сточных вод в населенных пунктах.

Среднегодовая цветность воды (табл. 2) в притоках Ивановского водохранилища изменяется в пределах от 66 до 304 град. Рт-Со шкалы. Наибольшими показателями цветности обладают реки Орша и Созь, имеющие болотное питание. В период интенсивных дождей величина цветности резко возрастает, из-за вымывания гумусовых веществ из почв и болотных массивов.

Среднегодовые значения перманганатной окисляемости (табл. 2) в притоках Ивановского водохранилища изменяются от 14,1 до 44,0 мг О/л и коррелируют с изменением цветности.

Таблица 2. Среднегодовые показатели содержания органического вещества в воде малых притоков Ивановского водохранилища в 2009–2014 гг.

Водоток	2009 г.	2010 г.	2011 г.	2012 г.	2013 г.	2014 г.
БПК ₅ , мг О/дм ³						
Дойбица	6,7	1,2	2,0	1,8	2,9	3,3
Донховка	3,6	1,6	9,7	1,9	2,7	3,3
Орша	–	1,6	15,7	1,3	1,9	1,4
Созь	–	2,6	15,6	2,0	2,4	3,1
Сучок	–	1,8	8,7	2,9	2,4	3,1
ПО, мг О/дм ³						
Дойбица	14,3	21,4	21,4	22,8	18,2	15,7
Донховка	15,4	18,2	19,0	21,9	28,8	15,5
Орша	27,7	37,3	26,8	44,0	44,0	25,9
Созь	36,3	31,8	29,1	39,6	33,6	30,6
Сучок	14,1	18,7	28,7	40,7	23,4	28,4
Цветность, град, Рт-Со шкалы						
Дойбица	129	188	156	124	151	89
Донховка	75	111	104	104	181	66
Орша	175	304	158	244	250	133
Созь	190	304	158	180	204	141
Сучок	69	116	127	216	153	153

Содержание отдельных форм азота сильно меняется по сезонам года и зависит от развития водных организмов и растений, полноты и характера циркуляции воды в водоеме, поступления азота из грун-

та, притока его с водосборного бассейна и т. д. [Чекмарева, 2012]. Среднегодовые концентрации ионов аммония в речных водах изменяются от 0,26 до 4,41 мг/дм³. Максимальные значения отмечены в 2013 г. в р. Донховке. Среднегодовые концентрации нитритов в поверхностных водах малых притоков незначительны и составляют 0,013–0,096 мг/дм³. Среднегодовые концентрации нитратов изменяются от 0,071 до 13,08 мг/дм³, их максимальные концентрации зафиксированы в воде р. Дойбицы в 2013 г. (табл. 3).

Существенная часть переносимых реками соединений фосфора поступает со сточными канализационными водами. Весенние воды богаты соединениями фосфора, что обусловлено сельскохозяйственной освоенностью водосборной площади. Содержание общего растворенного фосфора увеличивается в жаркие и маловодные годы. Осенью содержание фосфора в речных водах уменьшается, а зимой фосфор поступает, в основном, со сточными водами [Чекмарева, 2012].

Таблица 3. Динамика среднегодовых концентраций минеральных форм азота (мг/дм³) в поверхностном слое воды малых притоков Ивановского водохранилища в 2009–2014 гг.

Водоток	2009 г.	2010 г.	2011 г.	2012 г.	2013 г.	2014 г.
Аммонийный азот						
Дойбица	0,62	0,59	0,45	0,74	0,89	1,14
Донховка	0,26	0,48	0,41	0,57	4,41	1,06
Орша	0,71	0,37	0,54	0,84	1,8	0,71
Созь	0,73	0,88	0,52	0,84	1,75	1,0
Сучок	0,46	0,45	0,86	0,75	1,35	1,27
Нитраты						
Дойбица	1,62	3,35	3,38	5,47	13,08	2,12
Донховка	1,68	2,42	3,08	4,97	1,19	0,84
Орша	1,91	2,01	2,74	2,46	1,5	1,11
Созь	5,39	0,95	4,18	2,43	0,71	1,06
Сучок	2,04	1,66	1,37	2,59	1,35	0,98

Среднегодовые концентрации общего фосфора в период наблюдений изменялись от 0,034 (р. Созь, 2009 г.) до 0,359 мг P/дм³ (р. Донховка, 2013 г.). Минимальные концентрации растворенного

минерального фосфора отмечены в р. Созь, максимальные – в реках Донховка и Дойбица (табл. 4).

Наличие веществ органического происхождения в малых притоках Иваньковского водохранилища можно объяснить природными региональными особенностями, а именно: наличием большого количества болот и лесов на водосборной площади рек, антропогенным влиянием в районе населенных пунктов. Повышенное содержание органики является препятствием к использованию речной воды в питьевых и хозяйственно-бытовых целях.

Биогенные вещества попадают в воду в результате вымывания из почвенного покрова (азот), выщелачивания из осадочных пород (фосфор), поступают с атмосферными осадками (азот) и в результате жизнедеятельности водных организмов (азот и фосфор), а также с загрязненными сточными водами с территории населенных пунктов, промышленных и сельскохозяйственных объектов.

Таблица 4. Динамика среднегодовых концентраций растворенных форм фосфора (мг Р/дм³) в поверхностном слое воды малых притоков Иваньковского водохранилища в 2009–2014 гг.

Водоток	2009 г.	2010 г.	2011 г.	2012 г.	2013 г.	2014 г.
Растворенный минеральный фосфор						
Дойбица	0,027	0,046	0,047	0,072	0,061	0,014
Донховка	0,022	0,050	0,047	0,073	0,075	0,032
Орша	0,035	0,038	0,044	0,048	0,051	0,046
Созь	0,014	0,006	0,010	0,012	0,012	0,011
Сучок	0,02	0,021	0,018	0,047	0,052	0,060
Растворенный общий фосфор						
Дойбица	0,049	0,320	0,090	0,129	0,141	0,280
Донховка	0,047	0,285	0,080	0,108	0,359	0,283
Орша	0,07	0,234	0,077	0,105	0,116	0,228
Созь	0,034	0,090	0,034	0,051	0,067	0,125
Сучок	0,05	0,159	0,054	0,116	0,135	0,312

Однако содержание биогенных веществ в речных водах регулируется высшей водной растительностью, фитопланктоном и бактериями, для развития и роста которых необходимы азот и фосфор. Процесс самоочищения речных вод с помощью высшей водной растительности

тельности от высокого содержания биогенных веществ особенно заметен на участках малых рек с замедленным водообменом и высокой антропогенной нагрузкой (например, р. Донховка в устье, г. Конаково). Нужно отметить, что органические и биогенные соединения нестабильны, одни соединения постоянно трансформируются в другие. Важная задача в изучении влияния органических и биогенных веществ на качество воды малой реки – это оценить способность водотока к самоочищению.

Литература

Григорьева И. Л., Ланцова И. В., Тулякова Г. В. Геоэкология Иваньковского водохранилища и его водосбора. Конаково, 2000. 248 с.

Иваньковское водохранилище и его жизнь / Под ред. Буторина. Л.: Наука, 1978. 304 с.

Леонов А. В., Дубинин А. В. Взвешенные и растворенные формы биогенных элементов, их соотношение и взаимосвязь в основных притоках Каспийского моря // Водные ресурсы. 2001. Т. 28, № 3. С. 261–279.

Никаноров А. М. Гидрохимия: Учебник. Изд. 3-е, доп. Ростов-н/Д: НОК, 2008. 416 с.

Фосфор в окружающей среде / Под ред. Гриффита Э., Битона А., Митчелла Д. М.: Мир, 1977. 760 с.

Чекмарева Е. А. Содержание органического вещества и биогенных элементов в воде малых притоков Иваньковского водохранилища // Докл. V Всерос. симпоз. с междунар. участием (10–14 сент. 2012 г., Петрозаводск) / Отв. ред. П. А. Лозовик. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. С. 140–143.

THE INFLUENCE OF ORGANIC AND NUTRIENT LOADING ON THE WATER QUALITY OF SMALL RIVERS (THE TRIBUTARIES OF THE IVANKOVO RESERVOIR AS THE EXAMPLE)

E. A. Chekmareva

Water Problems Institute of RAS

The paper deals with the influence of organic and nutrient loading on the water quality of small rivers with the tributaries of the Ivankovo reservoir as the example. The natural conditions of small rivers runoff formation contribute to the saturation of surface waters of small streams with compounds of organic origin. Due to the anthropogenic activity, a significant portion of the biogenic substances such as nitrogen and phosphorus get into the river water.

ВОЗМОЖНОСТИ ОЦЕНКИ СОДЕРЖАНИЯ АВТОХТОННОГО И АЛЛОХТОННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ИХ ОТЛИЧИТЕЛЬНЫХ ПРИЗНАКОВ

М. В. Зобкова

Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН

В работе рассмотрены возможности использования отличительных признаков автохтонного и аллохтонного органического вещества для их количественной оценки. Установлено, что в связи с постоянной трансформацией органических веществ в водных объектах невозможно использовать отличительные признаки автохтонного и аллохтонного органического вещества для этих целей. По ним можно судить только о преобладании той или иной группы веществ на качественном уровне.

Органическое вещество (ОВ) природных вод, являясь неотъемлемой частью водных объектов, вовлечено в различные внутриводоемные процессы, и оно тем самым отражает функционирование водных экосистем. ОВ природных вод представляет собой сложную смесь из огромного числа индивидуальных соединений различного происхождения и строения, количество которых в воде может значительно различаться.

В зависимости от источника происхождения ОВ природных вод подразделяют на две группы: автохтонное и аллохтонное. Первое образуется в самом водоеме за счет протекания продукционно-деструкционных процессов и представлено биохимически легкоокисляемыми соединениями (углеводами, липидами, белками и др.), а второе поступает в водоем с водосборной территории и со сточными водами. Природное аллохтонное ОВ представлено соединениями гумусовой природы (гуминовыми и фульвовыми кислотами и их солями). Водные объекты могут значительно различаться по содержанию автохтонного и аллохтонного ОВ. Например, ОВ морей и океанов представлено большей частью автохтонным ОВ [Романкевич, Ветров, 2013], а в поверхностных водных объектах преобладает аллохтонное за счет поступления гумусовых веществ, его содержание может составлять бо-

лее 90 % [Thurman, 1985; McKnight, Aiken, 1998]. Изучение автохтонного и аллохтонного ОВ в природных водах представляет научный и практический интерес, хотя и связано с большими трудностями.

Для количественной оценки содержания автохтонного и аллохтонного ОВ была разработана физико-химическая методика, основанная на разделении ОВ природных вод на составляющие адсорбцией на диэтиламиноэтилцеллюлозе (ДЭАЭ-целлюлоза) в динамическом режиме [Лозовик, Мусатова, 2013]. Специально подобранные условия и режим адсорбции способствуют успешному разделению и последующей количественной оценке автохтонного и аллохтонного ОВ, что подтверждается при сравнении с расчетными данными по эмпирической формуле [Лозовик и др., 2007].

С помощью данной методики в 2012–2015 гг. было проведено исследование содержания автохтонного и аллохтонного ОВ на 17 разнотипных водных объектах гумидной зоны. Данные статистической обработки представлены в табл. Общее содержание автохтонного ОВ варьировало от 1,5 до 9,8 мг С/л (в среднем $3,6 \pm 0,3$) (по ХПК), а аллохтонного – от 0,9 до 22,3 мг С/л (в среднем $6,2 \pm 1,0$ мг С/л). Содержание растворенного автохтонного ОВ изменялось в узких пределах (1,7–4,4 мг С/л) и в среднем составляло $3,0 \pm 0,2$ мг С/л, это связано с тем, что все исследованные водоемы находятся в одной климатической зоне и продукционно-деструкционные процессы протекают на одном уровне. Что касается взвешенной формы автохтонного ОВ, то она оказывает значительное влияние на общее содержание автохтонного ОВ только в эвтрофных водоемах в периоды цветения воды. Поэтому основное отличие природных водных объектов заключается в различном содержании в них аллохтонного ОВ при малой изменчивости автохтонного.

Широкое распространение и применение в гидрохимической практике получили качественные отличительные признаки автохтонного и аллохтонного ОВ [Скопинцев, Гончарова, 1987]:

- 1) по соотношению перманганатной (ПО) и бихроматной (ХПК) окисляемости (для автохтонного ОВ они меньше, чем для аллохтонного);
- 2) по отношению общего органического углерода и общего азота (С : N) (для аллохтонного ОВ выше, чем для автохтонного);

3) по способности к биохимическому окислению (автохтонное ОВ – легкоокисляемое, а аллохтонное – трудноокисляемое);

4) по интенсивности светопоглощения в видимой (для автохтонного значения ниже, чем для аллохтонного) и УФ области спектра (для автохтонного значения выше, чем для аллохтонного).

