

УДК 551.5+574
ББК 26.23:20.1
С23

С23 **Сборник трудов VI Международной конференции "Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития" имени Л. Н. Карлина / MGO-2022.** [Электронный ресурс]. – М.: Издательство «Перо», 2022. – Мб

ISBN 978-5-00204-804-5

При поддержке и содействии:

- Федеральное Агентство Водных Ресурсов Невско-Ладожское Бассейновое Водное Управление
- Комитет Санкт-Петербурга по делам Арктики
- Комитет по природопользованию, охране окружающей среды и обеспечению экологической безопасности Правительства Санкт-Петербурга
- Комитет по промышленной политике, инновациям и торговле Санкт-Петербурга
- Конгрессно-выставочное бюро Санкт-Петербурга
- Технопарк Санкт-Петербург
- Русское Географическое Общество
- Санкт-Петербургский Государственный университет «Институт наук о Земле»
- Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт.

Организатор: Конференционно -выставочная компания «Инпроэкспо»

ISBN 978-5-00204-804-5

УДК 551.5+574
ББК 26.23:20.1

© Авторы, 2022.



**Сборник трудов VI Международной конференции
"Гидрометеорология и экология: достижения и
перспективы развития"
имени Л. Н. Карлина / MGO-2022**

Издательство «Перо»
109052, Москва, Нижегородская ул., д. 29-33, стр. 15, ком. 536
Тел.: (495) 973-72-28, 665-34-36
Подписано к использованию 05.12.2022.
Объем Мбайт. Электрон. текстовые дан. Заказ 1054.

ИССЛЕДОВАНИЕ СОВМЕСТИМОСТИ ИНФОРМАЦИИ СЕТИ ПЛЮВИОГРАФОВ, РАДИОЛОКАТОРОВ И РАДИОМЕТРОВ В ОТНОШЕНИИ ОСАДКОВ.

Акселевич В.И., Хайруллин К.Ш.

Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова, Санкт-Петербург, Россия

STUDY OF INFORMATION COMPATIBILITY OF THE NETWORK OF PLUVIOGRAPHS, RADIOLOCATORS AND RADIOMETERS WITH REGARD TO PRECIPITATION.

Akselevich V.I., Khairullin K.Sh.

Main Geophysical Observatory named after A.I. Voeikova, St. Petersburg, Russia

Доклад посвящен исследованию приборов и методов измерения количества осадков в целях их комплексирования и поиска надежного алгоритма определения ресурсных облаков для организации искусственного вызывания осадков при пожарах.

The report is devoted to the study of instruments and methods for measuring the amount of precipitation in order to integrate them and search for a reliable algorithm for determining resource clouds for organizing artificial induction of precipitation during fires.

В интересах проводимого исследования поиска ресурсных облаков для борьбы с пожарами возникла необходимость подтверждения совместимости различных способов измерения количества осадков с использованием сети плювиографов, метеорологических радиолокаторов и радиометров.

Было выполнено исследование совместимости информации сети плювиографов и радиолокаторов в отношении осадков. В результате получено, что в случае выпадения мороси и обложных осадков (дождя) наблюдается удовлетворительное совпадение информации до расстояний в 50 км, а при выпадении ливневых осадков не более 10 км.

Прежде, чем проводить исследование совместимости наблюдений, был осуществлен критический обзор существующих и перспективных методов определения количества осадков. При этом приняли, что осадки измеряются в миллиметрах толщины слоя воды выпавшей за определенный промежуток времени и в определенном месте [1].

Для измерения осадков могут использоваться осадкомеры объемного типа, среди которых измерительные ведра (мерные цилиндры), поплавковые, водяные колеса, счетчики осадков ковшового типа (челночные) и т.д.

К преимуществам механических осадкомеров можно отнести: низкую стоимость изготовления, легкость использования, удовлетворительную разрешающую способность и устойчивость показаний при наличии ветра. Точность измерения, как правило, составляет $\pm 4\%$. Недостатки данных устройств обусловлены наличием подвижных элементов, а также испарением пробы при регистрации осадкомерами объемного типа.

Плювиограф. (от лат. pluvia — дождь и граф - записывающий, регистрирующий что-либо), прибор для регистрации количества, продолжительности и интенсивности осадков. В СССР применялся прибор с приёмным цилиндрическим сосудом площадью 500 см². (рис. 1).

В отличие от осадкомерного сосуда, приёмный сосуд плювиографа имеет более широкую площадь (500 см² против 200 см²) и меньшую высоту. Кроме размеров, они отличаются дном. У приёмного сосуда плювиографа дно сделано в виде конуса с несколькими отверстиями. Такая форма обеспечивает полный слив осадков в специальную поплачковую камеру (3). Переливание жидкости осуществляется с помощью сливной трубки (2), соединяющей дно приемного сосуда и поплачковую камеру.

В корпусе есть металлическая полка - это основание регистрирующей части, состоящей из часового механизма с барабаном и лентой (9) и поплачковой камеры (3). Как можно догадаться из названия, внутри поплачковой камеры находится поплавок (4). В отличие от поплавков для рыбалки, поплавок плювиографа сделан из металла. Внутри него есть полость с воздухом, благодаря чему он не тонет. К поплавку крепится стержень (5), на который укрепляется стрелка с пером (6). Для удаления осадков из поплачковой камеры, сбоку припаяна трубка (7) со стеклянным сифоном (8). Через этот сифон осадки сливают в контрольный сосуд (10),

расположенный в самом низу корпуса. Затем измеряется количество осадков в контрольном сосуде так же, как для осадкомера. Чтобы иметь доступ к ленте и контрольному сосуду, в корпусе сделан вырез, который закрывается дверцей.

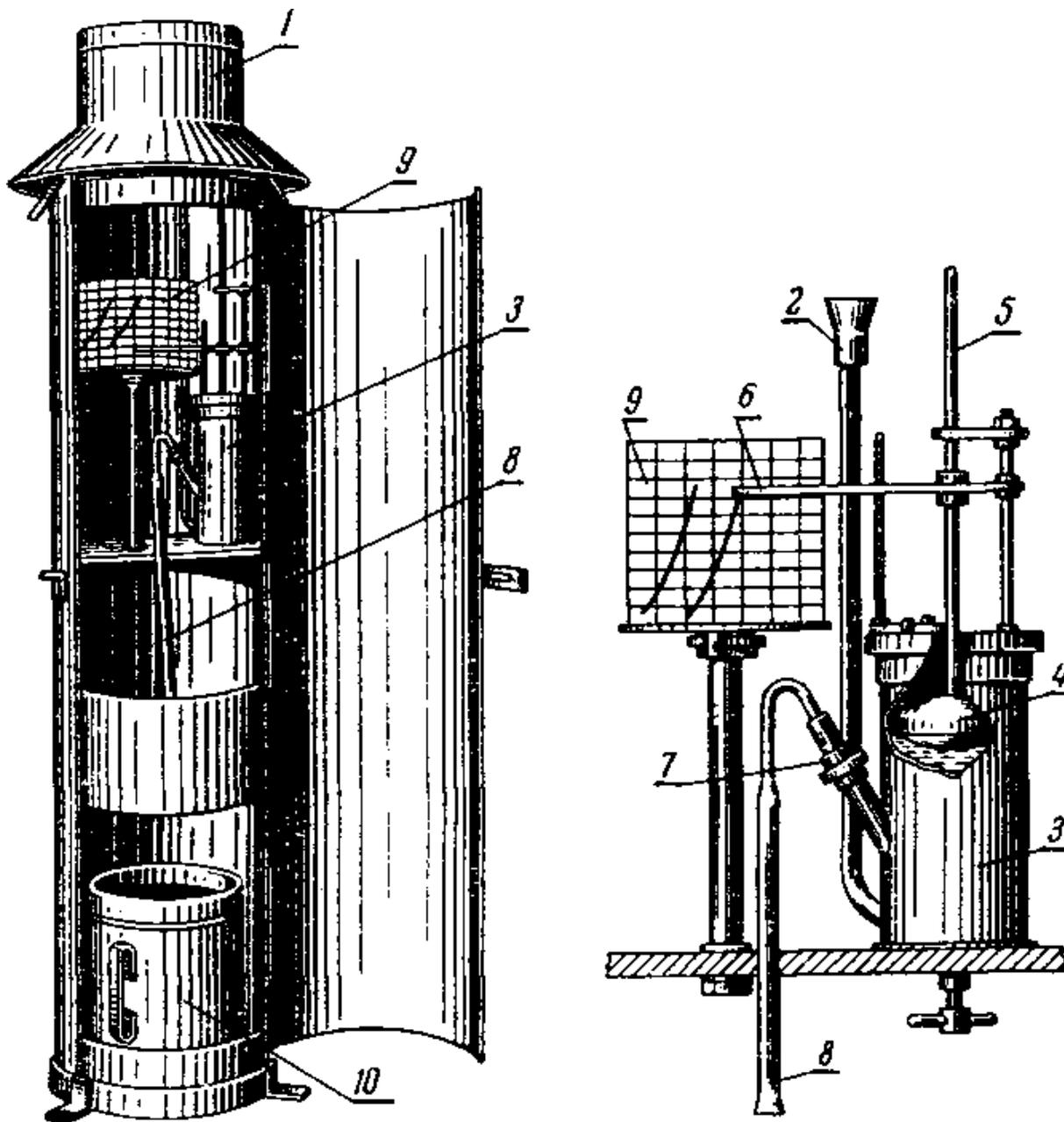


Рис. 1. Схема плювиографа.

1-приёмный сосуд, 2-сливная трубка, 3-поплавковая камера, 4-поплавок, 5-стержень, 6-стрелка с пером, 7-трубка, 8-стеклянный сифон, 9-барaban с лентой, 10-контрольный сосуд

С целью повышения точности определения количества атмосферных осадков, выпавших на территории Санкт-Петербурга и ближайших пригородов, ГУП «Водоканал Санкт-Петербурга» была создана сеть наземных плювиографов АИС «Осадки», включающая в себя 34 датчика атмосферных осадков ОТТ Pluvio2 200. От каждого датчика поступает информация о накопленном количестве выпавших атмосферных осадков раз в пять минут в оперативном режиме.

Сеть включает в себя 34 датчика атмосферных осадков OTT Pluvio2 200 и 7 метеостанций (в составе: станции погодные автоматические WS300 и анемометры ультразвуковые Ventus-UMB). Плотность у сети относительно высокая: 34 прибора на 3000 км² или один прибор на 88 км², среднее расстояние между приборами 9,4 км. В основной части города (без пригородов) плотность сети больше: 16 станций на 825 км² или один прибор на 51 км², среднее расстояние между приборами 7,1 км.

Погрешность измерения количества осадков прибором $\pm 0,1$ мм или ± 1 % от измеренного значения.

Информация о наблюдениях стала архивироваться в 2016 году. Начиная с 2021 года интерфейс включает данные о количестве осадков за 5, 10, 20, 30, 60 минут, 3, 6, 12, 24 часа, день (с 06.00 до 18.00), ночь (с 18.00 до 06.00), ежедневные и ежемесячные.

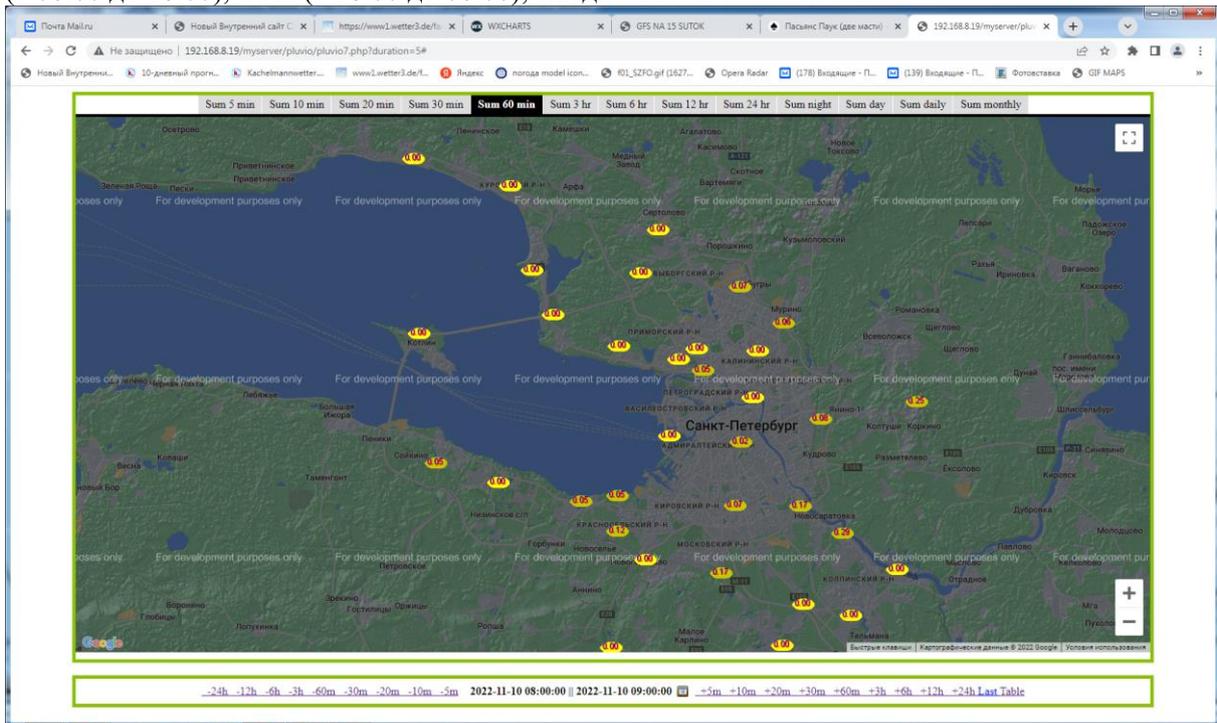


Рис. 2. Карта количества осадков, суммированных за час с 08.00 до 09.00 11.10.2022

Качество измерений осадков наземным методом достаточно высокое. Так, по исследованиям американских ученых [2] при толщине слоя осадков в 25 мм относительная погрешность измерения составляет 5%, при слабых осадках – менее 3 мм – 12%, а в среднем оценивается в 9%. Для сравнения, ошибка измерения осадков радиолокационными методами колеблется от 25 до 100% [2, 3]

Различие формы, фазового состояния частиц гидрометеоров, их преимущественной ориентации позволяет использовать при радиолокационном наблюдении методы поляризационной селекции для получения дополнительной информации о метеорологических объектах [4]. Исходными данными для оценки применимости радиолокационных наблюдений в методе идентификации облачности, пригодной для искусственного вызывания осадков являются радиолокационная метеорологическая отражаемость в горизонтальной поляризации Z_h , дифференциальная отражаемость Z_{dr} , удельный фазовый сдвиг K_{dp} , коэффициент кросскорреляции ρ_{HV} .

Если использовать температуру, например, из данных радиозондирования, то можно идентифицировать 10 видов гидрометеоров, из которых для целей определения осадков выделим 2: дождь и крупные капли.

Передатчик радиолокатора испускает электромагнитный импульс. Когда луч прерывается объектом (капель), часть его энергии рассеивается во все стороны, в том числе и в направлении, где находится антенна. Количество излучения, рассеянного от объекта и вернувшейся в

приемник, зависит от мощности выходного излучения передатчика и физических свойствах метеоцели. "Размер" цели, которую "видит" радиолокатор, называется эффективной площадью рассеивания, она отличается от площади сечения объекта. Эффективная площадь рассеивания капли воды, σ_b , в приближении к рэлеевскому рассеиванию находится по формуле:

$$\sigma_b = \pi^5 (Kw)^2 Z / \lambda^4 (1),$$

где Kw – показатель преломления воды, Z – радиолокационная метеорологическая отражаемость и λ – длина волны излучения, формируемого радиолокатором.

Зависимость между предельной скоростью капли в чистом воздухе и размером капель была получена с помощью микрофизических исследований распределения частиц осадков по размерам в городе Оттава Маршаллом и Пальмером [5].

Авторами были получены коэффициенты $A = 200$ и $B = 1,6$. Проведенные в разных районах земного шара проверки соотношения (2-1) показали, что коэффициенты A и B изменяются в широких пределах и зависят от многочисленных факторов, и в первую очередь, от типа осадков и особенностей синоптических процессов в районе наблюдений.

В работе [6] представлен обзор разных способов наземных и спутниковых наблюдений за осадками, проведено сравнение их преимуществ и недостатков, затронуты проблемы сопоставления спутниковых и наземных оценок интенсивности и сумм осадков, приведены требования Всемирной Метеорологической Организации (ВМО) к спутниковой информации об осадках в зависимости от целей её использования.

Существующие методы как пассивного, так и активного наземного микроволнового зондирования широко распространены для прогнозирования и учета осадков на континентах, так как позволяют проводить регулярное не зависящее от времени суток сканирование обширных территорий.

В настоящее время по всему миру находит широкое применение активное радиолокационное зондирование с использованием данных об уровне сигнала, полученных от коммерческих сетей сотовой связи. В этом случае для определения характеристик осадков используется ослабленный дождем сигнал между соседними антеннами телефонных вышек.

Описываются и другие радиометрические методы: связанные с дистанционным зондированием с борта летательного аппарата, оптическими и термическими осадкомерами, дождемерами конденсаторного типа, акустические, вибрационные, радиационные, основанные на гамма-излучении естественных радионуклидов почвы [1].

Делаются предложения по виду алгоритма определения ресурсных облаков при различных условиях.

Литература

1. Зелинский А.С. Разработка метода оценки характеристик ливневых осадков по радиационному фону приземной атмосферы. // Диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук, Томск, 2022 – 111 с.
2. Woodley, W.L. Comparison of gage and radar methods of convective rain measurement / W. L. Woodley, A. R. Olsen, A. Herndon, V. Wingert // Journal of Applied Meteorology. — 1975. — Vol. 14. — № 5. — P. 909—928.
3. Brandes, E. A. Optimizing rainfall estimates with aid of radar / E. A. Brandes // Journal of Applied Meteorology. — 1975. — vol. 14. — № 7. — P. 1339—1345.
4. Отчет о НИР «Развитие и модернизация технологий метеорологических радиолокационных наблюдений по теме 2.4 (промежуточный, этап 1). ГГО, 2020 – 43 с.
5. Попов В.Б. Метод восстановления полей осадков по наземным и радиолокационным данным с высоким пространственно-временным разрешением для территории Санкт-Петербурга / Диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук, СПб, 2019 – 130 с.
6. Kidd C., Levizzani V., Laviola S. Quantitative Precipitation Estimation From Earth Observation Satellites, Rainfall: State of the Science. Geophysical Monograph Series 191, 2010, pp. 127-158.

ПРИРОДНЫЕ И АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СТОКА В БАССЕЙНЕ Р. БЕЛОЙ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Алгушаева А.В., Фашчевская Т.Б., Вишневецкая И.А., Дондокова Л.Ц.
Институт водных проблем РАН, Москва, Россия

NATURAL AND ANTHROPOGENIC CHANGES IN CHEMICAL FLOW IN THE BELOY RIVER BASIN (SOUTHERN URAL)

Algushaeva A.V., Fashchevskaya T.B., Vishnevskaya I.A., Dondokova L.Ts.
Institute of Water Problems RAS, Moscow, Russia

На основе статистического анализа данных гидрохимического мониторинга установлены межгодовые и внутригодовые изменения содержания главных ионов в водотоках бассейна р. Белой за многолетний (1938–2019 гг.) период.

Based on the statistical analysis of hydrochemical monitoring data, interannual and seasonal changes in the content of the main ions in the watercourses of the Belaya River basin were established for a multi-year (1938–2019) period.

Река Белая - самый крупный левобережный приток р. Камы, протекает в пределах предгорных равнин и гор Южного Урала, годовой объем стока в устье реки в среднем по водности год 30.0 км^3 . Водосборный бассейн р. Белой площадью 142 тыс. км^2 занимает $\sim 80\%$ территории Республики Башкортостан (РБ), экономически развитого региона РФ. Река обеспечивает питьевой водой множество населенных пунктов, используется для промышленного и сельскохозяйственного водоснабжения, рыбохозяйственного водопользования, а также является основным приемником сточных вод предприятий. В составе сбрасываемых сточных вод по массе существенно преобладают хлориды, сульфаты и кальций. Основное влияние на водные объекты оказывают предприятия химической и нефтехимической отраслей промышленности, а также жилищно-коммунального хозяйства [1].

Интенсивность антропогенной нагрузки на р. Белую характеризуется большой временной неравномерностью. Интенсивными темпами промышленность РБ начала развиваться в годы индустриализации. Открытие в 1932 г. месторождения нефти и эвакуация в 1941–1945 гг. в республику предприятий химической промышленности способствовали ее дальнейшему экономическому развитию. К началу 1950-х годов регион занимал второе место в СССР по добыче нефти и первое место по ее переработке. В 1950-70-е годы вводятся в эксплуатацию крупные промышленные объекты, расположенные в среднем течении р. Белой, большая часть из которых функционирует и в настоящее время: предприятия нефтепереработки, по производству кальцинированной, пищевой и каустической соды, сложных минеральных удобрений и др. К концу 1980-х годов темпы экономического развития региона максимальны [2]. После начала Перестройки в 90-х годах многие предприятия закрываются, а объемы промышленного и сельскохозяйственного производства значительно снижаются. Например, на предприятиях нефтехимического комплекса РБ объемы нефтепереработки и нефтедобычи за период с 1991 г. по 2001 г. снижаются на 50% [3]. Однако и в настоящее время по основным макроэкономическим показателям РБ входит в число регионов-лидеров РФ [1]. Целью данного исследования является установление пространственно-временных закономерностей изменения содержания главных ионов в водотоках бассейна р. Белой с учетом природных особенностей территории и динамики антропогенной нагрузки на водосбор.