Статистические показатели содержания автохтонного и аллохтонного ОВ

Параметры	Автохтонное ОВ	Растворенное автохтонное ОВ	Аллохтонное ОВ	$\rho_{\text{алл}}$	$\rho_{\text{авт}}$
	мг О/л				
Минимальное значение	4,0	3,0	1,8	0,05	0,12
Максимальное значение	26,1	13,6	69,0	0,88	0,95
Среднее значение	9,7	8,4	16,6	0,58	0,42
Стандартное отклонение	3,6	2,2	12,7	0,16	0,16
Первый квартиль	7,4	6,7	9,9	0,51	0,34
Третий квартиль	10,6	9,6	17,0	0,67	0,50
Медиана	8,8	7,8	12,8	0,59	0,41

Примечание. Число проб – 94.

В связи с этим встал вопрос о возможности применения перечисленных отличительных признаков для количественной оценки содержания автохтонного и аллохтонного ОВ в природных водах. С помощью разработанной методики разделения ОВ на автохтонную и аллохтонную составляющие удалось провести такую оценку. По полученным данным были рассчитаны значения отличительных признаков. Для соотношения ПО/ХПК автохтонного и аллохтонного ОВ они составили 0,16–0,32 и 0,40–0,63 соответственно, для соотношения $C : N$ – меньше 15 для автохтонного ОВ, а для аллохтонного – больше 30, а величина отношения интегральной интенсивности в видимой области к ХПК ($I_{\text{инт}}/\text{ХПК}$) характеризуется низкими величинами для автохтонного (1–4) и более высокими для аллохтонного (6–9) ОВ. Кроме того, был проведен анализ зависимостей между соотношениями ПО/ХПК, $C : N$ и $I_{\text{инт}}/\text{ХПК}$ и долей автохтонного ОВ. Он показал отсутствие значимой корреляции ($r = 0,46\text{--}0,54$) (рис. 1).

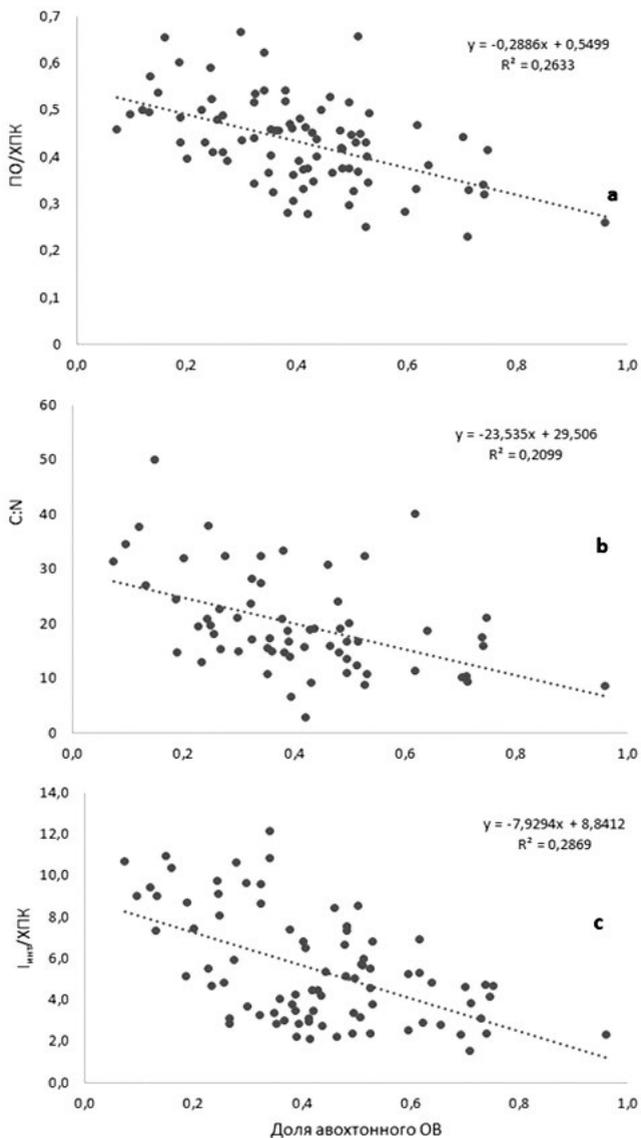


Рис. 1. Зависимость ПО : ХПК (а), С : N (б) и $I_{инт} / ХПК$ (с) для образцов воды от доли авохтонного ОВ, полученной по адсорбции

Краевые значения полученных соотношений довольно точно отражают отличительные признаки автохтонного и аллохтонного ОВ. Так, для автохтонного ОВ ПО/ХПК – 0,26, С : N – 6,0, $I_{\text{инт}}/\text{ХПК}$ – 0,9, а для аллохтонного – 0,55, 30, 9,0 соответственно.

Следует отметить, что применять данные отличительные признаки для количественной оценки автохтонного и аллохтонного ОВ не представляется возможным, можно лишь говорить о преобладании той или иной группы веществ на качественном уровне. Это связано с тем, что ОВ природных вод, являясь вовлеченным в различные внутриводоемные процессы, постоянно трансформируется, в результате чего меняются его состав и свойства.

Что касается еще одного отличительного признака, способности к биохимическому окислению, то для проверки возможности его применения для количественной оценки содержания автохтонного и аллохтонного ОВ использовались константы скорости трансформации автохтонного ($k_{\text{авт}}$) и аллохтонного ОВ ($k_{\text{алл}}$), которые для периода открытой воды составляют 0,0130 и 0,0013 сутки⁻¹ соответственно [Лозовик, 2013]. Константа скорости трансформации автохтонного ОВ в 10 раз выше, чем аллохтонного, это подтверждает, что автохтонное ОВ – биохимически легкоокисляемое, а аллохтонное – трудноокисляемое.

С помощью полученных фиксированных значений $k_{\text{алл}}$ и $k_{\text{авт}}$ были вычислены доли автохтонного ОВ ($\rho_{\text{авт кин}}$) согласно формуле, приведенной в работе [Лозовик, 2013]:

$$\rho_{\text{авт кин}} = \frac{\rho K - k_{\text{алл}}}{k_{\text{авт}} - k_{\text{алл}}}$$

где ρ – доля БПК_{полн} от ХПК_{исх}, K – константа скорости потребления кислорода. БПК_{полн} и K были установлены по кинетике БПК.

Обработка данных по всем объектам исследований показала, что практически отсутствует линейная корреляция между долей автохтонного ОВ, установленной по кинетическим параметрам ($\rho_{\text{авт кин}}$) и по адсорбции ($\rho_{\text{авт}}$), при этом коэффициент корреляции (r) составил 0,42 (рис. 2).

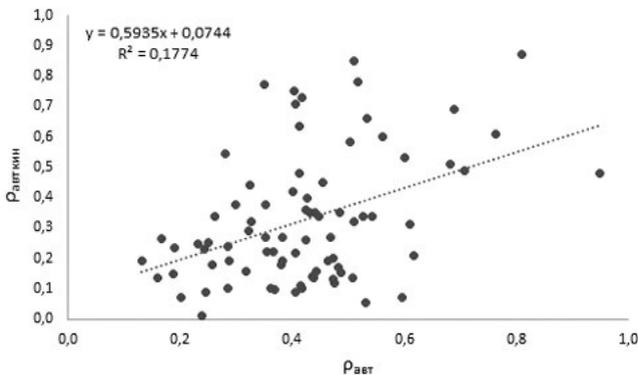


Рис. 2. Зависимость доли автохтонного ОВ по кинетическим параметрам от $\rho_{\text{авт}}$ по адсорбции

Как и в случае с другими отличительными признаками, использование $k_{\text{алл}}$ и $k_{\text{авт}}$ не позволяет дать количественную оценку содержания автохтонного и аллохтонного ОВ, поскольку указанные параметры также меняются в ходе образования и трансформации ОВ.

Литература

Лозовик П. А. Продукция и деструкция органического вещества в водных объектах по кинетической модели его трансформации в природных водах // Материалы Всерос. науч. конф. «Водная стихия: опасности, возможности и прогнозирования, управления и предотвращения угроз». Новочеркасск, 2013. С. 348–355.

Лозовик П. А., Мусатова М. В. Методика разделения органического вещества природных вод адсорбцией на диэтиламиноэтилцеллюлозе на автохтонную и аллохтонную составляющие // Вестник МГОУ, сер. «Естественные науки». 2013. № 3. С. 63–68.

Лозовик П. А., Морозов А. К., Зобков М. Б. и др. Аллохтонное и автохтонное органическое вещество в поверхностных водах Карелии // Водные ресурсы. 2007. Т. 34, № 26. С. 225–237.

Романкевич Е. А., Ветров А. А. Массы углерода в гидросфере земли // Геохимия. 2013. № 6. С. 483–509.

Скопинцев Б. А., Гончарова И. А. Использование значений отношений различных показателей органического вещества природных вод для его качественной оценки // Современные проблемы региональной и прикладной гидрохимии. Л., 1987. С. 95–117.

McKnight D. M., Aiken G. R. Sources and Age of Aquatic Humus // Aquatic humic substances: ecology and biogeochemistry / Eds. Hessen D. O., Tranvik L. J. 1998. P. 9–40.

Thurman E. M. Organic Geochemistry of Natural Waters. Martinus Nijhoff/ Dr W. Junk Publishers, 1985, Dordrecht, 516 p.

POSSIBILITIES OF CONTENT ESTIMATE OF AUTOCHTHONOUS AND ALLOCHTHONOUS ORGANIC MATTER IN NATURE WATER USING THEIR DISTINCTIVE FEATURES

M. V. Zobkova

Northern Water Problems Institute KarRC of RAS

The publication deals with the possibilities of using autochthonous and allochthonous organic matter distinctive features in order to carry out their quantitative evaluation. It is found that due to the continuous transformation of organic matter in water bodies autochthonous and allochthonous organic matter distinctive features cannot be used for this purpose. These characteristics only allow judging on the domination of a group of matter at qualitative level.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ХЛОРОФИЛЛА *A* В ЧЕРНОМ МОРЕ НА ОСНОВЕ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ФЛУОРЕСЦЕНЦИИ

Н. А. Моисеева, Т. Я. Чурилова, Т. В. Ефимова, О. В. Кривенко

*Институт морских биологических исследований
им. А. О. Ковалевского РАН, Севастополь*

По данным измерений интенсивности флуоресценции хлорофилла *a* выполнены определения концентрации пигмента в глубоководной части Черного моря в сентябре и декабре 2015 г. Проведено сравнение полученных значений с величинами концентрации хлорофилла *a*, измеренными стандартным спектрофотометрическим методом. Показано, что отношение между этими параметрами меняется в зависимости от условий существования фитопланктона, поэтому использование флуоресценции хлорофилла *a* для оценки его концентрации в море требует периодического уточнения калибровочных зависимостей между этими параметрами. Показано, что для корректной оценки интенсивности

флуоресценции хлорофилла *a* в Черном море необходимо обязательно учитывать флуоресценцию растворенного органического вещества.

Введение. Фитопланктон играет важную роль в водных экосистемах, в качестве первичного звена всех трофических цепей [Сорокин, Ведерников, 1983]. Наиболее распространенным индикатором трофности экосистемы и качества водной среды является концентрация основного фотосинтетически активного пигмента фитопланктона – хлорофилла *a* (Хл). В настоящее время в России используется несколько утвержденных методов определения концентрации Хл [ГОСТ 17.1.4.02-90, РД 52.24.784-2013], каждый из которых имеет свои методические особенности. Спектрофотометрический метод определения концентрации хлорофилла *a* [Lorenzen, 1967; Jeffrey, Humphrey, 1975] широко используется в гидробиологических исследованиях с прошлого века. В последнее время в практику экологических исследований активно внедряется экспрессный флуориметрический метод [Маторин и др., 2012], который может использоваться в мониторинге состояния водных экосистем. В отличие от спектрофотометрического, флуоресцентный метод обладает рядом преимуществ: высокая чувствительность, работа с интактными пробами фитопланктона практически в режиме реального времени.

Цель настоящей работы состоит в описании методических особенностей использования интенсивности флуоресценции Хл для оценки его концентрации в водах Черного моря.

Методы. Исследования производились в глубоководной части Черного моря в экспедициях НИС «Профессор Водяницкий» с 25 сентября по 1 октября 2015 г. и с 5 по 9 декабря 2015 г. Пробы морской воды отбирали кассетой батометров зонда SeaBird на горизонтах, которые выбирали по показаниям датчиков температуры, а также по глубине видимости диска Секки (Z_s). Глубину зоны фотосинтеза (Z_{eu}), куда проникает 1 % от падающей на поверхность моря радиации, определяли, используя зависимости показателя диффузионного ослабления света от Z_s [Ведерников, 1989].