Характеристика исходных данных. Для исследования изменения содержания в речных водах главных ионов (катионов кальция Ca^{2+} , магния Mg^{2+} , натрия и калия $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, анионов гидрокарбонатных HCO_3^- , сульфатных SO_4^{2-} , хлоридных Cl^-) и общей минерализации воды использовались данные гидрохимического мониторинга на постах Башкирского УГМС (рис. 1), опубликованные в материалах Государственного водного кадастра за период 1938–2019 гг. В различные годы исследуемого 82-летнего периода количество постов, а также проб воды, отобранных на каждом из них, варьирует в широком диапазоне (рис. 2). На рис. 2 видно, что в

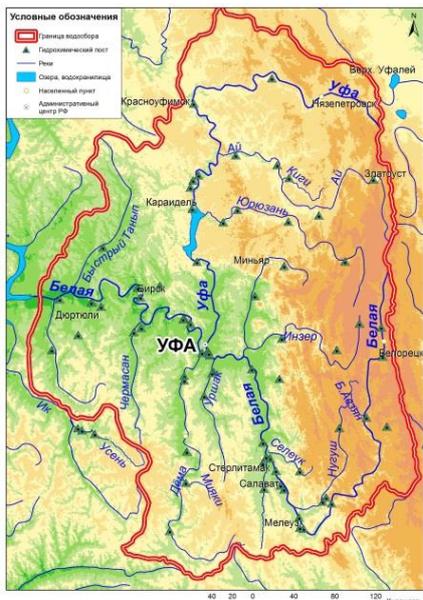


Рис. 1. Расположение постов гидрохимического мониторинга в бассейне р. Белой

период 1980–2019 гг. количество постов мониторинга в бассейне р. Белой достигает 37-43 шт. Количество проб воды, отобранных на одном посту, варьирует в диапазоне 1-46, и в среднем за период 1980–2019 гг. составляет 7 шт. Продолжительность мониторинга различных гидрохимических показателей варьирует. Содержание Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} и общая минерализация воды определяются в течение всего исследуемого периода. Мониторинг содержания Ca^{2+} и HCO_3^- на всех постах проводится с 1979 г., на некоторых постах и в период 1938–1974 гг. Содержание $Na^+ + K^+$ определяется в периоды 1945–1974 гг. и 2015–2019 гг. Во всех пунктах наблюдения пробы воды в течение года распределяются достаточно равномерно, поэтому летне-осенняя межень как наиболее продолжительная фаза водного режима характеризуется наибольшим количеством гидрохимических данных.

Методы исследования. Выполнен анализ статистической однородности многолетних рядов

средне-годовых концентраций исследуемых гидрохимических компонентов в водотоках бассейна р. Белой. Анализ проводился в два этапа: графически и с помощью статистических критериев [4]. Графический анализ проводился с использованием суммарных кривых вида $\Sigma C = f(t)$, где в качестве функции рассматривались нарастающие во времени t суммарные среднегодовые концентрации ионов C . Известно, что при стационарном режиме колебаний концентраций суммарная кривая является прямой линией, в противном случае – отклоняется от прямой под углом. На каждой суммарной кривой были выделены прямолинейные участки и определены их временные границы, соответствующие границам статистически однородных периодов. Достоверность границ выделенных статистически однородных периодов подтверждалась или опровергалась анализом существенности нарушения однородности временных рядов с помощью статистических критериев. Гипотеза о неоднородности различных прямолинейных участков суммарных кривых принималась в том случае, если хотя бы два из трех критериев (Фишера (F), Стьюдента (St) или Вилкоксона (U)) ее подтверждали [4]. Если графический анализ не подтверждал разделение ряда среднегодовых концентраций на периоды, то весь ряд признавался статистически однородным. Для примера на рис. 3 и в табл. 1 приведены результаты определения границ статистически однородных периодов содержания хлоридов в воде р. Белой у г. Sterlitamak.

Далее в пределах статистически однородных периодов были построены эмпирические кривые обеспеченности концентраций ионов в различные фазы водного режима: половодье (апрель, май), летне-осенний период (июнь – ноябрь) и зимнюю межень (декабрь – март). Для аппроксимации эмпирических кривых обеспеченности использовались кривые Пирсона III типа, показавшие удовлетворительную сходимость с эмпирическим распределением. Выполнен расчет

параметров кривых обеспеченности: среднего много-летнего значения C_o , коэффициентов вариации C_v и асимметрии C_s , а также значений концентраций в диапазоне обеспеченностей 5–95%. Определены вероятности превышения уровней ПДК_{рх} и ПДК_{кб} (пример в табл. 2).

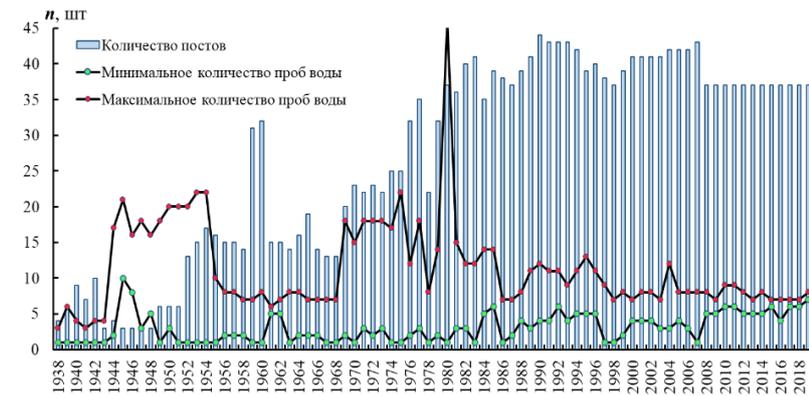


Рис. 2. Динамика количества постов и отбираемых проб воды

Результаты исследования. На основе проведенно-

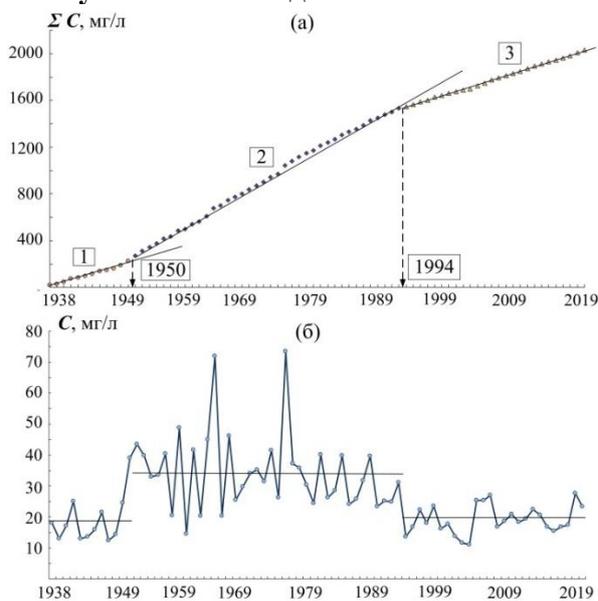


Рис. 3. Динамика среднегодовых концентраций хлоридов в воде р. Белой в створе г. Стерлитамак (выше города): (а) – суммарная кривая; (б) – в различные статистически однородные периоды

го анализа *межгодовых изменений* содержания главных ионов в речной сети установлено, что на многих постах хронологически первый статистически однородный временной период (с начала ведения гидрохимического мониторинга) характеризуется более низкими концентрациями, чем последующие, поэтому этот период назван *фоновым*. Хронологически последний статистически однородный период, оканчивающийся 2019 годом (современный период), на многих постах характеризуется увеличением концентраций главных ионов по сравнению с предшествующими статистически однородными периодами. Сравнение средних по бассейну концентраций главных ионов в речных водах в фоновый и современный периоды показывает, что к настоящему времени содержание хлоридов увеличилось в 5.3 раза, натрия в 1.7 раза, магния в 1.4 раза, кальция в 1.3 раза, сульфатов и гидрокарбонатов в 1.2 раза, общая минерализация воды повысилась в 1.4 раза. С помощью ГИС-технологии ArcGIS построены карты средних многолетних концентраций главных ионов в речных водах в фоновый и современный период (пример на рис. 4). Установлено, что наиболее значительные изменения содержания главных ионов отмечаются в равнинных центральной и западной частях водосбора и связаны с хозяйственной деятельностью человека. Например, многолетний сброс сточных вод предприятий промышленного узла, расположенного в среднем течении р. Белой, привел к формированию геохимической аномалии повышенного содержания в речной воде хлоридов (рис. 4), натрия, кальция и общей минерализации воды, чего не наблюдалось в фоновый период. В результате произошло существенное изменение в соотношении ионов, не характерное для речных вод. В результате в районе геохимической аномалии бурными темпами развиваются морские виды водных растений [5].

Таблица 1. Результаты оценки статистической однородности рядов среднегодовых концентраций хлоридов в р. Белой – г. Стерлитамак (уровень значимости 5%)

Створ	Периоды по результатам графического анализа	Средняя многолетняя концентрация, мг/л	Критерий Фишера*		Критерий Стьюдента*		Критерий Вилкоксона*		
			F	F_a	St	St_a	U	U_1	U_2
Выше города	1938-1950	19.0±11.7	1.81 5.33	2.02 2.02	4.38 6.52	2.0 2.0	409 906	142 351	314 637
	1951-1993	33.5±5.0							
	1994-2019	19.2±4.6							
Ниже города	1968-2019	258±4.2	Ряд однороден по результатам графического анализа						

* F_a и St_a - табулированные критические значения; U_1 и U_2 граничные значения; F , St и U - расчетные значения

Таблица 2. Расчетные параметры кривых обеспеченности концентраций хлоридов в различные фазы водного режима р. Белой – г. Стерлитамак (ниже города) за период 1968-2019 гг.

Фаза водного режима	C_o , мг/л	C_v	C_s	Концентрация с обеспеченностью, мг/л			Вероятность превышения, %	
				5%	50%	95%	ПДК _{рх}	ПДК _{кб}
половодье	246±5.2	0.57	1.1	580	220	30	32	24
летне-осенний период	266±2.4	0.34	0.38	480	260	80	30	19
зимняя межень	240±3.3	0.29	0.30	450	240	60	30	19

Результаты анализа *сезонных характеристик* качества воды представлены в виде карт средних многолетних концентраций главных ионов в речной сети и общей минерализации воды 5%-ной, 50%-ной и 95%-ной обеспеченностей в различные фазы водного режима в современный период. Карты могут использоваться для планирования водохозяйственной и водоохранной деятельности. Выполнена вероятностная оценка качества воды. Так в р. Белой в створе ниже г. Стерлитамака вероятность превышения уровня ПДК_{рх} хлоридов составляет ~30% во все фазы водного режима (табл. 2), превышение ПДК_{рх} общей минерализации - 14-20%, магния – 4-6%. Сравнение закономерностей внутригодового изменения содержания главных ионов в речных водах в фоновый и современный периоды позволило установить особенности гидрохимического режима, свидетельствующие о подчиненности природных факторов формирования химического состава речной воды антропогенным.

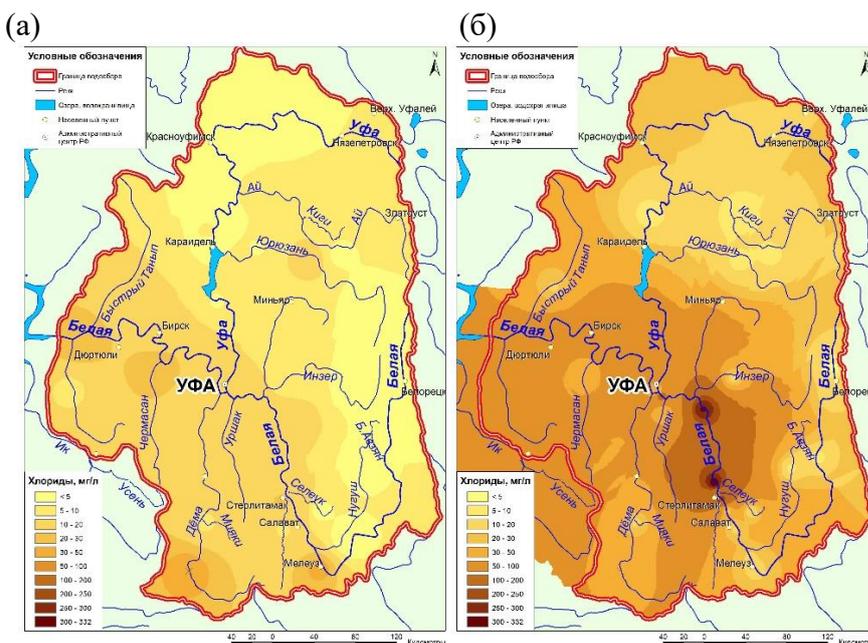


Рис. 4. Средние многолетние концентрации хлоридов в речной воде: (а) – в фоновый период,
(б) – в современный период

Таким образом, установлены пространственно-временные изменения содержания главных ионов в водотоках бассейна р. Белой с учетом природных и антропогенных факторов за многолетний период. Результаты исследования картированы. Выполнена вероятностная оценка соответствия качества речной воды нормативным требованиям.

Благодарности. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00598, <https://rscf.ru/project/22-27-00598/>

Литература.

1. Государственные доклады о состоянии природных ресурсов и окружающей среды Республики Башкортостан в 2003-2021 годах.
2. Республика Башкортостан // Башкортостан: Краткая энциклопедия. Уфа: Башкирская энциклопедия, 1996. 672 с.
3. Галеев Р.Г., Теляшев Э.Г., Хамитов Р.З. и др. Перспективы решения экологических проблем нефтехимического комплекса Башкортостана // Башкирский экологический вестник. 1998. №3. С. 20-23.
4. Анализ однородности рядов речного стока. Рекомендации. Минск: ЦНИИКИВР. 1985. 40 с.
5. Уразаева Ф.Х. Экологическая оценка водных ресурсов Урала и Приуралья: монография. Стерлитамак: Стерлитамакский государственный педагогический университет. 1997. 84 с.

АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ШЕРОХОВАТОСТИ РУСЛА РЕК
КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ В ТЕЧЕНИЕ ГОДА
Н.Р. Ахмедова, Е.В. Валл, А.С. Кочкарева, В.А. Наумов
Калининградский государственный технический университет, Калининград, Россия

ANALYSIS OF CHANGES IN THE RIVERBED ROUGHNESS COEFFICIENT OF THE
KALININGRAD REGION DURING THE YEAR
N.R. Akhmedova, E.V. Wall, A.S. Kochkareva, V.A. Naumov
Kaliningrad State Technical University, Kaliningrad, Russia

Выполнен анализ изменения коэффициента шероховатости русла (КШР) рек Калининградской области в течение года. Зависимость КШР от глубины у части рек возрастающая, у другой части – убывающая. Зависимость КШР от чисел Фруда у всех рек убывающая.

The analysis of the change in the roughness coefficient of the riverbed (RCR) of the Kaliningrad region during the year is carried out. The dependence of the RCR on the depth of some rivers is increasing, while the other part is decreasing. The dependence of the RCR on the Froude numbers for all rivers is decreasing.

При обработке результатов инженерно-гидрологических изысканий, а так же при решении многих других задач требуется определять среднюю скорость течения водотока V . Как правило, расчет выполняют в приближении равномерного течения по известной формуле Шези:

$$V = C \cdot (R \cdot I)^{0,5}, \quad (1)$$

где I – уклон водной поверхности; R – гидравлический радиус; C – коэффициент Шези.

По действующим нормативным документам коэффициент Шези при средней глубине водотока до 5 м следует вычислять по формуле Н.Н. Павловского

$$C = R^y/n, \quad y = 2,5 n^{0,5} - 0,13 - 0,75 R^{0,5} \cdot (n^{0,5} - 0,1), \quad (2)$$

где n – коэффициент шероховатости русла (КШР).

Требование [1] – КШР n в формуле (2) выбирать по описательным характеристикам расчетного участка, приведенным в таблице М.Ф. Срибного. Названная и другие подобные таблицы для определения КШР водотоков имеют существенные недостатки, главный из которых – большой диапазон значений при одном описании.

На кафедре гидрометрии Российского государственного гидрометеорологического университета (РГГМУ) под руководством Н.Б. Барышникова уже много лет проводится изучение КШР [2]. В частности, была выполнена оценка точности расчетов со значениями n из таблиц. Установлено, что среднеквадратичные значения отклонений величин в таблицах от расчетных составляют около 34 %. Было выполнено исследование зависимости КШР от средних глубин $n=f(H)$. В [2] показано, что можно выделить несколько типов зависимостей. Указано, что возрастающие функции $f(H)$ характерны для равнинных рек, берега которых покрыты густым кустарником и деревьями. Для горных и полугорных рек характерны убывающие функции $f(H)$. Помимо названных основных типов зависимостей $f(H)$ встречаются промежуточные. Например, с ростом глубин водотока КШР сначала увеличивается, а затем (после достижения определенного значения глубины) n уменьшается.

Метод расчета КШР по данным измерений применяется давно (см., например, [3, 4]). Но в упрощенном варианте. Принимаются два основных упрощения:

1) вместо формулы (2) используется формула Маннинга ($y=1/6$);

2) гидравлический радиус R заменяется на среднюю глубину водотока H .

В результате таких упрощений из (1) следует простая формула для расчета КШР:

$$n = H^{2/3} I^{0,5} / V. \quad (3)$$

Формула (3) очень удобна, не требует итераций. Но нигде не обсуждается погрешность, вносимая принятыми упрощениями. Ранее нами был разработан численный метод расчета КШР [5, 6] по данным измерений из гидрологических ежегодников, который не требовал принятия упрощений. Однако он оказался неустойчивым при негладком поперечном профиле русла. Было выполнено усовершенствование этого метода для повышения его устойчивости [7].

Важным этапом расчета является получение аналитической зависимости гидравлического радиуса от максимальной глубины водотока H_m в рассматриваемом створе реки. Наиболее надежными данными из массива измерений является площадь живого сечения водотока как функция глубины $\omega=f_\omega(H_m)$. Достаточная точность аппроксимации получается при использовании многочлена 4-го порядка:

$$f_\omega(H_m) = a_1 H_m + a_2 (H_m)^2 + a_3 (H_m)^3 + a_4 (H_m)^4, \quad (4)$$

где коэффициенты a_1, a_2, a_3 подбираются методом наименьших квадратов. Заметим, что в формуле (4) $a_0 = 0$, так как должно выполняться $f_\omega(0)=0$.

Производная от (4) дает зависимость ширины водотока от наибольшей глубины

$$B = \varphi(H_m) = a_1 + 2a_2 H_m + 3a_3 (H_m)^2 + 4a_4 (H_m)^3, \quad (5)$$

Найденная функция φ позволяет рассчитать смоченный периметр

$$\chi = f_\chi(H_m) = \varphi(0) + \int_0^{H_m} (1 + \varphi p(H)^2)^{0,5} dH, \quad (6)$$

где $\varphi p(H)$ – производная от $\varphi(H)$ по H .

Откуда формула для гидравлического радиуса

$$R = f_R(H_m) = f_\omega(H_m) / f_\chi(H_m). \quad (7)$$

Прологарифмируем обе части равенства (1) и подставим в него (7):

$$(2,5 n^{0,5} - 0,13 - 0,75 f_R(H_m)^{0,5} \cdot (n^{0,5} - 0,1)) \cdot \ln(f_R(H_m)) - \ln(n) = \ln(V) - 0,5(\ln(f_R(H_m)) + \ln(I)). \quad (8)$$

В равенство (8) подставляем набор измеренных значений: средней скорости V , уклона водной поверхности I , наибольшей (в сечении) глубины водотока H_m . Решив полученное уравнение численным методом, находим величину n , соответствующую набору измеренных значений. Такую процедуру повторяем для каждого набора измеренных значений.

Еще профессор К.В. Гришанин связал коэффициент Шези с безразмерными комплексами (см. обзор [8]). В публикациях последнего десятилетия появилось много исследований зависимости КШР от безразмерных комплексов. Так, в [9] изучено влияние на КШР уклона водной поверхности, отношения $h = H/B$, чисел Фруда Fr и Рейнольдса Re :

$$Fr = V^2 / (g \cdot H), \quad Re = V \cdot H / \nu, \quad (9)$$

где g – ускорение свободного падения, ν – коэффициент кинематической вязкости воды.

Была показана тесная стохастическая связь КШР с числом Фруда реки Красной (пост Токаревка) [6] и реки Нельмы (пост Кострово) [7]. Эта зависимость была аппроксимирована формулой, имеющей очень высокий индекс детерминации:

$$n = n_0 + A \exp(-\alpha \cdot Fr), \quad (10)$$

где n_0, A, α – эмпирические константы.

С помощью разработанного метода было проанализировано изменение КШР в створах рек Калининградской области (КО) в течение года по данным гидрологических ежегодников.

Для малых рек КО были рассчитаны относительные погрешности при замене гидравлического радиуса R_i на среднюю глубину H_i : (см. рис. 1а)

$$\varepsilon_i = 100 \cdot (H_i / f_R(H_{mi}) - 1). \quad (11)$$

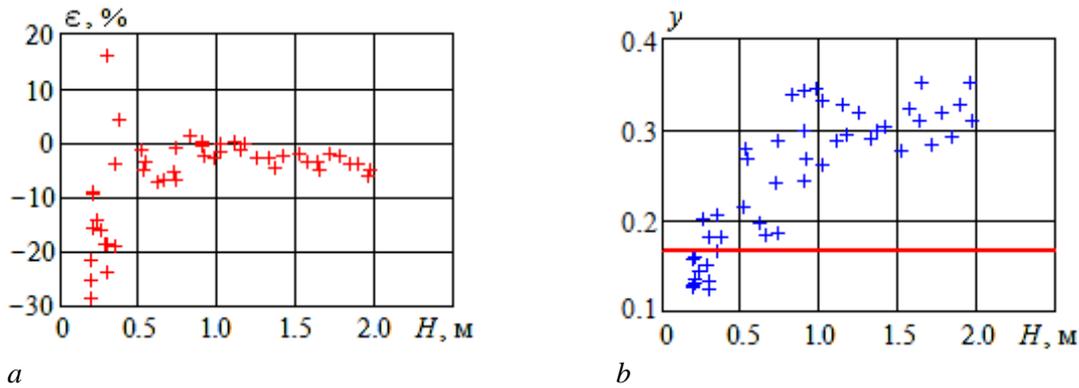


Рис. 1. Оценка упрощений при расчете КШР реки Инструч (Ульяново) в 1961 году. *a* – погрешность замены R на H ; *b* – вспомогательный параметр y : точки – расчет по данным измерений и формуле Павловского (2), линия – приближение Маннинга ($y = 1/6$)

По рис. 1*a* видно, погрешность замены гидравлического радиуса на среднюю глубину малой реки Инструч при больших глубинах не превышает 5%, но в межень может достигать 30%. Из рис. 1*b* следует, что приближение Маннинга при больших глубинах занижает величину y примерно в два раза. Аналогичные значения погрешности были получены и для других малых рек КО. Поэтому далее расчеты КШР выполнялись без указанных выше упрощений.