В ходе работ были отобраны 64 пробы в сентябре и 30 проб в декабре из разных слоев: верхний квазиоднородный слой (ВКС), слой сезонного термоклина (ТК), нижняя часть зоны фотосинтеза (под

ТК) для определения концентрации хлорофилла a (C_a) спектрофотометрическим методом в соответствии с [ГОСТ 17.1.4.02-90]. Пробу воды объемом 1 л фильтровали через стекловолокнистый фильтр GF/F (Whatman) под вакуумом ($<0,2$ атм.). После фильтрации фильтры складывали собранной взвесью внутрь, заворачивали в фольгу и хранили в сосуде Дьюара с жидким азотом ($t = -196$ °С) до измерений в лаборатории на двулучевом спектрофотометре Lambda 35 (Perkin Elmer). C_a рассчитывали по формуле [Jeffrey, Humphrey, 1975]:

$$C_a = [11,85 D(664) - 1,54 D(647) - 0,08 D(630)] \times [V_{\text{эк}} / (V_{\text{пр}} \times L)],$$

где $D(630)$, $D(647)$, $D(664)$ – оптические плотности экстракта на длинах волн 630, 647 и 664 нм, соответственно; $V_{\text{эк}}$ – объем экстракта, см^3 ; $V_{\text{пр}}$ – объем пробы, дм^3 ; L – длина оптического пути кюветы, см.

Всего было собрано более 200 проб для измерения интенсивности флуоресценции Хл (F). Для определения фоновой флуоресценции растворенного органического вещества (POB), относительно которой рассчитывали интенсивность флуоресценции пигмента, пробы фильтровали через нуклеопоровый фильтр (Sartorius) с размерами пор 0,2 мкм под вакуумом ($<0,2$ атм.). Измерения проводили на флуориметре AquaPen AP100 (Чехия), в котором флуоресценция возбуждается излучением на длине волны 450 нм. Для определения C_a использовали два значения флуоресценции: F_0 и F_m , соответствующие состояниям, когда все реакционные центры фотосистемы 2 открыты и закрыты соответственно [Маторин и др., 2012]. Измерения F_0 и F_m проводили на пробе, предварительно адаптированной к темноте от 20 до 60 мин. Длительность предварительной адаптации зависела от условий существования фитопланктона в природе: все пробы в декабре и глубинные (под ТК) пробы в сентябре адаптировали к темноте ~ 20 мин, а пробы из ВКС в сентябре – в течение более длительного времени (~ 60 мин).

Результаты. В периоды работ слой существования фитопланктона различался по гидрологическим условиям. В сентябре толщина ВКС изменялась от 8 до 13 м, а Z_{cu} была 40–45 м. В декабре толщина ВКС находилась в пределах 27–51 м и в среднем составляла 36 м, что было соизмеримо с Z_{cu} (32–35 м).

В сентябре минимальные значения C_a были в ВКС (0,22–0,30 мг м^{-3}). Высокие значения C_a наблюдались в ТК (0,60–2,9 мг м^{-3})

и в слое под ТК (0,76 до 2,1 мг м⁻³). В декабре C_a в ВКС варьировала в узком диапазоне значений (0,84–1,1 мг м⁻³), при этом вертикальное распределение пигментов было однородным. В слое ТК, который в декабре ограничивал слой существования фитопланктона, наблюдалось резкое снижение величин C_a до 0,2 мг м⁻³.

В результате сравнение величин F и C_a в сентябре проводили по трем слоям, отличающимся условиями существования фитопланктона (ВКС, ТК и под ТК), а в декабре – по двум (ВКС и ТК) (рис. 1).

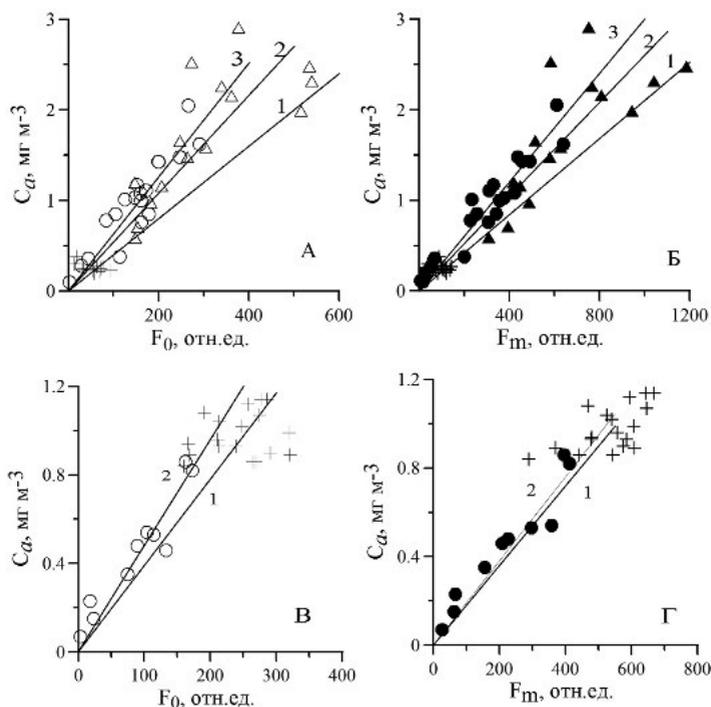


Рис. 1. Сравнение измеренных величин концентрации хлорофилла *a* (C_a) с интенсивностью флуоресценции хлорофилла *a* F_0 и F_m для разных слоев зоны фотосинтеза в сентябре (А, Б) и декабре (В, Г) 2015 г.:

верхний перемешанный слой (+, корреляционная зависимость – линия 1), слой температурной стратификации вод (Δ,▲, корреляционная зависимость – линия 2), слой нижней части зоны фотосинтеза от 25 до 50 м (о, ●, корреляционная зависимость – линия 3)

Для каждого слоя были получены линейные зависимости между величинами C_a и F_0 (F_m) (табл.).

Для сентября значения коэффициента А значительно различались по слоям зоны фотосинтеза (в $\sim 1,5$), и поэтому при расчетах C_a по величинам интенсивности флуоресценции в слое 0–50 м использовались разные коэффициенты. В декабре практически весь фитопланктон существовал в ВКС. Принимая во внимание, что значения коэффициента А для ВКС и ТК отличались несущественно, в расчетах использовали единую зависимость (для ВКС). Сравнение восстановленных профилей C_a с измеренными значениями показано на рис. 2. В целом профиль пигментов восстанавливается достаточно корректно.

Значения коэффициента А и коэффициента корреляции (r^2) зависимости концентрации хлорофилла (C_a) от интенсивности флуоресценции хлорофилла а (F_0 , F_m), описываемой уравнением $C_a = A \times F_0(F_m)$ для верхнего квазиоднородного слоя (ВКС), слоя температурной стратификации вод (ТК) и нижней части зоны фотосинтеза (под ТК) в Черном море в сентябре и декабре 2015 г.

Слой	Сентябрь 2015 г.				Декабрь 2015 г.			
	А (мг м ⁻³)		r ²		А (мг м ⁻³)		r ²	
	F ₀	F _m	F ₀	F _m	F ₀	F _m	F ₀	F _m
ВКС	0,0040	0,0021	0,76	0,87	0,0039	0,0018	0,96	0,98
ТК	0,0054	0,0026	0,93	0,94	0,0048	0,0019	0,97	0,98
Под ТК	0,0063	0,0030	0,94	0,97				

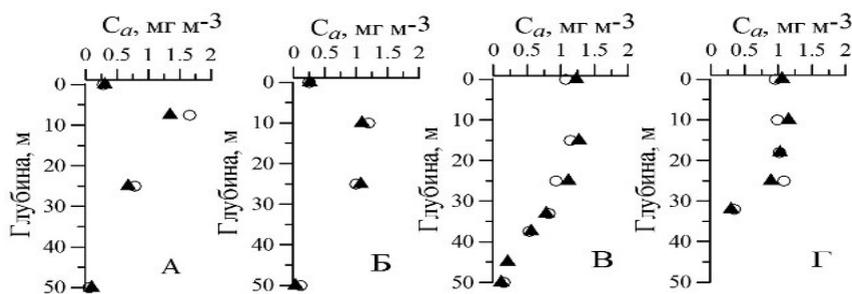


Рис. 2. Вертикальное распределение концентрации хлорофилла а в слое 0–50 м в сентябре (А, Б) и декабре (В, Г) 2015 г.:

измеренные спектрофотометрическим методом (о) и рассчитанные на основе интенсивности флуоресценции (▲) значения концентрации Хл

Для каждого рассчитанного значения C_a определяли относительную погрешность (δ), затем вычисляли среднюю величину δ по массиву данных для разных диапазонов C_a . Для значений $C_a \geq 0,5 \text{ мг м}^{-3}$ погрешность составила $\delta = 21 \pm 14 \%$ (F_0) и $\delta = 18 \pm 14 \%$ (F_m), для $C_a < 0,5 \text{ мг м}^{-3}$ $\delta = 48 \pm 33 \%$ (F_0) и $\delta = 37 \pm 22 \%$ (F_m). Таким образом, относительная погрешность оценки величины C_a по показателям F_0 и F_m зависела от значений C_a . Невысокая точность оценки низких значений C_a по F в море была связана с тем, что вклад РОВ в суммарную интенсивность флуоресценции пробы значительно превышал вклад фитопланктона (рис. 3).

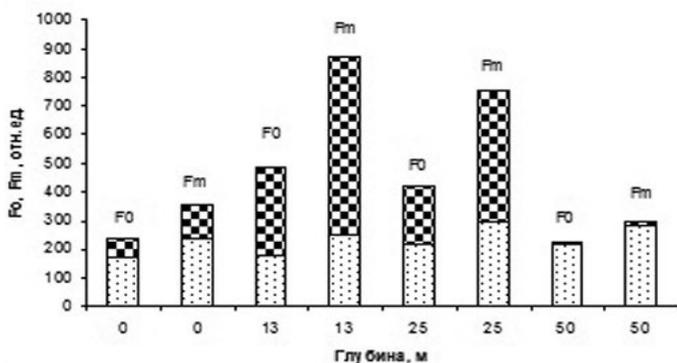


Рис. 3. Интенсивность флуоресценции хлорофилла a (■) и растворенного органического вещества (●) на разных глубинах в пределах зоны фотосинтеза

Отмечена значительная вариабельность флуоресценции РОВ в период исследований: в 2,5 раза (от 146 до 340 отн. ед.) в сентябре и в 3 раза (от 121 до 360 отн. ед.) в декабре. При $C_a < 0,5 \text{ мг м}^{-3}$ вклад РОВ в суммарный сигнал флуоресценции достигал 67–95 % (рис. 3), а при высоких концентрациях C_a составлял около 30 %.

Обсуждение результатов. Выполненные исследования показали, что для определения величины флуоресценции, связанной только с пигментами фитопланктона, во всех пробах необходимо проводить измерение величин интенсивности флуоресценции растворенного органического вещества. Особенно критично это для вод с малыми концентрациями пигментов, когда флуоресценция РОВ почти

на порядок превышает сигнал самих пигментов. Очевидно, что использование усредненных (по пространству или во времени) величин флуоресценции РОВ приведет к увеличению ошибки метода.

Полученные результаты позволяют сделать вывод, что точность оценки S_a по флуоресценции выше, если использовать значения F_m .

Интенсивность флуоресценции фитопланктона (хлорофилла a) зависит от способности всего пигментного комплекса клеток водорослей поглощать кванты света и квантового выхода флуоресценции [Kiefer, Reynolds, 1992]. Следовательно, изменение в пределах зоны фотосинтеза и между сезонами удельной (в расчете на единицу концентрации хлорофилла a) интенсивности флуоресценции ($1/A$) определяется эффективностью поглощения квантов возбуждающего флуоресценцию излучения в приборе (на длине волны 450 нм) [Чурилова и др., 2014; Чурилова и др., 2015; Ефимова и др., в печати] и квантовым выходом флуоресценции хлорофилла a .

Выводы. При оценке концентрации хлорофилла a в море по интенсивности его флуоресценции следует учитывать, что удельная флуоресценция хлорофилла a меняется в зависимости от условий существования фитопланктона, поэтому требуется определять калибровочные зависимости между флуоресценцией хлорофилла a и его концентрацией в море, измеренной стандартным спектрофотометрическим методом. Для корректной оценки интенсивности флуоресценции хлорофилла a в море необходимо учитывать флуоресценцию растворенного органического вещества.

Литература

Ведерников В. И. Первичная продукция и хлорофилл в Черном море в летне-осенний период // Структура и продукционные характеристики планктонных сообществ Черного моря. М.: Наука, 1989. С. 65–83.

ГОСТ 17.1.4.02-90. Методика спектрофотометрического определения хлорофилла a .

Ефимова Т. В., Моисеева Н. А., Чурилова Т. Я., Кривенко О. В. Поглощение света оптически активными компонентами среды в зоне фотосинтеза глубоководной части Черного моря (сентябрь 2015 года) // Комплексные исследования морей России: оперативная океанография и экспедиционные исследования: Материалы молодежной науч. конф. (25–29 апр. 2016) – в печати.

Маторин Д. Н., Осипов В. А., Рубин А. Б. Методика измерений обилия и индикации изменений состояния фитопланктона в природных водах флуоресцентным методом. Теоретические и практические аспекты. М.: Альтекс, 2012. С. 112–119.

РД 52.24.784-2013. Массовая концентрация хлорофилла а. Методика измерений спектрофотометрическим методом с экстракцией этанолом.

Сорокин Ю. И., Ведерников В. И. Сезонные изменения черноморского планктона. М.: Наука, 1983. С. 5–11.

Чурилова Т. Я., Джулай А. А., Суслин В. В. и др. Биооптические показатели вод глубоководной части Черного моря: параметризация поглощения света фитопланктоном в осенний и летний периоды // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2014. 28. С. 320–333.

Чурилова Т. Я., Ефимова Т. В., Джулай А. А. и др. Биооптические характеристики вод Черного моря в зимний период // Современные проблемы оптики естественных вод: Тр. VIII Междунар. конф. СПб., 2015. С. 140–145.

Jeffrey S. W., Humphrey G. F. New spectrophotometric equations for determining chlorophylls a, b, c1 and c2 in higher plants, algae and natural phytoplankton // *Biochem. Physiol. Pflanz.* 1975. V. 167. P. 191–194.

Kiefer D. A., Reynolds R. A. Advances in understanding phytoplankton fluorescence and photosynthesis // *In Primary productivity and Biogeochemical Cycles in the Sea.* Plenum Press, 1992. P. 155–174.

Lorenzen C. J. Determination of chlorophyll and phaeo-pigments: spectrophotometric equations // *Limnology and Oceanography.* 1967. V. 12. P. 343–346.

ASSESSMENT OF CHLOROPHYLL A CONCENTRATION IN THE BLACK SEA BASED ON FLUORESCENCE

N. A. Moiseeva, T. Ya. Churilova, T. V. Efimova, O. V. Kryvenko

*The A. O. Kovalevsky Institute of Marine Biological Research of RAS,
Sevastopol*

Chlorophyll *a* concentrations were assessed based on chlorophyll *a* fluorescence measured in the deep-waters region of the Black Sea in September and December 2015. The obtained results were compared with the data on chlorophyll *a* concentration measured using a standard spectrophotometer method. It was shown that the ratio between fluorescence and concentration of chlorophyll *a* depends on phytoplankton environmental conditions. Consequently, the assess-

ment of chlorophyll *a* concentration based on fluorescence requires a periodical estimation of the correlation between these parameters. It was shown that fluorescence of dissolved organic matter should be taken into account to estimate fluorescence of chlorophyll *a* correctly.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОДЕРЖАНИЯ ХЛОРОФИЛЛА *A* В МОЖАЙСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

О. Н. Ерина, Л. Е. Ефимова

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова

В работе рассматривается изменчивость хлорофилла *a* в Можайском водохранилище в летний период, а также зависимость интенсивности продукционных процессов от комплекса абиотических (метеорологических и гидролого-гидрохимических) факторов. Получено, что максимальные концентрации пигмента в воде наблюдаются в поверхностных слоях водоема в первой половине августа при установлении жаркой погоды после кратковременного похолодания, сопровождающегося нарушением устойчивости водной толщи и притоком биогенных веществ в фотический слой.

Интенсивность протекания продукционных процессов в водоемах чрезвычайно изменчива во времени и пространстве и определяется комплексом факторов – в первую очередь, наличием биогенных элементов, условиями освещенности, температурным режимом.

Цель настоящей работы – выявить внутрисезонную динамику содержания фотосинтетических пигментов в зависимости от гидрометеорологических условий, выделить условия возникновения резких всплеск «цветения» и охарактеризовать многолетние колебания хлорофилла *a* в летний период в стратифицированном водоеме замедленного водообмена.

Объектом исследования является Можайское водохранилище, входящее в Москворецкую систему водоснабжения г. Москвы. Водохранилище было заполнено в 1961 г., имеет полезный объем 220 млн м³. Коэффициент водообмена водоема составляет 1,78 год⁻¹. Трофическое состояние оценивается как эвтрофное.

Данных о содержании пигмента в водах Можайского водохранилища чрезвычайно мало, наблюдения за этой характеристикой проводились эпизодически. Наиболее освещен данными период с 1968 по 1976 г. [Широкова, Левшина, 1985], разовый отбор проб для определения концентрации хлорофилла *a* осуществлялся также в 2000 г.

Регулярные отборы проб для определения содержания пигмента в течение вегетационного периода, начатые в 2011 г., не имеют аналогов в прошлом. Наблюдения проводились как за вертикальным распределением хлорофилла *a* на рейдовой вертикали, так и за изменением концентрации пигмента по длине водохранилища. В данной работе впервые публикуются результаты наблюдений за содержанием хлорофилла *a* в летний период 2011–2015 гг. Определение проводилось стандартным спектрофотометрическим методом в соответствии с ГОСТ 17.1.4.02-90. За это время было отобрано и проанализировано 889 проб, что позволяет детально рассмотреть внутрисезонную изменчивость в зависимости от комплекса абиотических факторов.

В весенний период сразу после схода льда содержание пигмента в воде невелико, однородно по глубине и составляет 1–2 мг/м³. Во второй-третьей декаде мая в водохранилище развиваются диатомовые водоросли. В 2015 г. это привело к увеличению содержания хлорофилла *a* до 23 мг/м³ в среднем по водохранилищу. Диапазон пространственных изменений в это время довольно широк – от 10 до 40 мг/м³, максимальными значениями характеризуется центральная часть водохранилища.

В конце мая – первой половине июня в водоеме наблюдается так называемый период «чистой воды» – прозрачность в это время превышает 2 м, содержание хлорофилла невелико и составляет 5–10 мг/м³. Диапазон колебаний концентрации пигмента по водохранилищу незначителен.

Во второй половине июня, а также в июле максимальные значения содержания пигмента отмечаются в верховьях водохранилища, где из-за меньших глубин плотностная стратификация нарушается чаще, что способствует более активному поступлению биогенных

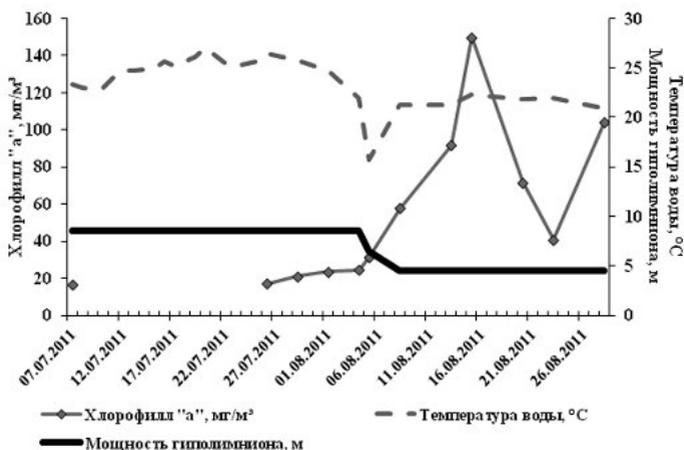
элементов из донных горизонтов в поверхностные слои. Помимо этого биогенные вещества поступают с водами основных притоков водохранилища. Максимальные концентрации хлорофилла *a* в июле в верхней части водоема достигали 60 мг/м³. Ниже по течению наблюдается постепенное снижение содержания пигмента, связанное с истощением запаса биогенных элементов в эпилимнионе и, соответственно, меньшей активностью фитопланктона. Содержание минерального фосфора в верхних слоях центрального и приплотинного районов водоема в это время составляет 0,004–0,008 мг/дм³. Периодически наблюдается увеличение содержания хлорофилла *a* в центральной части в районе д. Старое Село, что может быть связано с перекачкой воды из Колочского водохранилища, обогащенной питательными веществами.

При сохранении циклонального типа погоды в июле-августе содержание хлорофилла *a* в поверхностном слое находится на уровне 5–10 мг/м³. Такие же концентрации пигмента наблюдались в центральном и приплотинном районах водохранилища и в 2014 г. при длительном (на протяжении 2 недель) сохранении безветренной жаркой погоды. Таким образом, фотосинтетическая активность фитопланктона снижается как при ветроволновом воздействии, так и при интенсивных потоках солнечной радиации.

Активная вегетация фитопланктона с преобладанием синезеленых водорослей в Можайском водохранилище наблюдалась за рассматриваемый период дважды – в 2011 и 2015 гг. В эти годы отмечалось особенное сочетание гидрометеорологических условий. Так, к примеру, в 2011 г. в период с 4 по 9 августа происходило интенсивное вертикальное перемешивание верхних слоев водной толщи водоема, связанное с похолоданием и сменой типа погоды с антициклонического на циклонический. В связи с этим произошло нарушение плотностной стратификации и заглупление слоя температурного скачка (рис.). Это обеспечило приток биогенных элементов из гипolimниона в вышележащие горизонты, что в совокупности с восстановившимся антициклоническим типом погоды во второй декаде августа способствовало произошедшему в дальнейшем бурному развитию синезеленых водорослей. Аналогичная ситуация на-

блюдалась и в 2015 г., когда преобладавший в течение летнего периода циклонический тип погоды на 7 дней сменился антициклоном, сопровождавшимся высокой температурой воздуха и отсутствием ветра. «Цветением» было охвачено все водохранилище, содержание хлорофилла *a* изменялось от 60 до 150 мг/м³. В такие периоды ярко выражен внутрисуточный ход изменения содержания хлорофилла *a* в фотическом слое, а также пространственная неоднородность – даже слабого ветра может быть достаточно для того, чтобы у наветренного берега обнаруживались более высокие концентрации пигмента, чем у подветренного.

К концу августа в водохранилище чаще всего происходит разрушение плотностной стратификации вследствие активного ветроволнового перемешивания, содержание хлорофилла в поверхностном слое уменьшается до 3–10 мг/м³. Однако при сохранении теплой безветренной погоды и в середине сентября в центральном районе водохранилища хлорофилл *a* обнаруживался в концентрациях до 30 мг/м³.



Изменение температуры воды, концентрации хлорофилла *a* на горизонте 0,5 м и мощности гипolimниона в центральном районе Можайского водохранилища

В вертикальном распределении содержания хлорофилла *a* могут быть четко выражены один или несколько максимумов. Первый максимум наблюдается в фотическом слое на горизонте 1–3 м.

Сопоставление содержания хлорофилла с величиной первичной продукции свидетельствует о том, что при высоком уровне инсоляции и высоких значениях температуры воды происходит снижение интенсивности развития водорослей в поверхностном горизонте, а их максимальная активность наблюдается на глубине 2–3 м.

Второй максимум концентрации хлорофилла *a* наблюдается над слоем температурного скачка. На этом горизонте происходит скопление клеток фитопланктона, связанное со скачком плотности (эффект «жидкого дна»). По-видимому, этот хлорофилл частично является детритным, так как над скачком плотности скапливаются и отмершие, но еще не успевшие разложиться клетки фитопланктона, которые в небольшом количестве также содержат хлорофилл *a*.

Гиполимнион характеризуется низким содержанием хлорофилла *a*, за исключением придонного горизонта, где скапливаются оседающие отмершие клетки фитопланктона.

Содержание хлорофилла *a*, будучи показателем, косвенно отражающим состояние фитопланктона, обнаруживает связи и с другими характеристиками водной среды. По результатам наблюдений отмечена тесная связь между содержанием пигмента и прозрачностью воды. В периоды низкой фотосинтетической активности водорослей прозрачность в приплотинном районе водохранилища достигает 2,2 м, там же наблюдаются и минимальные концентрации хлорофилла *a*. При вспышках цветения воды ее прозрачность уменьшается и достигает своего минимума в середине августа, снижаясь на отдельных станциях до 0,4 м. На этих же станциях отмечаются и максимальные концентрации хлорофилла.

Также обнаружена тесная связь концентрации пигмента в воде с бихроматной окисляемостью, мутностью и содержанием растворенного кислорода.

Связь между растворенным в воде кислородом и хлорофиллом очевидна, поскольку содержание кислорода в водной толще в вегетационный период во многом определяется развитием фитопланктона и, соответственно, концентрацией фотосинтетических пигментов.

Полученная линейная зависимость между мутностью и концентрацией хлорофилла *a* объясняется тем, что в эпилимнионе, где пре-

имущественно и производился отбор проб для определения содержания фотосинтетических пигментов, изменение мутности обусловлено изменениями ее органической составляющей. А в вегетационный период основным источником взвешенных частиц органического происхождения в водоеме является фитопланктон.