На рис. 2-4 приведены рассчитанные по данным гидрологических ежегодников для трех рек КО зависимости КШР от безразмерной глубины $hs = H/H_s$, (где H_s – среднее значение среди серии наблюдений за фиксированный год), от числа Фруда, и Fr от hs .

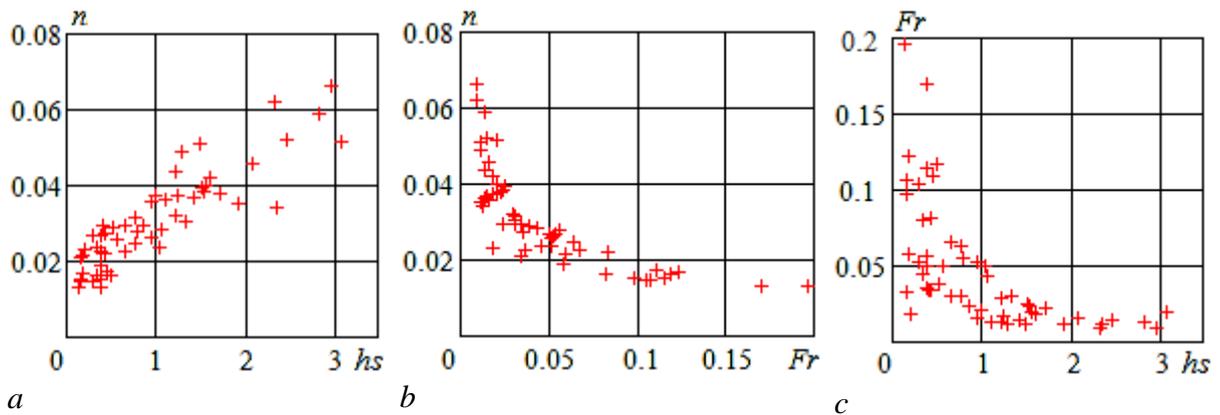


Рис. 2. Зависимости, рассчитанные для реки Злой (Приозерье) по данным 1961 года: *a* – КШР от глубины, *b* – КШР от чисел Фруда, *c* – чисел Фруда от глубины

Видно, что у реки Злой функция $n=f(hs)$ – возрастающая, а у реки и Анграпы – убывающая. Хотя последняя не относится к «горным и полугорным рекам». Тип функции $f(hs)$ у реки Шешупе – промежуточный, с увеличением hs интервал убывания сменяется интервалом возрастания. Все рассмотренные реки – равнинные, относятся к малым или средним. Характер поведения функции связан, скорее всего, с особенностями конкретного поперечного сечения. Так, рассмотренное поперечное сечение реки Злой (а также реки Инструч – пост Ульяново) отличается постоянной шириной, когда глубина превышает некоторую величину.

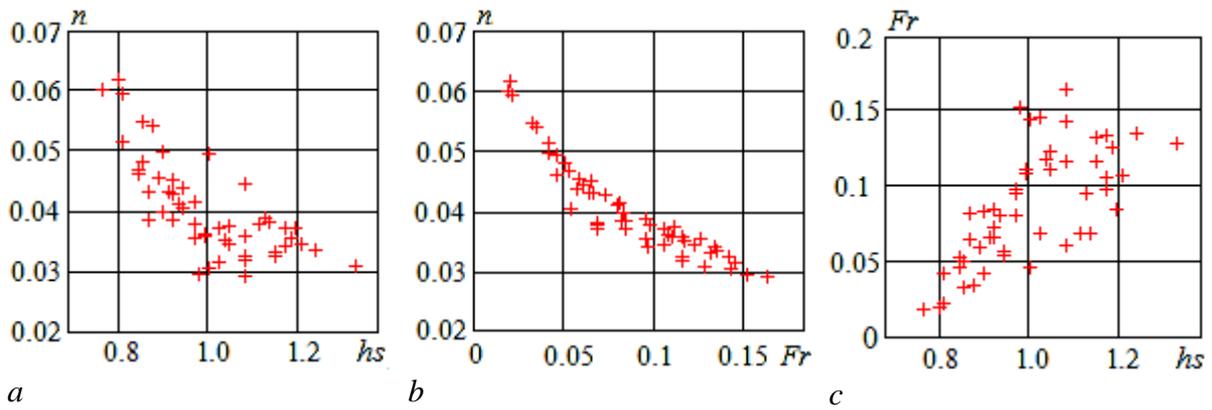


Рис. 3. Зависимости, рассчитанные для реки Анграпы (Берестово) по данным 1960 года. Обозначения, как на рис. 2

Рис. 2b-4b показывают, что зависимость КШР от чисел Фруда, в отличие от $f(hs)$, является универсальной. По крайней мере, качественно. Во всех рассмотренных случаях КШР уменьшается с увеличением Fr . Вместе с тем, имеется разница в изменении самих чисел Фруда по сезонам. Реки Злая (рис. 2c) и Инструч: наибольшие числа Фруда наблюдаются во время межени, наименьшие – во время половодья (паводков). Реки Анграпа (рис. 3c) и Писса: наибольшие числа Фруда наблюдаются во время половодья, наименьшие – во время межени. Зависимость Fr от hs у реки Шешупе (рис. 4c) имеет максимум. Это связано с особенностями изменения скоростей водотоков по сезонам.

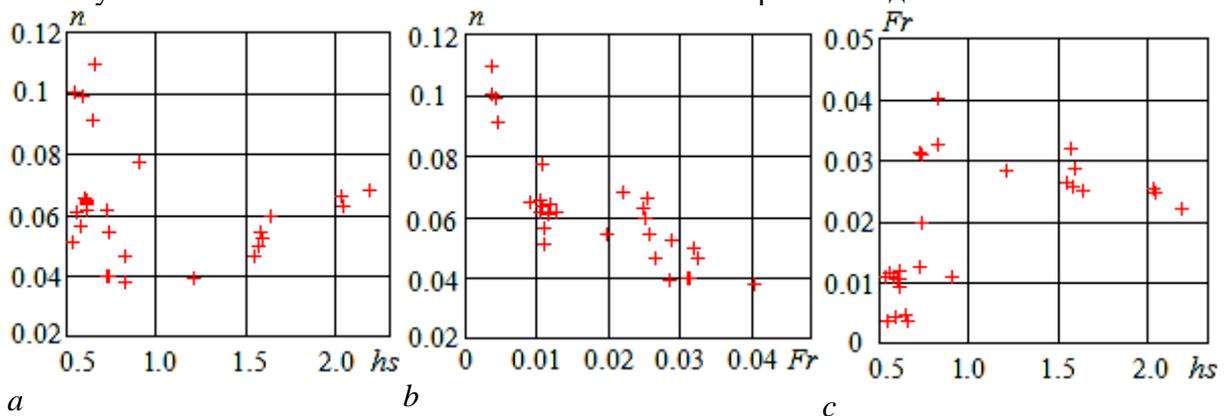


Рис. 4. Зависимости, рассчитанные для реки Шешупе (Долгое) по данным 1966 года. Обозначения, как на рис. 2

Сформируем таблицу с рекомендуемыми значениями КШР при расчете максимальных и минимальных расходов. Если указан диапазон, кроме числа Фруда, нужно задавать значения дополнительных безразмерных комплексов (h или Re).

Таблица 1. Значения КШР, рекомендуемые при расчете расходов рек КО

№ пп.	Река	Пост	При расчете расходов	
			максимальных	минимальных
1	Злая	Приозерье	(0,03; 0,07)	0,013
2	Инструч	Ульяново	(0,04; 0,08)	0,010
3	Писса	Зеленый Бор	0,071	(0,16; 0,20)
4	Анграпа	Берестово	0,031	(0,08; 0,11)
5	Шешупе	Долгое	(0,06; 0,08)	(0,08; 0,11)

Найденные, таким образом, значения КШР позволят более обоснованно рассчитывать минимальные и максимальные расходы в указанных створах рек КО. В дальнейшем целесообразно сравнить изменение КШР в разных створах одной и той же реки.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ и Правительства Калининградской области в рамках научного проекта № 22-27-20016.

Литература

1. Свод правил СП 33-101-2003. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. – Москва: Стройиздат, 2004. – 72 с.
2. Барышников Н.Б. Гидравлические сопротивления речных русел. – Санкт-Петербург: Изд-во РГГМУ, 2003. – 147 с.
3. Gualtieri P., De Felice S., Pasquino V., Guelfo Pulci Doria G.P. Use of conventional flow resistance equations and a model for the Nikuradse roughness in vegetated flows at high submergence // *Journal of Hydrology & Hydromechanics*. – 2018. – Vol. 66, No. 1. – P. 107–120.
4. Виноградов А.Ю., Догановский А.М., Обязов В.А. Существующие проблемы гидрологических расчетов. Часть 1 // *Гидросфера. Опасные процессы и явления*. – 2019. – № 1. – С. 143-159.
5. Наумов В.А. Коэффициент шероховатости русла реки Писсы // **Вестник науки и образования Северо-Запада России**. – 2017. – Т. 3, № 3. – С. 1-7.
6. Наумов В.А. Эмпирическая зависимость коэффициента шероховатости русла реки Красной от чисел Фруда // **Вестник науки и образования Северо-Запада России**. – 2018. – Т. 4, № 3. – С. 89-98.
7. Ахмедова Н.Р., Наумов В.А. Влияние изменения коэффициента шероховатости русла на максимальные расчетные уровни малого водотока в заданном створе (на примере р. Нельма) // *Вестник Инженерной школы Дальневосточного федерального университета*. – 2021. – № 4(49). – С. 74–80.
8. Гладков Г.Л. Теоретические основы расчетного обоснования путевых мероприятий на судоходных реках // *Журнал Университета водных коммуникаций*. – 2010. – Вып. 2. – С. 18-31.
9. Dash S.S., Khatua K.K., Mohanty P.K. Factors influencing the prediction of resistance in meandering channel // *Int. Journal of Scientific and Engineering Research*. – 2013. – Vol. 4, No. 5. – P. 63-66.

ПОВЕРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ СТОКА Р. ЖАЙЫК (УРАЛ) С СЕЗОННОЙ ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТЬЮ

А.В. Бабкин¹, В.И. Бабкин¹, А.С. Мадибеков², А. Мусакулкызы², А.В. Чередниченко³

¹Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия

²Институт географии и водной безопасности, Алматы, Казахстан

³НИИ проблем биологии и биотехнологий КазНУ им “Аль-Фараби”, Алматы, Казахстан

TRAINING FORECASTS OF THE RUNOFF OF THE ZHAYYK (URAL) RIVER WITH THE SEASON LEAD TIME

A.V. Babkin¹, V.I. Babkin¹, A.S. Madibekov², A. Mussakulkyzy², A.V. Cherednichenko³

¹State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia

²Institute of Geography and water security, Almaty, Kazakhstan

³SRI problems of biology and biotechnology of the al-Farabi KazNU, Almaty, Kazakhstan

Погодичные временные ряды стока р. Жайык (Урал) – п. Махабет за каждое время года моделировались методом множественной регрессии с учетом его данных соответственно за один два и три предыдущих сезона. Составленные модели использованы для поверочного прогнозирования стока с сезонной заблаговременностью на 2011 – 2015 гг. Проверка на независимых данных результатов прогнозирования показала, что они могут быть оценены, как не хуже, чем удовлетворительные.

Annual time series of the Zhayyk (Ural) River runoff near the Mahabet Settlement for each season were modeled by the multiple regression method by its data for one, two and three previous seasons respectively. The models were applied for training prediction of runoff with seasonal lead time for 2011 – 2015. Verification of the prediction results by an independent data permits to conclude that they can be estimated as no worse than satisfactory.

Исток р. Урал находится на склонах хребта Уралтау Южного Урала. Река, протяженностью 2428 км, протекает по территории России и Казахстана, и впадает в Каспийское море. Она, преимущественно, питается талыми водами [1]. Весна является наиболее многоводным временем года для этой реки. Средний за 1944 – 2010 гг. сток вод за этот сезон равен 16,4 км³/год. За этот интервал времени летом он составил 11,1, а осенью (за 1943 – 2010 гг.) и зимой – 3,72 и 2,56 км³/год соответственно. Сток каждого сезона весьма изменчив во времени. В частности, наибольший и наименьший сток зимой, отмечавшийся соответственно в 1991 и 1956 гг., равен 7,76 и 0,647 км³/год. Максимальный весенний сток 1947 г. составил 46,8 км³/год, а минимальный 1967 г. оказался равным 5,12 км³/год. Летом наибольший сток был в 1948 г. Его значение составило 28,5 км³/год. Минимальное его значение 1977 г. оказалось равным 2,25 км³/год. Осенью самый большой сток отмечался в 1990 г., а самый маленький – в 1955 г. В эти годы он равен соответственно 8,99 и 1,31 км³/год.

Разработка методологии долгосрочного прогнозирования стока р. Урал весьма актуальна для развития различных отраслей современного производства, связанных с использованием водных ресурсов. В настоящем исследовании анализ, моделирование и поверочное прогнозирование стока реки проводится методом множественной регрессии [2, 3] вперед на сезон по данным его рядов соответственно одного, двух и трех предыдущих сезонов.

Модели колебаний стока построены для каждого его сезонного ряда и года группы лет, на которые рассчитывались прогнозы. При увеличении продолжительности прогнозируемого ряда, и, соответственно рядов его предикторов, их коэффициенты корреляции и параметры регрессионной модели изменялись мало.

Для каждого сезона корреляция его стока оказалась самой большой со стоком первого, самого близкого предыдущего времени года, а самой маленькой – со стоком третьего. При добавлении в регрессионные модели стока каждого времени года соответственно его рядов второго и третьего предыдущих сезонов их полный коэффициент корреляции увеличивался незначительно. Модели стока соответственно всех времен года, построенные с учетом его рядов второго и третьего предыдущих сезонов мало отличались от тех, что построены по стоку первого прошедшего времени года.

Колебания стока р. Жайык (Урал) всех времен года и его соответствующие модели, построенные на основе метода множественной регрессии с учетом ряда стока ближайшего предыдущего сезона, представлены на рисунке 1. На нем нанесены модели сезонного стока, построенные по данным за 1944 – 2010 гг., и рассчитанные по ним прогнозы на 2011 г., а также прогнозы на последующие годы поверочного интервала на сезон вперед, полученные по рядам, последовательно удлинявшимся на год.

Модель сезонного стока, построенная по одному ряду его значений предыдущего времени года, характеризуется 100% корреляцией с ним. При анализе соответствия модели описываемому ею ряду, на рисунке 1 ряд стока предыдущего сезона фактически налагается на прогнозируемый ряд.

Корреляция этих моделей и прогнозируемых рядов η указана в левом нижнем углу соответствующих графиков. Самое маленькое ее значение, равное 0,445, оказалось у соответствующей модели и ряда весеннего стока. У ряда летнего стока и модели ее значение оказалось равным 0,691, а у соответствующей модели и осеннего стока – 0,817. Наибольшая корреляция модели и прогнозируемого ряда получена для зимнего стока. Ее значение составило 0,873.

Благодаря высокой корреляции максимумы и минимумы моделей по времени совпадают с соответствующими экстремумами рядов сезонного стока. Часто экстремумы стока одного сезона проявляются в соответствующих его значениях последующих времен года.

За максимальными значениями летнего стока 1990 и 1993 гг. в те же годы отмечались его пики осенью. Пиковые максимумы стока зимой и весной приходятся соответственно на следующие годы – 1991 и 1994 гг. Максимуму 1957 г. весеннего стока соответствует его максимум летом, а также зимой 1958 г. За минимумом весеннего стока 1955 г. в том году отмечался его минимум летом и осенью, а в следующем году – зимой 1956 г.

Результаты предсказаний сезонного стока оценим по сумме относительных ошибок прогнозов на каждый год поверочного интервала и по количеству верных прогнозов на нем. Относительная ошибка прогноза представляет собой отношение его фактической ошибки к среднему квадратическому отклонению гидрологического временного ряда [4].

Долгосрочный гидрологический прогноз считается оправдавшимся, если разность фактического и спрогнозированного значений исследуемой характеристики не превышает 0,674 среднего квадратического отклонения ее временного ряда [5]. В этом случае значение относительной ошибки прогноза должно быть не более 0,674. Успешный долгосрочный прогноз должен быть не хуже предсказания гидрологической характеристики по ее среднему значению.

Результаты прогнозирования стока р. Жайык каждого сезона представлены в таблице 1. Они, полученные по моделям, построенным с учетом его рядов соответственно одного, двух и трех предыдущих сезонов, обозначены цифрами 1, 2 и 3. Результаты прогнозов по среднему значению ряда приведены под цифрой 0. Относительные ошибки прогнозирования каждого сезона по указанным методикам суммированы в строке, озаглавленной S . В строке N приводится соответственно количество оправдавшихся по ним прогнозов.

Очень хорошими прогнозы получились соответственно на зиму и на лето по всем регрессионным методикам. Они оправдались в каждый год поверочного интервала. При этом количество оправдавшихся прогнозов оказалось больше, а сумма относительных ошибок прогнозирования меньше, чем по среднему значению соответствующего ряда. Весьма успешными следует считать прогнозы соответственно на зиму 2014 г., а также на лето 2012 и 2015 гг. Так на зиму 2014 г. успешно предсказан максимум стока, на лето 2012 и 2015 гг. правильно спрогнозированы значения, меньшие, чем средние его временного ряда.

Результаты прогнозов на осень по всем использованным методикам оказались примерно того же качества, что и по среднему значению ряда ее стока. По всем регрессионным методикам оправдалось соответственно по 4 прогноза – больше, чем по среднему значению, но и сумма относительных ошибок по каждой регрессионной методике также оказалась выше.

Прогнозы на весну по каждой из регрессионных моделей получились хуже, чем по среднему значению ряда. Однако, тут результаты прогнозов можно оценить, как удовлетворительные, поскольку они характеризуются довольно большим количеством верных предсказаний и небольшой суммой относительных ошибок.

Рис. 1. Колебания стока реки Жайык (Урал), п. Махабет в зимний (а), весенний (б), летний (в) и осенний (г) сезоны: 1 – временной ряд стока (пунктиром выделены 2011 – 2015 гг. на которые рассчитывались прогнозы), 2 – регрессионная модель

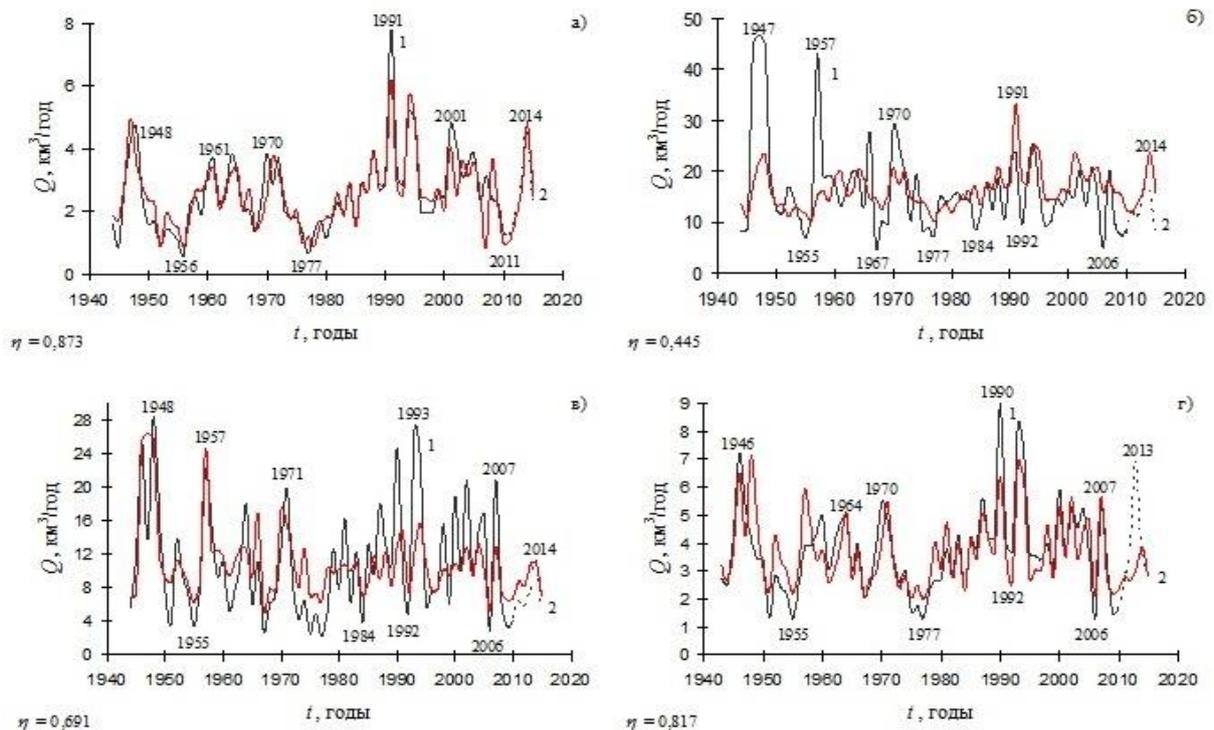


Таблица 1. Результаты прогнозирования стока р. Урал – пос. Махабет вперед на сезон

Год	Зима				Весна			
	0	1	2	3	0	1	2	3
2011	1,060	0,145	0,159	0,158	0,515	0,043	0,079	0,081
2012	0,558	0,078	0,047	0,047	0,606	0,355	0,374	0,372
2013	0,150	0,075	0,156	0,157	0,021	0,088	0,092	0,068
2014	1,885	0,047	0,531	0,529	0,007	0,843	0,811	0,745
2015	0,172	0,088	0,055	0,055	0,913	0,837	0,832	0,842
<i>S</i>	3,826	0,433	0,948	0,945	2,061	2,167	2,187	2,108
<i>N</i>	3	5	5	5	4	3	3	3
Год	Лето				Осень			
	0	1	2	3	0	1	2	3
2011	0,711	0,356	0,301	0,441	0,727	0,147	0,148	0,020
2012	0,799	0,379	0,359	0,433	0,086	0,738	0,736	0,788
2013	0,494	0,480	0,491	0,505	2,100	2,499	2,510	2,464
2014	0,072	0,067	0,067	0,059	0,095	0,155	0,156	0,560
2015	0,801	0,169	0,185	0,175	0,486	0,134	0,129	0,078
<i>S</i>	2,876	1,450	1,403	1,613	3,492	3,674	3,680	3,910
<i>N</i>	3	5	5	5	3	4	4	4

Значительная относительная ошибка прогнозирования на осень по регрессионным методикам получилась на 2013 г. Его максимум тут не был спрогнозирован, поскольку ему не предшествовали соответствующие экстремумы предыдущих сезонов. Возможно, регрессионная модель могла бы его предсказать, если помимо стока предыдущих сезонов, она бы учитывала за эти времена года ряды факторов, определяющих водный баланс рассматриваемого бассейна, такие как осадки и испарение.