Бихроматная окисляемость характеризует суммарное содержание органического вещества (ОВ) в воде и также может служить косвенной характеристикой фитопланктона, так как помимо стойкого ОВ отражает и содержание лабильных форм ОВ, источником которых в водоемах чаще всего являются водоросли. Поэтому с ростом величины БО наблюдается и увеличение концентрации хлорофилла *a*. С величиной же перманганатной окисляемости, которая характеризует содержание в воде только стойкого ОВ, хлорофилл *a* связи практически не обнаруживает.

Изменчивость концентрации хлорофилла, наблюдавшаяся в 2011 г., в целом совпадает с данными о его сезонном содержании в 1968–1972 гг. [Широкова, 1975], согласно которым в августе можно выделить характерный максимум, обусловленный активным развитием фитопланктона. Этот же автор отмечает, что в вертикальном распределении хлорофилла наибольшие значения наблюдаются у поверхности лишь в штилевую погоду, а при ветровом воздействии максимальные концентрации характерны для горизонтов 0,5–1 м. В периоды стратификации в области температурного скачка происходит резкое уменьшение количества хлорофилла, а в гипolimнионе его содержание снова увеличивается за счет отмерших клеток фитопланктона. В период осенней гомотермии наблюдается равномерное распределение концентрации хлорофилла *a* по всему водному столбу.

Другой автор [Левшина, 1973] показывает, что максимальные наблюдаемые значения содержания пигмента различаются от года к году и во многом определяются гидрометеорологическими условиями вегетационного периода. Так, например, в 1976 г. из-за большого количества пасмурных дней и низкой температурой воды в летний период содержание хлорофилла *a* в воде не превышало 15,8 мг/м³, а в 1968 г., характеризовавшемся бурным развитием фитопланктона, концентрация пигмента достигала 210 мг/м³. В годы с интенсивным

развитием фитопланктона размах пространственных колебаний составляет около 100 мг/м³. Величины, полученные 70-е и в 2000-е гг., сопоставимы друг с другом.

В июле 2000 г. с горизонта 0,3 м на пяти станциях в разных районах Можайского водохранилища были отобраны пробы, в которых определено содержание хлорофилла *a*. Сравнивая эти данные с осредненными результатами съемок 2011–2015 гг., можно сделать вывод о том, что продукционные процессы в последние 15 лет протекают приблизительно с одинаковой интенсивностью. Таким образом, по результатам изучения многолетней изменчивости содержания хлорофилла *a* за последние 15 лет не произошло изменения трофического статуса Можайского водохранилища.

Проведенные в летний период 2011–2015 гг. наблюдения за содержанием хлорофилла *a* в воде Можайского водохранилища дают представление о протекании продукционных процессов в водоеме, что в перспективе позволит отслеживать интенсивность цветения фитопланктона без выполнения частых гидробиологических исследований.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №15-05-06108 а.

Литература

Левшина Н. А. Фитопланктон Можайского водохранилища // Комплексные исследования водохранилищ. Вып. 2. М.: МГУ, 1973. С. 50–55.

Левшина Н. А., Широкова Е. Л. Фитопланктон и его продукция // Водохранилища Москворецкой водной системы. М.: МГУ, 1985. С. 145–165.

Широкова Е. Л. Первичная продукция питьевого водохранилища и ее связь с экологическими факторами: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1975.

DISTRIBUTION OF CHLOROPHYLL-A IN THE MOZHAYSK RESERVOIR DURING THE SUMMER PERIOD

O. N. Erina, L.E. Efimova

Lomonosov Moscow State University

The paper deals with the seasonal variability of chlorophyll-a level in the Mozhaysk reservoir and the dependence of photosynthesis both on weather and hydrological and hydrochemical conditions during the summer period. Maximum concentrations of pigment in the water were found in the surface layers of the reservoir in the first half of August when it became hot after a brief cold snap.

СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ МЕТАНА В ВОДНОЙ ТОЛЩЕ МОЖАЙСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

М. Г. Гречушникова^{1,2}, Д. Д. Бадюков¹,
А. С. Саввичев³, В. С. Казанцев⁴

¹ *Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова*

² *Институт водных проблем РАН*

³ *Институт микробиологии им. С. Н. Виноградского
ФИЦ Биотехнологии РАН*

⁴ *Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН*

В работе представлены результаты наблюдений за изменениями содержания метана в водной толще Можайского водохранилища в летний сезон 2015 г. Выявлены пространственные различия и увеличение концентрации при продолжительных анаэробных условиях в придонном слое.

Определение содержания метана в водохранилищах весьма актуально, основные направления работ: его эмиссия [Tremblay et al., 2005], индикация экологического состояния [Федоров и др., 2004]. В течение летнего сезона 2015 г. на Можайском водохранилище впервые производили отбор проб воды для исследования пространственно-временных изменений содержания метана в водной толще и над водной поверхностью. Отбор проб производился на станциях, расположенных как над затопленным руслом (рис.), так и над соседней затопленной поймой, которые отличаются характером грунта и скоростью потребления кислорода [Бреховских и др., 2006].

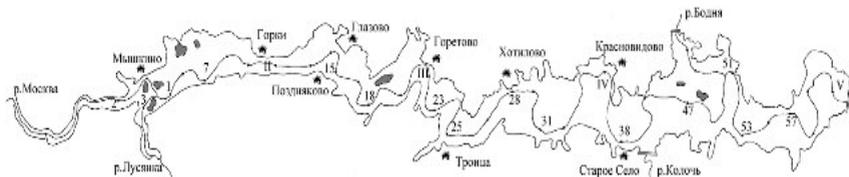


Рис. 1. Схема Можайского водохранилища с номерами станций гидролого-гидрохимических съемок

Отбор проб 09.06 производился в верховьях (ст. I), в центральном (ст. III и ст. IV) и приплотинном (ст. V) районах. Синоптические условия способствовали формированию устойчивой стратификации со слоем температурного скачка, выраженным даже в приустьевых заливах притоков рек Москвы и Лусьянки ниже горизонтов 3 и 2 м соответственно. Разность поверхностной и придонной температуры воды составила 4 и 4,3 °С соответственно, содержание кислорода в придонном слое составило 3 и 2,7 мг/л соответственно (рис. 2). В верхнем районе в русловой ложбине к 09.06 уже сформировались анаэробные условия ($T_d = 11,7$ °С, $O_2 = 1,3$ мг/л, 12 % насыщения), но в пределах затопленной поймы условия аэрации были удовлетворительными ($T_d = 18$ °С, $O_2 = 9,6$ мг/л). В центральном районе ниже горизонта 11 м при T_d воды 11 °С содержание O_2 составляло уже менее 2 мг/л. В приплотинном районе содержание O_2 в придонных слоях к 09.06 составило не менее 4,7 мг/л при более низкой температуре воды – около 10 °С, что определило более медленное его потребление. Содержание метана в толще воды не превышало 8 мкл/л, при этом наблюдается закономерное увеличение его содержания в слоях с дефицитом O_2 (табл. 1). Увеличение содержания метана ниже слоя СТС особенно выражено на станциях с условиями, близкими к анаэробным. По сравнению с поверхностным слоем увеличение содержания в придонных слоях составляет от 2,3 до 4,3 раза. На пойменных станциях с однородными условиями благодаря ветровому и конвективному перемешиванию содержание метана в поверхностном и придонном слоях различается незначительно, за исключением верховий, где ветровое перемешивание ослаблено из-за лесистых берегов, узкой долины и малой длины разгона ветра.

В промежутках между съемками периодический отбор проб производили на ст. IV на рейдовой вертикали Красновидовского плеса. В течение июня содержание метана в придонном слое увеличилось с 8 до 284 мкл/л, что связано с устойчивой прямой стратификацией и отсутствием активного обмена с эпилимнионом. Верхняя граница бескислородной зоны (с содержанием O_2 менее 2 мг/л) за этот период поднялась с 12 до 7 м при общей глубине станции 13 м.

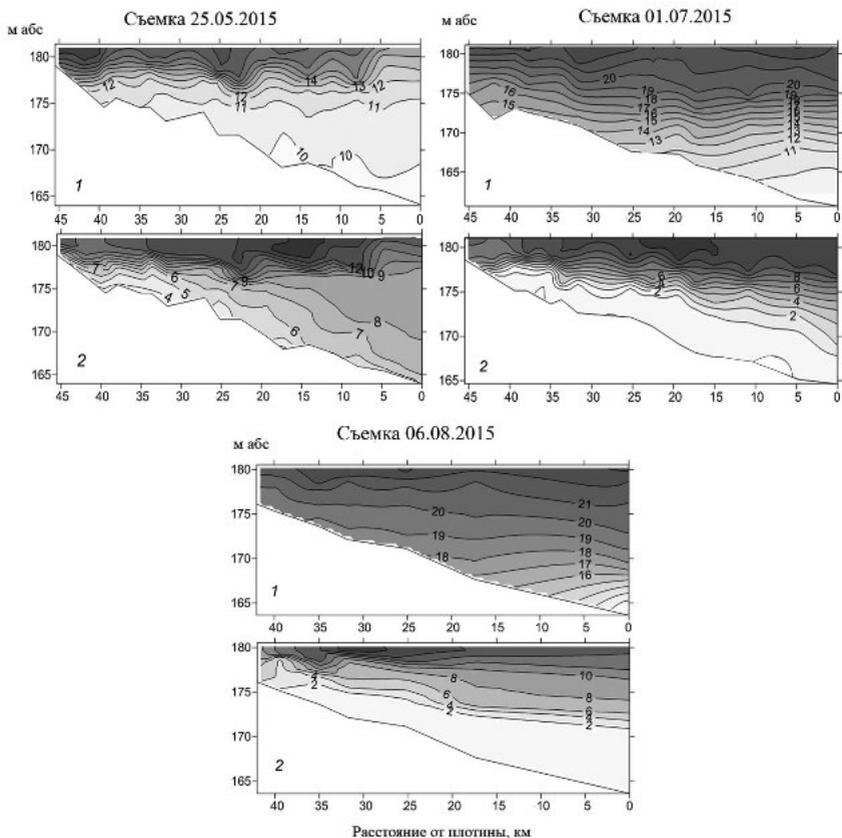


Рис. 2. Распределение температуры воды (°C) и растворенного кислорода (мг/л) по данным гидролого-гидрохимических съемок

Во время съемки 1 июля благодаря предшествующим погодным условиям (антициклонический период с максимальной устойчивостью водной толщи при $T_n - T_d$ более 10 °C) зона с анаэробными условиями распространялась в гипolimнионе до горизонтов 5 м в верховьях и 6 м у плотины. Устойчивая стратификация со средним значением градиента температуры на вертикалях, близким к 1, затрудняющим перемешивание и вертикальный обмен, обусловили рост содержания метана в придонном слое до 505–613 мкл/л в верховьях и до 664–948 мкл/л в центральном и приплотинном районах.

Таблица 1. Содержание метана в пробах воды и воздуха летом 2015 г. по данным гидролого-гидрохимических съемок

Номер станций отбора	Горизонт отбора, м	[CH ₄], ppm	[CH ₄], мкл л ⁻¹	Горизонт отбора, м	[CH ₄], ppm	[CH ₄], мкл л ⁻¹	Номер станций отбора	Горизонт отбора, м	[CH ₄], ppm	[CH ₄], мкл л ⁻¹
	над затопленным руслом			над затопленной поймой				над затопленным руслом		
Съемка 09.06 2015							Съемка 06.08 2015			
I	Воздух	2,3		Воздух	2,02		3	0	189	23,05
I	0	22,6	2,57	0	22,5	2,59	3	1,5	193	23,54
I	3	23,9	2,73	2	22,8	2,6	2	0	112	13,5
I	4,5	64,1	7,75	3,5	53,6	6,42	2	2,5	115	13,87
II	Воздух	2,33		Воздух	2,13		I	Воздух	2,92	
II	0	20,2	2,27	0	24	2,75	I	0	120	14,59
II	3	17,2	1,9	4	22,4	2,57	I	4,5	1636	202,57
II	6	20,9	2,36				III	Воздух	4,8	
II	9	43,2	5,13				III	0	72	8,45
IV	Воздух	2,33		Воздух	2,14		III	8,5	11718	1452,55
IV	0	13,7	1,48	0	13,4	1,44	V	Воздух	4,85	
IV	7	18,9	2,12	2,9	14,3	1,55	V	0	40,9	4,59
IV	13,8	53,5	6,41				V	17	18794	2329,98
V	Воздух	2,08		Воздух	2,22					
V	0	9,6	0,98	0	9,3	0,95				
V	8	13,2	1,43	2,8	8,7	0,86				
V	15,5	18,3	2,06							
Съемка 01.07 2015										
I	0	91,1	10,91	0	92,2	11,14				
I	Воздух	2,91		Воздух	2,92					
I	4,7	4076	505,03	2	89,1	10,76				
III	Воздух	2,04		Воздух						
III	0	25,7	2,98	0	38,2	4,26				
III	8,7	5511	683,16	6	477	58,67				
IV	–			Воздух	2,33					
IV	–			0	40,6	4,8				
IV	13	5366	664,99	9,5	1389	171,85				
V	воздух	3,2		Воздух	2,25					
V	0	20,7	2,25	0	25,2	2,9				
V	18	5668	702,51	9,7	84,5	10,25				

Таблица 2. Содержание метана в пробах воды и воздуха на ст. IV летом 2015 г. по данным рейдовых наблюдений

Дата	Горизонт	[CH ₄], ppm	[CH ₄], мкл/л	Дата	Горизонт	[CH ₄], ppm	[CH ₄], мкл/л
06.06.2015	Пов.	10,6	1,11	29.06.2015	Пов.	43,8	5,16
	Дно	66,7	8,07		Дно	2295	284,31
	Возд.	2,02			Возд.	2,9	
24.06.2015	Пов.	23,5	2,64	23.08.2016	Пов.	54,5	6,37
	Дно	517,2	63,86		Дно	15 409	1910,33
	Возд.	2,75			Возд.	4,14	
25.06.2015	Пов.	24,7	2,79	24.08.2016	Пов.	60,8	6,78
	Дно	98,1	11,89		Дно	20 299	2516,32
	Возд.	2,7			Возд.	7,55	
26.06.2015	Пов.	31,2	3,6	05.09.2016	Пов.	25,2	2,73
	Дно	1709	211,65		Дно	46,7	5,4
	Возд.	2,6			Возд.	2,73	

Наибольшее содержание метана выявлено на ст. 31 в центральной части, поскольку наиболее раннее возникновение анаэробных условий характерно именно для этого района, что закономерно для Можайского водохранилища. Содержание метана в поверхностном слое на 2 порядка меньше: от 3–4 мкл/л в центральном и приплотинном районах до 11 мкл/л в верховьях над поймой (табл. 1). Последнее может быть связано как с более интенсивным обменом с придонными слоями в мелководном верхнем районе, так и с меньшим содержанием кислорода. Для надпойменных станций различия содержания метана у поверхности и у дна выражены только там, где глубина станции превышает глубину залегания СТС. Во время съемки 06.08 в поверхностном слое пересыщение кислородом достигло 224 % (19,2 мг/л) в центральном районе и 185 % (15,5 мг/л) у плотины из-за активного фотосинтеза при благоприятных погодных условиях. Содержание метана у дна в центральном и приплотинном районах (ст. III и V) достигло к этой дате 1452 и 2330 мкл/л, а в поверхностном слое – 8,5 и 4,6 мкл/л соответственно. На ст. I в придонном слое из-за разрушения стратификации и уменьшения устойчивости водной толщи содержание O₂ повысилось до 4 мг/л (рис. 2). На станциях в приустьевых заливах содержание метана у поверхности и у дна из-за разрушения стратификации одинаково.

К концу августа на рейдовой вертикали содержание метана в придонном горизонте при все продолжающихся анаэробных условиях достигло 2516 мкл/л, а у поверхности – 6,8 мкл/л. К 05.09 устойчивая прямая стратификация уже не наблюдалась, из-за небольшого градиента температуры (соответственно и плотности воды) усилился обмен между слоями воды, содержание метана в поверхностном и придонном слоях имеет один порядок: 5,4 мкл/л у дна и 2,7 мкл/л у поверхности. Дополнительным фактором интенсификации обмена между слоями может быть снижение уровня воды за летний период на 1 м.

Помимо определения содержания метана в воде 25, 29 июня, а также 8, 10 и 28 июля были выполнены единичные измерения поверхностной плотности потока метана в атмосферу методом плавучих темных камер. Измеренные значения варьируют от $-0,34 \pm 0,53$ до $0,73 \pm 0,16$ мг С/м²·ч.

Приведенный выше обзор показывает, что продолжительное отсутствие кислорода в нижних слоях водной толщи относительно глубоководного малопроточного водохранилища вызывает увеличение содержания метана в придонных горизонтах, устойчивая стратификация и пересыщение кислородом поверхностного слоя не способствуют эмиссии метана в атмосферу. Однако при разрушении устойчивой стратификации и проникновении перемешивания до дна возможны залповые выбросы метана. Причем при асимметричном профиле водохранилища этот процесс может быть растянут по времени в зависимости от синоптических условий (скорости ветра и уменьшения температуры воздуха), поскольку разрушение стратификации в районах с различной глубиной происходит в разное время. Для более детального изучения данного процесса необходимо провести учащенные наблюдения в период разрушения стратификации с привлечением метода «плавучих камер».

Полевые работы выполнены при поддержке РНФ (проект № 14-17-00155).

Литература

Бреховских В. Ф., Вишневская Г. Н., Кременецкая Е. Р., Ломова Д. В. Об оценке потребления кислорода разными типами грунтов долинных водохранилищ в летний период // Метеорология и гидрология. 2006. № 10. С. 82–91.

Федоров Ю. А., Тамбиева Н. С., Гарькуша Д. Н. Метан как показатель экологического состояния пресноводных водоемов (на примере озер Валдай и Ужин) // Метеорология и гидрология. 2004. № 6. С. 88–96.

Tremblay A., Varfalvy L., Roehm C., Garneau M. (eds.). Greenhouse gas emissions: fluxes and processes, hydroelectric reservoirs and natural environments // Environmental science series. Springer, New York, 2005. 732 p.

SEASONAL CHANGES OF METHANE CONCENTRATION IN THE MOZHAISK RESERVOIR

M. G. Grechushnikova^{1,2}, D. D. Badukov¹,
A. S. Savvichev³, V. S. Kazancev⁴

¹ Lomonosov Moscow State University

² Water Problems Institute, RAS

³ Research Center of Biotechnology, RAS

⁴ Institute of Atmospheric Physics, RAS

The article presents the results of ethane observations in water body of Mozhaisk reservoir during summer 2015. Authors revealed spatial differences and an increase in methane concentration in the bottom layer during the period of anoxia.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ПОСТУПЛЕНИЯ НЕФТЕПРОДУКТОВ С ГОРОДСКОЙ ТЕРРИТОРИИ В ПРИРОДНЫЕ ВОДОТОКИ

О. М. Лабузова^{1,2}, Т. В. Носкова², М. С. Лысенко²,
Е. Г. Ильина¹, Т. С. Папина²

¹ Алтайский государственный университет, г. Барнаул

² Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул

Исследование снежного покрова в черте г. Барнаула показало превышение в нем среднего содержания нефтепродуктов по сравнению с фоновыми значениями до 5 раз. Наиболее высокие концентрации наблюдались в точках, расположенных вблизи частного сектора с печным отоплением и крупных автомагистралей с интенсивным транспортным движением. Рассчитано, что ежегодное поступление нефтепродуктов с территории г. Барнаула в природные водоемы с талыми водами составляет более 6 т.

Нефтяные углеводороды являются наиболее распространенными поллютантами антропогенного происхождения, присутствующими в окружающей среде [Василенко, 2010]. Они представляют собой сложную смесь множества разных соединений, не имеющую постоянного состава, и этим они существенно отличаются от многих других органических загрязнителей [Бродский, 2002; Noyo Edema, 2012]. К тому же большинство нефтяных углеводородов являются канцерогенами и обладают способностью к бионакоплению [Смольникова и др., 2009]. Поэтому даже небольшие концентрации нефтепродуктов (НП) при длительном воздействии на живые организмы представляют экологическую опасность. Основными источниками их антропогенной эмиссии в окружающую среду являются выбросы промышленных предприятий и выхлопы автотранспорта [Носкова и др., 2014]. Поскольку атмосферные осадки играют очень важную роль в формировании химического стока природных вод, их исследование представляет интерес как для оценки качества речных вод, так и для определения степени антропогенной нагрузки. При этом снежный покров можно использовать в качестве объекта мониторинга как интегральный показатель загрязненности воздушной среды в холодный период года [Шумилова и др., 2012].

Цель нашей работы – количественная оценка поступления нефтепродуктов с территории г. Барнаула вместе с тальми водами в природные водотоки.

Для этого в период максимального снегонакопления в марте 2015 и 2016 гг. были отобраны пробы снежного покрова в разных районах г. Барнаула, а также в фоновой точке в с. Гоньба, расположенной в стороне от преимущественного направления ветров (рис. 1). Снег отбирали методом конверта в чистые полиэтиленовые пакеты. В лаборатории пробы таяли в стеклянной посуде и определяли нефтепродукты флуориметрическим методом на анализаторе жидкости «Флюорат-02-3М». На рис. 2 представлена гистограмма содержания нефтепродуктов в талой воде снежного покрова г. Барнаула в разные годы. Концентрация НП в городских точках превышает фоновые значения, что свидетельствует о существующем загрязнении городской атмосферы. Наиболее высокие концентрации наблю-

даются в точке 5, находящейся с подветренной стороны от частного сектора с печным отоплением, а также в точках 1 и 4, расположенных вблизи городских магистралей с очень интенсивным движением транспорта.

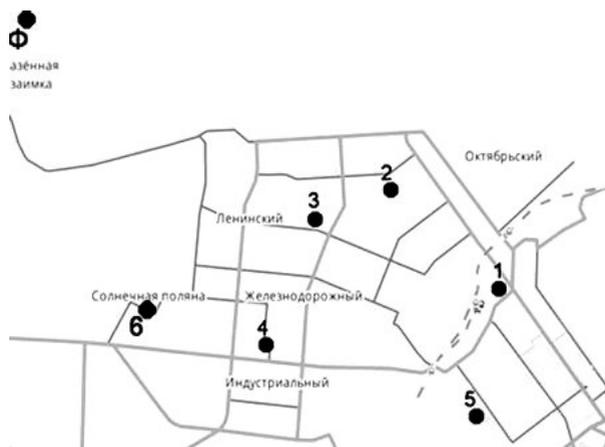


Рис. 1. Карта-схема отбора проб снежного покрова

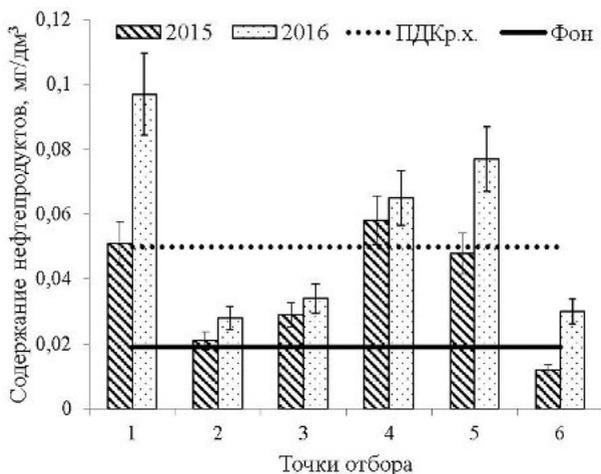


Рис. 2. Содержание нефтепродуктов в талой воде снежного покрова в различных районах г. Барнаула в 2015 и 2016 гг.

Во время снеготаяния талые воды напрямую попадают в водные объекты, поэтому для оценки их качества нами были использованы нормативы рыбохозяйственного назначения (ПДК_{р.х.}), установленные для природных вод. В 2015 г. в талой воде снежного покрова г. Барнаула превышение ПДК_{р.х.} по НП было в пределах погрешности инструментального определения, однако в 2016 г. отмечено существенное увеличение концентрации в точках 1, 4 и 5. Как известно из литературных источников, снежный покров особенно загрязнен вблизи автомобильных дорог [Рапута и др., 2010; Шумилова, Жиделева, 2010; Kirsi Kuorppamaki at al., 2014]. Содержание нефтепродуктов экспоненциально уменьшается в зависимости от удаления от дорожного полотна. Вблизи автодороги концентрация НП в 10 раз выше, чем в городском снежном покрове, отобранном вне зоны загрязняющего влияния автотранспорта (рис. 3).