По регрессионным методикам прогнозы стока р. Урал на зиму и на осень получились самыми лучшими по одному, на лето по двум, а на весну – по трем предыдущим сезонам. При этом, при равном числе оправдавшихся прогнозов по всем регрессионным схемам на лето и на весну сумма относительных ошибок соответственно лучших из них и по стоку одного предыдущего сезона различаются незначительно.

Таким образом, при разработке более сложных регрессионных моделей сезонного стока р. Урал, учитывающей ряды факторов, влияющих на водный баланс его бассейна в предыдущие времена года, для всех времен года вполне достаточно учитывать ряд стока за один предыдущий сезон.

Литература

1. Медеу А.А., Мальковский И.М. Толеубаева Л.С., Алимкулов С.К. Водная безопасность Республики Казахстан: проблемы устойчивого водообеспечения. Алматы: Нурай Принт Сервис, 2015. 582 с.
2. Романовский В. Математическая статистика. Москва–Ленинград: Объединенное научно-техническое издательство НКТП СССР, 1938. 528 с.
3. Бабкин В.И. Метод множественной линейной корреляции и его применение в гидрологических исследованиях // Сб. работ по гидрологии, Л.: Гидрометеиздат, 1970, №9, с. 29–39.
4. Бабкин А.В., Бабкин В.И., Мадиеков А.С., Мусакулкызы А., Чердниченко А.В. Закономерности месячных колебаний стока реки Или и его прогнозирование // Известия РАН. Серия географическая, 2020. т. 84. №3. С. 384–394
5. Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 419 с.

ДИСТАНЦИОННАЯ ДИАГНОСТИКА ОБРУШАЮЩИХСЯ ВОЛН В РАМКАХ ЛАБОРАТОРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Г.А. Байдаков, Н.С. Русаков, М.И. Вдовин, Д.А. Сергеев, Ю.И. Троицкая.

Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, Россия

REMOTE SENSING OF WAVE BREAKING IN THE LABORATORY MODELING

G.A. Baydakov, N.S. Rusakov, M.I. Vdovin, D.A. Sergeev, Yu.I. Troitskaya.

Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences, Nizhniy Novgorod, Russia

Представлены результаты лабораторного моделирования рассеяния свч-излучения водной поверхностью со сложной реологией, определяемой пеной и другими структурами, образующимися при обрушении волн.

The results of laboratory modeling of microwave radiation scattering by a water surface with a complex rheology determined by sea foam and other structures formed during wave breaking are presented.

Одной из важнейших задач мониторинга состояния Мирового океана и морского пограничного слоя атмосферы является восстановление скорости приземного ветра и его направления по данным активного дистанционного зондирования. В настоящее время широко используются геофизические модельные функции (ГМФ) – они представляют собой эмпирические связи между удельной эффективной площадью рассеяния (УЭПР) водной поверхности и восстанавливаемыми параметрами. Традиционно используемые ГМФ предназначены для устройств, работающих с согласованно поляризованным сигналом [1,2]. Однако в этом случае, несмотря на высокую интенсивность рассеянного сигнала, принимаемая мощность имеет тенденцию к насыщению с ростом скорости ветра, что делает невозможным восстановление этого параметра при больших скоростях. Эту проблему можно решить с помощью ортогонально поляризованного сигнала, который остается чувствительным к изменению скорости ветра в широком диапазоне ветров, включая ураганы [3,4]. Однако, в условиях высоких скоростей ветра, когда водная поверхность характеризуется сложной реологией (обрушение поверхностных волн, покрытие пеной, брызги, взвешенные пузырьки воздуха), физические механизмы, лежащие в основе процесса рассеяния СВЧ-сигнала недостаточно изучены.

Измерение параметров ветрового потока и волнения при сильном ветре в природных условиях технически сложны. Поэтому можно использовать условия лабораторного эксперимента, обеспечивающие высокую повторяемость и контролируемость условий измерений. Оптические методы при этом позволяют точно определить долю покрытия водной поверхности барашками. В настоящей работе проведено лабораторное моделирование микроволнового сигнала, рассеянного гребнем обрушающейся волны, с целью создания эмпирических и теоретических моделей, качественно и количественно описывающих свойства сигнала, рассеянного водной поверхностью.

Экспериментальные исследования рассеяния микроволнового излучения обрушающимися волнами проводились на Ветро-волновом канале (ВВК) ИПФ РАН. В начале канала размещен волнопродуктор, генерирующий цуг из трех волн частотой 1,04 Гц и длиной около 1 метра каждые 18 секунд. Непосредственно перед исследуемым участком была установлена подводная наклонная пластина, имитирующая выход на мелководье и обеспечивающие многократное обрушение волн в зоне радиолокационной засветки и оптических наблюдений.

Характеристики волнения в канале измерялись антенной из трех волнографов резистивного типа, расположенными в вершинах равностороннего со стороной 2,5 см, частота дискретизации данных составляла 200 Гц. Такая система позволяет восстанавливать пространственно-временные спектры поверхностных волн: от частоты волны, волнового числа и угла относительно направления ветра. Верхний предел спектра волновых чисел определяется расстоянием между волнографами в антенне и равен 1,25 рад/см.

Измерение параметров воздушного потока производилось градиентным методом. Для этого в рабочей секции производились измерения профилей скорости с помощью S-образной трубки Пито. Для определения параметров пограничного слоя атмосферы использовался

алгоритм, основанный на автомодельности профиля скорости в канале.

Микроволновые измерения проводились с помощью когерентного доплеровского скаттерометра X-диапазона с длиной волны 3,2 см с последовательным приемом линейных поляризаций. Антенна скаттерометра представляет собой пирамидальный рупор с квадратным сечением 224 мм x 224 мм и длиной 680 мм, который был оснащен разделителем ортогональных поляризаций (ОМТ) с разделением поляризаций более чем 40 дБ; ширина диаграммы направленности составляет 9 градусов. Абсолютное значение эффективной площади рассеяния (ЭПР) взволнованной поверхности воды на согласованных определялось путем сопоставления рассеянного сигнала с сигналом, отраженным от калибратора с известным значением ЭПР – металлического шарика диаметром 6 см. Для калибровки ортогональных поляризаций использовался вторичный калибратор в виде тонкой проволоки длиной 19,2 см, ориентированной под различными углами в плоскости, перпендикулярной излучению. Окно наблюдения в ветро-волновом канале имело размеры 40 см x 40 см, угол падения менялся от 30 до 50 градусов в направлении навстречу ветру, расстояние до середины области измерения составляло 3,15 м, крышка рабочей части была изготовлена из радиопрозрачного материала (полистирола) толщиной 11,2 мм. Микроволновые измерения производились на двух согласованных и двух ортогональных поляризациях (VV, HH, VH, HV).

Сопоставление спектрального распределения ветрового волнения по фазовым скоростям со спектральной плотностью мощности принятого радиолокационного сигнала, приведенной к доплеровской скорости рассеивателей (рис. 1), показало, что основной вклад в рассеяние вносят элементы, чья скорость существенно превышает не только скорость энергонесущих волн, но и коротковолновой ряби, генерируемой на склонах длинных волн. Был сделан вывод, что такими элементами могут быть только обрушающиеся гребни и образуемые ими барашки.

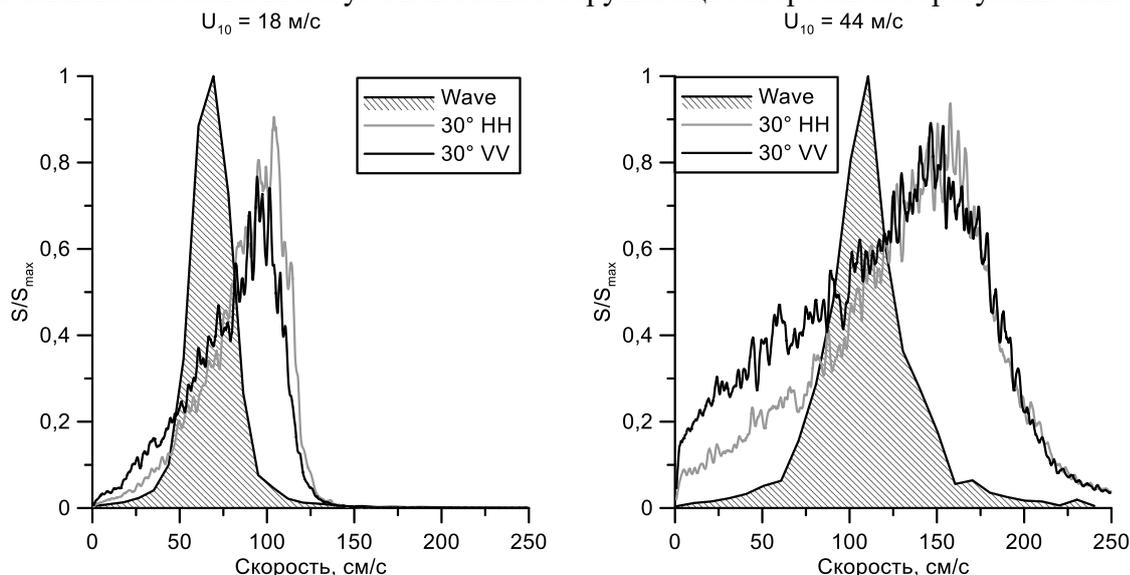


Рис. 1. Сопоставление спектров фазовой скорости волн (закрашенный график) и спектрального распределения принятого РЛ сигнала по скоростям рассеивателей для двух скоростей ветра: 18 м/с (слева) и 44 м/с (справа).