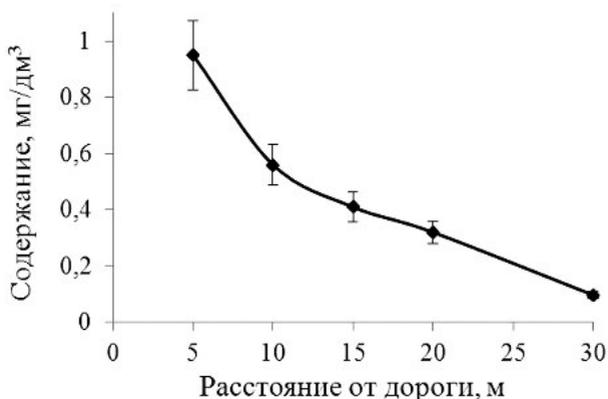


Рис. 3. Зависимость содержания нефтепродуктов от расстояния от дороги

Поскольку снег на дороге особенно загрязнен нефтепродуктами, его вывоз и утилизацию необходимо проводить с соблюдением мер, предотвращающих загрязнение окружающей среды, в первую очередь, малых городских водотоков и их водосборных бассейнов. Однако в большинстве случаев снеговые свалки расположены в водоохраных зонах рек. Так, концентрация нефтепродуктов в снегоотвале, куда в течение зимнего периода свозился загрязненный снег с

городских дорог и улиц, в 2013 г. достигала 4–7 мг/дм³, что составляет 80–140 ПДК_{р.х.} [Носкова и др., 2015]. Содержание НП в исследуемом снеготвале в марте 2016 г. составило 4 мг/дм³, что в 67–100 раз выше средней концентрации нефтепродуктов в талой воде всего городского снежного покрова. Поэтому при расчете количества НП, попадающего в водоемы с поверхностным стоком с территории города, мы учитывали площадь дорожного полотна со средним содержанием нефтепродуктов 4 мг/дм³ и площадь всей оставшейся городской территории со средним содержанием НП в снежном покрове в разные годы отбора. Данные представлены в табл. Определение среднегодового объема талых вод проводили, используя формулу (1), приведенную в [Рекомендации..., 2014]:

$$W = 10 \times h \times \Psi \times F, \quad (1)$$

где F – площадь стока, га; h – слой осадков, мм; Ψ – коэффициент стока.

Количество нефтепродуктов, поступающих с поверхностным стоком в водные объекты, рассчитывали по формуле (2):

$$M = (C \times W) / 1\,000\,000, \quad (2)$$

где W – среднегодовой объем талых вод, м³; C – концентрация нефтепродуктов, мг/дм³.

Расчет количества нефтепродуктов, поступающих с поверхностным стоком в речные воды

Расчетные показатели	2015 г.	2016 г.
Средняя концентрация НП в городском снежном покрове, мг/дм ³	0,04	0,06
Количество выпавших осадков, мм	120	104
Площадь дорожного покрытия, га	2000	
Площадь г. Барнаула, га	32 200	
Среднегодовой объем талых вод с городской территории, м ³	21 744 000	18 844 800
Среднегодовой объем талых вод с дорожного покрытия, м ³	1 440 000	1 248 000
Количество НП на территории города, т	0,9	1,1
Количество НП на территории дорожного полотна, т	5,8	5,0
Общее количество нефтепродуктов, т	6,7	6,1

При таянии снежного покрова сформированный на городской территории поверхностный сток приносит в речные воды более 6 т нефтепродуктов, что может негативно сказываться на экологическом состоянии природных водоемов.

Литература

Бродский Е. С. Идентификация нефтепродуктов в объектах окружающей среды с помощью газовой хроматографии и хромато-масс-спектрометрии // Журн. аналит. химии. 2002. Т. 57, № 6. С. 592–596.

Василенко Ю. Г., Корилов А. М., Орнацкая Г. Н. Экологический контроль органических загрязнителей (нефтепродуктов, жиров и НПАВ) в водных объектах // Экологические системы и приборы. 2010. № 9. С. 3–5.

Носкова Т. В., Эйрих А. Н., Дрюпина Е. Ю. и др. Исследование качества снежного покрова г. Барнаула // Ползуновский вестник. 2014. № 3. С. 208–212.

Носкова Т. В., Эйрих С. С., Овчаренко Е. А. и др. Оценка влияния городских снегоотвалов на загрязнение малых рек и прилегающих территорий // Известия АО РГО. 2015. № 2. С. 10–15.

Рапута В. Ф., Коковкин В. В., Морозов С. В. Экспериментальное исследование и численный анализ процессов распространения загрязнения снегового покрова в окрестностях крупной магистрали // Химия в интересах устойчивого развития. 2010. № 18. С. 63–70.

Рекомендации по расчету систем сбора, отведения и очистки поверхностного стока с селитебных территорий, площадок предприятий и определению условий выпуска его в водные объекты. М: ОАО «НИИ ВОДГЕО», 2014. 88 с.

Смольникова В. В., Емельянов С. А., Дементьев М. С. Воздействие углеводород нефти на окружающую среду и способы очистки нефтезагрязненных субстратов // Изв. Самарского НИЦ РАН. 2009. Т. 11, № 1 (6). С. 1378–1380.

Шумилова М. А., Жиделева Т. Г. Особенности загрязнения снежного покрова вблизи крупных автомагистралей Ижевска // Вестн. Удмуртского ун-та, сер. Физика и химия. 2010. № 4-2. С. 90–97.

Шумилова М. А., Садиуллина О. В., Петров В. Г. Исследование процесса накопления загрязняющих веществ городской атмосферы в снежном покрове на примере г. Ижевска // Вестн. Удмуртского ун-та. 2012. № 4-2. С. 87–93.

Kirsi Kuoppamäki, Heikki Setälä, Anna-Lea Rantalainen, D. Johan Kotze. Urban snow indicates pollution originating from road traffic // Environmental Pollution. 2014. V. 195. P. 56–63.

Noyo Edema. Effects of crude oil contaminated water on the environment
// Crude oil emulsions – composition stability and characterization. 2012.
P. 169–180.

QUANTITATIVE EVALUATION OF PETROLEUM PRODUCTS INFLOW FROM URBAN AREAS INTO THE NATURAL WATERWAYS

O. M. Labuzova^{1,2}, T. V. Noskova², M. S. Lysenko²,
E. G. Ilina¹, T. S. Papina²

¹ Altay State University, Barnaul

² Institute of Water and Ecological Problems SB of RAS, Barnaul

Fluorimetric study of urban snow showed a five-fold excess of oils content as compared to background values. Its highest concentrations were registered in sites located near the private sector with stove heating and near the roads with heavy traffic. It was calculated that the annual flow of oil products from the territory of the city of Barnaul into natural reservoirs with melt water is more than 6 tons.

УРОВЕНЬ ПОЛИХЛОРИРОВАННЫХ БИФЕНИЛОВ В ОЗЕРЕ БАЙКАЛ И ЕГО ОЦЕНКА НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ

О. В. Кустова, А. Г. Горшков

Лимнологический институт Сибирского отделения РАН

Контроль чистоты вод Байкала – источника питьевой воды мирового значения – отличается актуальностью и высокой практической значимостью. С целью оценки чистоты его вод проведен мониторинг полихлорированных бифенилов (ПХБ) с применением «классических» методов и с использованием рыб Байкала в качестве биоиндикаторов. Найдено, что содержание ПХБ в поверхностных водах озера (горизонт 5 м) соответствует уровням: 1,4–6,1 (сумма обнаруженных конгенов, \sum ПХБ) и 0,43–2,2 нг/л (сумма индикаторных конгенов, \sum_7 ПХБ), в глубинных водах – 1,7–7,2 и 0,50–2,1 нг/л, соответственно. Показано, что накопление \sum_7 ПХБ в тканях байкальских рыб – *Coregonus migratorius* – и в рыбах из альпийских озер Южной и Центральной Европы – *Salmo trutta fario* – сопоставимо.

Озеро Байкал – самое крупное пресноводное озеро, содержит около 20 % поверхностных пресных вод мира. Поступление стойких органических загрязнителей (СОЗ) в воды озера связывают с атмосферными выпадениями (влажными и сухими) и эмиссией из источников, расположенных на побережье озера. Среди СОЗ, обнаруженных в биоте Байкала, полихлорированные бифенилы (ПХБ) характеризуются максимальным уровнем аккумуляции [Nakata et al., 1995; Tanabe et al., 2003]. **Причем диоксиноподобные ПХБ в рыбах Байкала, как отмечено в работе [Mamontov et al., 2000], вносят максимальный вклад в суммарный токсический эквивалент хлорорганических соединений.** На этом основании ПХБ могут быть отнесены к числу приоритетных поллютантов в системе мониторинга вод озера.

ПХБ – класс органических соединений, которые в виде технических смесей, таких как «Арохлор» (США), «Хлофен» (Германия), «Хлорофен» (Польша) и «Совол» (Россия), производились как коммерческие продукты в большинстве развитых стран. После обнаружения диоксиноподобной токсичности у ряда соединений этого класса производство ПХБ было запрещено, и согласно Стокгольмской конвенции (2001 г.) ПХБ включены в число СОЗ. Несмотря на запрет производства, ПХБ присутствуют в водных экосистемах мира, включая озеро Байкал, вследствие высокой устойчивости данных поллютантов и продолжающегося их поступления в окружающую среду в результате эксплуатации и утилизации оборудования, содержащего ПХБ в качестве конструктивных материалов.

В водах Байкала в 1995–1996 гг. концентрации ПХБ были обнаружены в диапазоне от 0,02 до 1,9 нг/л [Iwata et al., 1995; Kucklick et al., 1996], и их содержание оценено как **фоновый уровень загрязнения.** Согласно данным [Henry, 2015], **фоновое содержание ПХБ в водных экосистемах не оказывает негативного воздействия на биоту.** Тем не менее способность к биоаккумуляции ПХБ и их перенос на высшие уровни трофической сети могут представлять риск воздействия на живую природу и человека [Lazorchak et al., 2003; Ackerman et al., 2006; Stahl et al., 2009]. **На этом основании Международное Исследовательское Агентство Рака классифицировало ПХБ как потенциальные канцерогены.**

В настоящей работе представлены результаты мониторинга ПХБ в поверхностных и глубинных водах озера Байкал, отобранных в ходе Кругобайкальской экспедиции в мае-июне 2015 г. (рис. 1). ПХБ в воде определены путем экстракции аналитов *n*-гексаном и анализом экстрактов методом хромато-масс-спектрометрии. Суммарные концентрации обнаруженных ПХБ (Σ ПХБ), измеренные как суммы групп гомологов по методике [Никонова, Горшков, 2012], и индикаторных конгенов (№ 28, 52, 101, 118, 138, 153, 180; Σ_7 ПХБ) определены с применением 4,4'-дибромбифенила в качестве суррогатного внутреннего стандарта. В байкальской рыбе концентрации Σ_7 ПХБ определены по методике [Горшков и др., 2015] с применением в качестве суррогатных внутренних стандартов индикаторных конгенов, меченных по углероду ^{13}C .

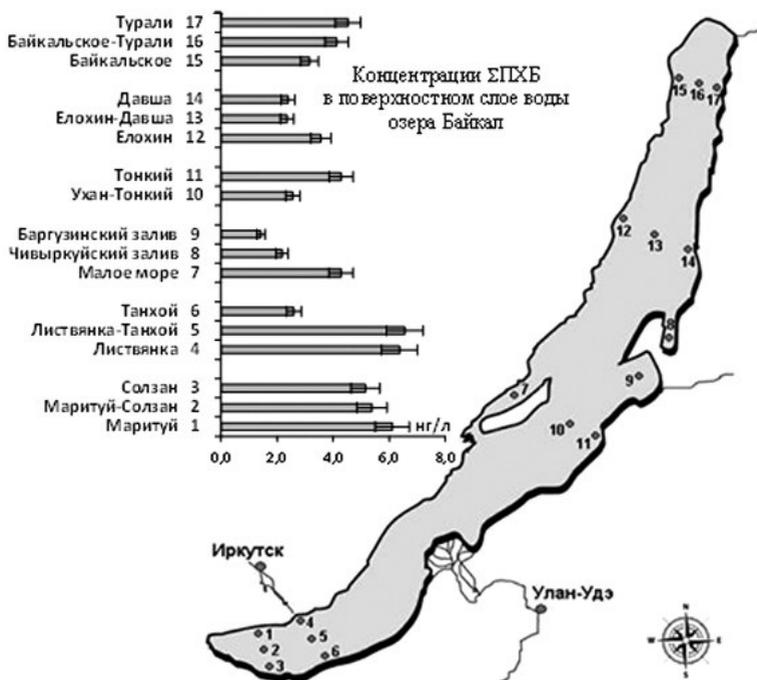


Рис. 1. Расположение станций отбора проб по акватории оз. Байкал и концентрации Σ ПХБ в поверхностном слое воды

В пробах байкальской воды идентифицировано от 24 до 34 конгенов ПХБ. Концентрация Σ ПХБ в поверхностной воде (горизонт 5 м) оценена диапазоном от 1,4 до 6,1 нг/л (рис. 1), концентрация Σ_7 ПХБ – интервалом от 0,43 до 2,2 нг/л. Средняя концентрация Σ_7 ПХБ в ряду обнаруженных ПХБ оценена 31 % с разбросом от средней величины в узком интервале значений ($S_r = 8,0 \%$). Максимальные концентрации Σ ПХБ обнаружены в южной котловине озера, минимальные – на станции Баргузинский залив у восточного побережья средней котловины Байкала.

Широкий интервал обнаруженных значений Σ ПХБ связан, по видимому, с различными источниками поступления ПХБ в воды озера. Тем не менее соотношение гомологических групп в пробах, собранных на акватории трех котловин озера, подобно и характеризуется максимальным содержанием тетра- и пентахлорированных конгенов, причем в пробах, отличающихся высокой концентрацией ПХБ, идентифицированы конгены, имеющие шесть и семь атомов хлора в структуре (рис. 2). Очевидно, что доминирование конгенов с высокой степенью хлорирования указывает на определяющий вклад в загрязнение озера локальных источников.

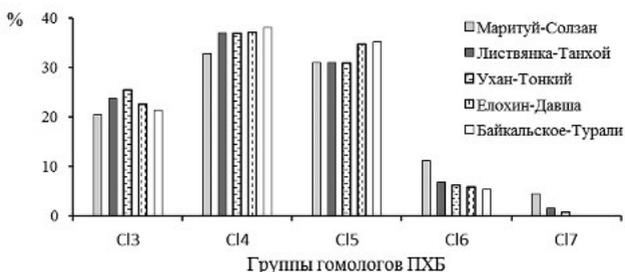


Рис. 2. Относительное содержание гомологических групп ПХБ в поверхностной воде в точках реперного разреза оз. Байкал

Из-за гигантского объема водных масс оз. Байкал (более 23 000 км³), особенностей горизонтального и вертикального водообмена распределение ПХБ по водным горизонтам характеризуется значимой неоднородностью и, как следствие, разбросом концентраций определяемых поллютантов: от 1,7 до 7,2 нг/л (Σ ПХБ) и

от 0,50 до 2,1 нг/л (Σ_7 ПХБ). Причем минимальные концентрации найдены в пробах, взятых с водных горизонтов на глубине 1200–1400 м, разрез Ухан – Тонкий. Количество ПХБ в пробах воды с этих глубин не превышает 1,8 нг/л. Данный уровень концентраций сопоставим с результатами определения ПХБ в поверхностной воде Байкала в 1996 г. (рис. 3). Необходимо отметить, что «возраст» воды в Байкале зависит от водного горизонта и на глубине 1300–1500 м равен примерно 16 годам [Weiss et al., 1991]. Сохранение Σ ПХБ в глубинной «старой» воде на уровне загрязнения поверхностных вод 1996 г. определяется высокой устойчивостью поллютантов этого класса в водных экосистемах и свидетельствует, таким образом, об их накоплении в поверхностном слое в последующие годы.

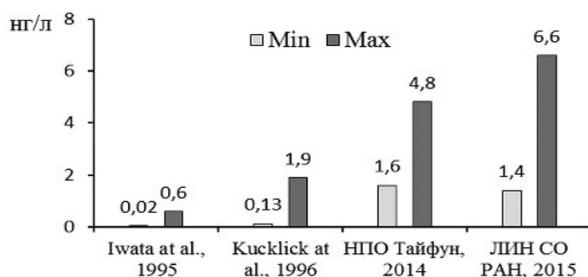


Рис. 3. Диапазоны суммарных концентраций обнаруженных конгенов ПХБ в поверхностной воде оз. Байкал в 1995–1996 и 2014–2015 гг.

Увеличение концентраций ПХБ в водах Байкала на современном этапе подтверждено результатами исследования двух экспедиций: в 2014 г. – НПО «Тайфун», в 2015 г. – ЛИН СО РАН. По данным мониторинга увеличилось не только содержание ПХБ в поверхностных водах озера (рис. 3), но и сократился интервал обнаруженных концентраций, в частности, из-за увеличения количества ПХБ в водах Северного Байкала (рис. 1).

Вследствие высокой неоднородности распределения ПХБ в Байкале для получения общей интегральной картины загрязнения вод озера необходим множественный отбор проб больших объемов, до 20 л. Поэтому эффективным способом контроля ПХБ в водах Байкала может быть биологический мониторинг с использованием

рыб в качестве биоиндикаторов. В качестве биоиндикатора нами был выбран байкальский омуль *Coregonus migratorius*. Выбор был основан на численности этого вида и экологической нише, которую он занимает в водной экосистеме озера. *C. migratorius* мигрирует по всей акватории озера в диапазоне глубин до 350 м, включая зоны речного стока, осенью заходит в реки на нерест. Количество ПХБ, аккумулированных в *C. migratorius*, достаточно для их измерения с требуемой точностью, относительно низкое содержание липидов в тканях дает возможность проводить анализ по стандартизованным методикам. Так как *C. migratorius* относится к промысловому виду рыб, эта характеристика определяет его экономическую эффективность отбора образцов для мониторинга.

Количество \sum_7 ПХБ, аккумулированных в *C. migratorius*, оценено относительно концентраций \sum_7 ПХБ в рыбах *Salmo trutta fario*, обитающих в высокогорных озерах Южной и Центральной Европы [Vives et al., 2004, 2005; Schmid et al., 2007]. Этот вид наиболее близок к *C. migratorius* по таксономическим признакам, а группы особей, выбранные для сравнения, соответствовали *C. migratorius* по возрасту и содержанию липидов. Уровень \sum_7 ПХБ, обнаруженный в *C. migratorius*, сопоставим с содержанием \sum_7 ПХБ в *S. trutta fario* (табл.). Так как загрязнение вод высокогорных озер ПХБ характеризуется фоновым уровнем [Bogdal et al., 2010] и значения \sum_7 ПХБ в *C. migratorius* и в *S. trutta fario* сопоставимы, содержание ПХБ в водах Байкала на современном этапе оценено как фоновое.

Суммарное содержание индикаторных ПХБ в рыбе высокогорных озер Западной Европы и в байкальском омуле

Район отбора проб	Альпийские озера Швейцарии	Ледниковые озера Болгарии	Озера Пиренеи, Франция	Озеро Байкал, Россия
Вид рыбы	<i>Salmo trutta fario</i>			<i>Coregonus migratorius</i>
\sum_7 ПХБ, нг/г, сырая масса	7,5–40	6,3–8,1	8,2	6,0–9,9

Концентрация \sum ПХБ, обнаруженная в поверхностных и глубинных водах – 1,4–7,2 нг/л, не превышает ПДК, установленной для водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водо-

пользования – 1000 нг/л (Сан.ПиН. №4630-88). Количество ПХБ, аккумулированных в *C. migratorius* (0,01–0,04 мг/кг, сырая масса), на порядок ниже, чем уровень ПХБ, допускаемый в рыбах, используемых в качестве пищевых продуктов (не более 2,0 мг/кг, сырая масса, ГОСТ Р 31983-2012). Содержание Σ_7 ПХБ (4,7–17 нг/г, сырая масса) не превышает норм, установленных в ЕС для рыб, выловленных в пресноводных водоемах (75 нг/г, сырая масса, Commission Regulation (EU) 2011).

Авторы выражают искреннюю благодарность за отбор проб воды сотрудникам Лимнологического института СО РАН к.б.н., с.н.с. Ю. Р. Захаровой и к.б.н., с.н.с. С. М. Шишлянникову.

Работа выполнена в Байкальском аналитическом центре коллективного пользования СО РАН в рамках проекта: № 0345-2014-0007 «Изменение абиотических и биотических характеристик экосистемы озера Байкал под влиянием природных и антропогенных факторов».

Литература

Горшков А. Г., Дзюба Е. В., Кустова О. В. и др. Биоиндикаторы стойких органических загрязнителей в озере Байкал. I. Байкальский омуль *Coregonus Migratorius* (Georgi, 1775) // Вода: химия и экология. 2015. № 8. С. 48–54.

Никонова А. А., Горшков А. Г. Определение полихлорированных бифенилов в природных средах и биологических объектах методом скоростной хромато-масс-спектрометрии // Журн. аналит. химии. 2012. Т. 67. С. 74–83.

Ackerman L. K., Schwindt A. R., Massey Simonich S. L. et al. Atmospherically deposited PBDEs, pesticides, PCBs, and PAHs in western U.S. national park fish: concentrations and consumption guidelines // Environmental Science and Technology. 2008. V. 42. P. 2334–2341.

Bogdal C., Scheringer M., Schmid P. et al. Levels, fluxes and time trends of persistent organic pollutants in Lake Thun, Switzerland: Combining traces analysis and multimedia modeling // Science of the Total Environment. 2010. V. 408. P. 3654–3663.

Henry T. B. Ecotoxicology of polychlorinated biphenyls in fish – a critical review // Critical Reviews Toxicology. 2015. Doi: 10.3109/10408444.2015/1038498.

Iwata H., Tanabe S., Ueda K., Tatsukawa R. Persistent organochlorine residues in air, water, sediments, and soils from the Lake Baikal region, Russia // Environmental Science and Technology. 1995. V. 29. P. 792–801.

Kucklick J. R., Harvey H. R., Ostrom P. H. et al. Organochlorine dynamics in the pelagic food web of Lake Baikal // *Environmental Toxicology Chemistry*. 1996. V. 15. P. 1388–1400.

Lazorchak J. M., McCormick F. H., Henry T. R., Herlihy A. T. Contamination of fish in streams of the mid-Atlantic region: an approach to regional indicator selection and wildlife assessment // *Environmental Toxicology Chemistry*. 2003. V. 22. P. 545–553.

Mamontov A. A., Mamontova E. A., Tarasova E. N., Mclachlan M. S. Tracing the sources of PCDD/Fs and PCBs to Lake Baikal // *Environmental Science and Technology*. 2000. V. 34. P. 741–747.

Nakata H., Tanabe S., Tatsukawa R. et al. Persistent organochlorine residues and their accumulation kinetics in Baikal Seal (*Phoca sibirica*) from Lake Baikal, Russia // *Environmental Science and Technology*. 1995. V. 29. P. 2877–2885.

Schmid P., Kohler M., Gujer E. et al. Persistent organic pollutants, brominated flame retardants and synthetic musks in fish from remote alpine lakes in Switzerland // *Chemosphere*. 2007. V. 67. P. 16–21.

Stahl L. L., Snyder B. D., Olsen A. R., Pitt J. L. Contaminants in fish tissue from US lakes and reservoirs: a national probabilistic study // *Environmental Monitoring and Assessment*. 2009. V. 150. P. 3–19.

Tanabe S., Niimi S., Minh T. B. et al. Temporal trends of persistent organochlorine contamination in Russia: A case study of Baikal and Caspian Seal // *Archives Environmental Contamination and Toxicology*. 2003. V. 44. P. 533–545.

Vives I., Grimalt J. O., Catalan J. et al. Influence of altitude and age in the accumulation of organochlorine compounds in fish from high mountain lakes // *Environmental Science and Technology*. 2004. V. 38. P. 690–698.

Vives I., Grimalt J. O., Venture M. et al. Age dependence of the accumulation of organochlorine pollutants in brown trout (*Salmo trutta*) from a remote high mountain lake (Redo, Pyrenees) // *Environmental Pollution*. 2005. V. 133. P. 343–350.

Weiss R. F., Carmack E. C., Koropalov V. M. Deep-water renewal and biological production in Lake Baikal // *Nature*. 1991. V. 349. P. 665–669.

ASSESSMENT OF CURRENT LEVEL OF PCBs IN LAKE BAIKAL

O. V. Kustova, A. G. Gorshkov

Limnological Institute, Siberian Branch of RAS

Monitoring of water purity in Lake Baikal is of great significance and of high practical value since Baikal is the source of drinking water of world importance. PCB monitoring was conducted using “classical” methods and fish as bioindicators in order to assess the lake water purity. PCBs concentrations in surface

waters of the lake (within the 5 m depth) ranged from 1.4 to 6.1 ng L⁻¹ (total detected PCB congeners, Σ PCBs) and from 0.43 to 2.2 ng L⁻¹ (total indicator PCB congeners, Σ_7 PCBs), whereas in the deep waters they were 1.7–7.2 and 0.5–2.1 ng L⁻¹, respectively. The level of Σ_7 PCBs accumulation in tissues of the Baikal fish *Coregonus migratorius* was comparable with that in the fish *Salmo trutta fario* from the alpine lakes of Southern and Central Europe.

Научное издание

**ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ:
ИЗУЧЕНИЕ И УПРАВЛЕНИЕ
(ЛИМНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКОЛА-ПРАКТИКА)**

МАТЕРИАЛЫ
V МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ
(5–8 сентября 2016 г.)

Том 1

*Утверждено к печати Ученым советом
Института водных проблем Севера
Карельского научного центра РАН*

*В оформлении обложки использованы фотоматериалы, предоставленные
А. А. Рогалевым, И. Ю. Георгиевским, А. В. Толстиковым*

Редактор *Л. В. Кабанова*
Оригинал-макет *М. И. Федорова*

Сдано в печать 27.06.16 г. Формат 60x84^{1/16}.
Гарнитура Times. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 17,0. Усл. печ. л. 19,8. Тираж 300 экз. Заказ № 372

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
185003, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, 50