Было обнаружено, что при прохождении обрушающегося гребня волны на поверхности воды генерируются структуры, имеющие характерный размер порядка единиц сантиметров, а потому обладающие существенной ЭПР для используемой в эксперименте частоты излучения, что проявляется на спектрограмме в виде увеличения интенсивности компонент спектра. При сильном ветре, когда искусственная генерация волн происходит на фоне регулярно обрушающегося ветрового волнения, она оказывает меньшее влияние на рассеянный сигнал. При этом после прохождения через исследуемую область обрушающегося гребня длиной волны обратное рассеяние от водной поверхности уменьшается по сравнению с фоновым значением, наблюдаемым при хаотичном обрушении.

Совмещение временной зависимости мощности принятого сигнала и площади водной

поверхности, покрытой обрушениями, происходило с помощью корреляционного анализа и было подтверждено данными, полученными с волнографов, установленных перед наклонной пластиной, как в случае радиолокационных, так и оптических измерений. После проведения процедуры временного совмещения, были восстановлены зависимости мощности принятого сигнала от площади обрушений (рис. 2), продемонстрировавшие чувствительность сигнала на перекрестной поляризации к наличию обрушений на водной поверхности. Причём на более пологих углах эта чувствительность оказалась сильнее. На согласованных поляризациях зависимость не выявлена в силу высокого уровня сигнала от необрушающейся мелкой ряби по сравнению с сигналом от поверхности, покрытой обрушениями.

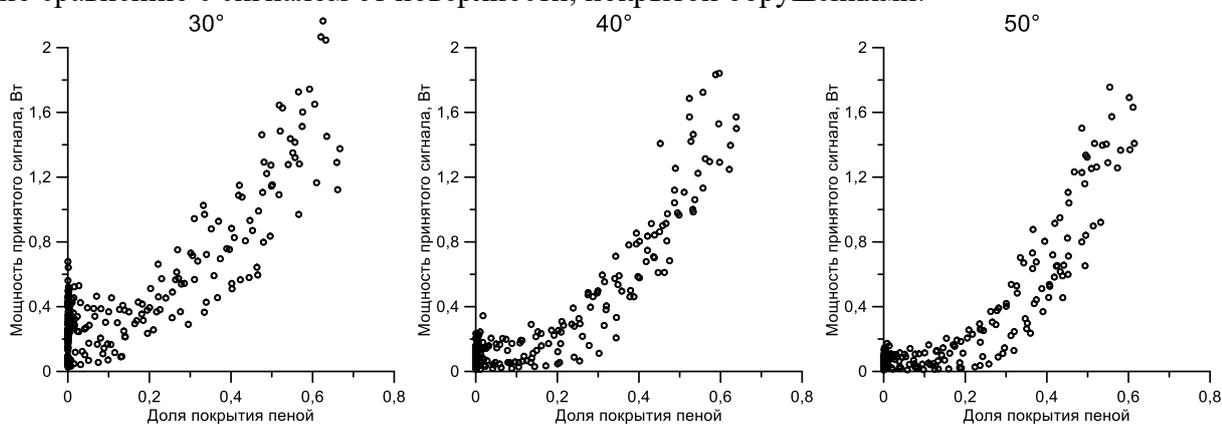


Рис. 2. Зависимость мощности принятого сигнала от площади покрытия водной поверхности обрушениями на ортогональной поляризации для трех углов падения: 30°, 40°, 50°.

Результаты получены с использованием оборудования Уникальной научной установки «Комплекс крупномасштабных геофизических стендов» ИПФ РАН (<http://www.ckprf.ru/usu/77738/>). Работа выполнена в рамках проекта РНФ № 21-17-00214.

Литература

1. P.W. Vachon and J. Wolfe, “C-band cross-polarization wind speed retrieval”, *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, vol.8, no.3, pp. 456–459, May 2011.
2. B. Zhang and W. Perrie, “Cross-polarized synthetic aperture radar: A new potential measurement technique for hurricanes”, *Bull. Am. Met. Soc.*, vol.93, no.4, pp. 531–541, Apr. 2012.
3. B. Zhang, W. Perrie, J.A. Zhang, E.W. Uhlhorn, and Y. He, “High-resolution hurricane vector winds from C-band dual-polarization SAR observations”, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 31(2), pp. 272–286, 2014.
4. F. Fois, P. Hoogeboom, F. Le Chevalier and A. Stoffelen, “An analytical model for the description of the full-polarimetric sea surface Doppler signature”, *J. Geophys. Res.*, vol. 120, pp.988– 1015, 2015

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДА ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ ДЛЯ ОПИСАНИЯ ОЗЁР КАСКАДА ПОТЕНЦИАЛЬНО ПРОРЫВООПАСНЫХ ЛЕДЯНОЕ-ЮЖНОЕ-СТАНЦИОННОЕ ВБЛИЗИ СТАНЦИИ НОВОЛАЗАРЕВСКАЯ, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА

М. Д. Банадысева¹, А.М. Малышева¹, М.П. Кашкевич¹, Н.Е. Романова²

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

² ООО «Геофизпоиск», Санкт-Петербург, Россия

USAGE GROUND PENETRATING RADAR METHOD FOR DESCRIPTION CASCADE OF HAZARDOUS LAKES LEDIANOE-YUZHNOIE-STANTSIONOIE NEAR NOVOLAZAREVSKAYA STATION, EASTERN ANTARCTICA

M.D. Banadyseva¹, A.M. Malysheva¹, M.P. Kashkevich¹, N.E. Romanova²

¹ Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

² LLC "Geophyspoisk", St. Petersburg, Russia

Изучается каскад озёр около станции Новолазаревская, Восточная Антарктида. Были построены схемы изолиний поверхностей снега, льда, скального основания. Рассмотрена методика обработки данных и представления их в графическом виде.

A cascade of lakes near Novolazarevskaya station, East Antarctica is being studied. Schemes of isolines of snow, ice, and rocky surfaces were constructed. The technique of data processing and their presentation in graphical form is considered.

Введение

Подлёдные озёра, испытывающие тенденции к резкой разгрузке водных масс являются предметом исследования уже продолжительное время. Интерес обусловлен тем, что в ряде случаев прорыв озера может привести к разрушению существующей инфраструктуры. В 2017 году прорыв внутриледникового водоема на леднике Долк привёл к образованию обширной депрессии. А это, свою очередь, привело к разрушению части трассы, соединяющей станции Прогресс (Россия) и Зонгшан (Китай) с пунктом формирования санно-гусеничных походов во внутренние районы континента, а также с аэродромом [1] [2].

В 2021 году было выполнено георадарное профилирование на посадочной площадке станции Новолазаревская, озёрах и ледниках оазиса Ширмахера (восточная Антарктида), а также на участке трассы следования санно-гусеничного похода. Одной из задач этих исследований является изучение строения каскада озёр.

Актуальность работы связана с тем, что явление прорывных озёр является катастрофическим и достаточное близкое расположение такого объекта к станции может нести опасность, кроме того, по одному из гротов, разделяющих озёра, проходит трасса следования санно-гусеничного пути [3]. Таким образом, изучение этого района своевременно и важно. Основой выводов являются схемы мощности озёрного льда, глубин озёр, а также придонной части, полученные в ходе обработки геофизических данных. В дальнейшем это будет одной из составляющих для моделирования прорыва гротов и размыва дороги.

Методика проведения полевых работ

Работы в оазисе представляли собой георадарную съёмку, шнековое бурение для заверки геофизических данных и тахеометрическую съёмку поверхности участка (рис. 1). Также были проведены георадарные исследования по методике общей глубинной точки (ОГТ) для определения кинематических характеристик ледника. Съёмка была проведена по всему каскаду озёр Ледяное-Южное-Станционное. Съёмка на участке выполнялась георадаром ОКО-2 (ООО "Логистические системы", Россия) с экранированными антеннами АБ-150 и АБ-400 с частотами 150 МГц и 400 МГц соответственно. Георадарное профилирование осуществлялось по сети маршрутов, располагающихся в крест простирающихся изучаемых структур. В соответствии с общепринятой методикой также выполнялась съёмка по секущим маршрутам для взаимной увязки данных. Работы выполнялись пешим ходом, для повышения точности привязки и определения расстояний использовался одомер. Схема расположения представлена на рис. 1.

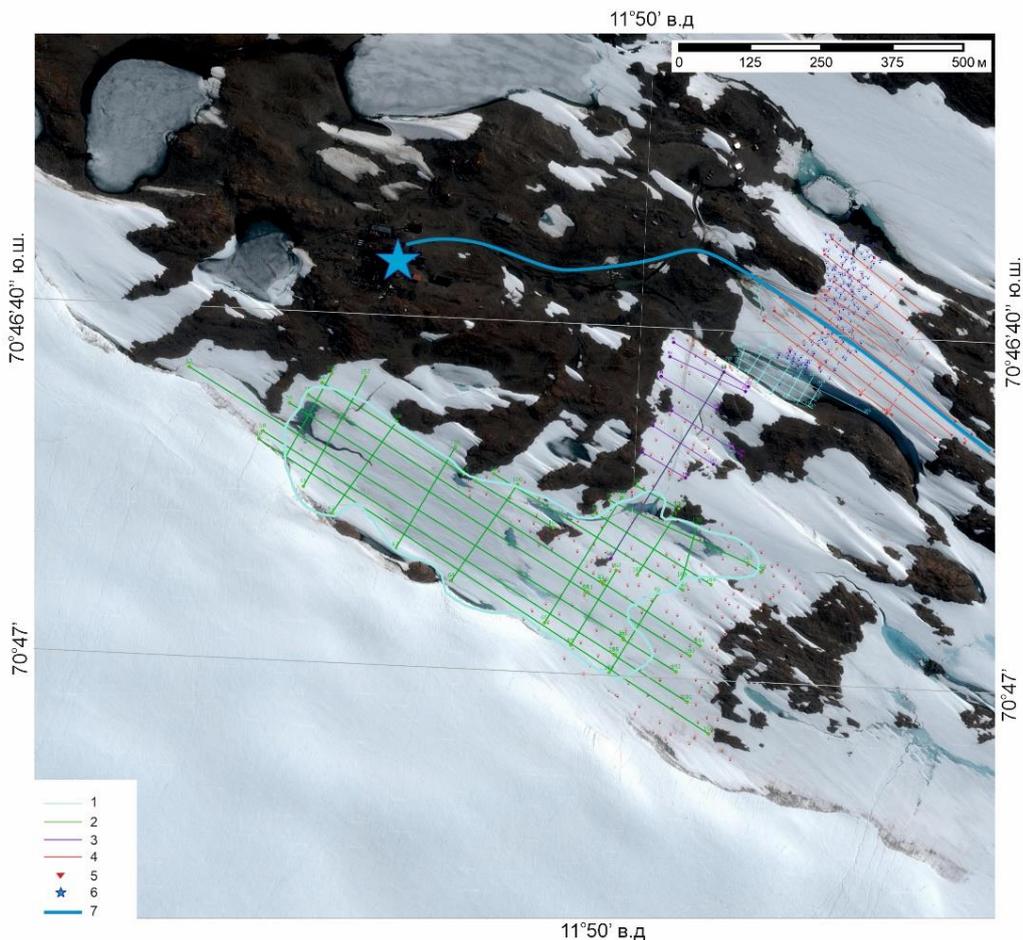


Рис. 1. Схема расположения работ на каскаде озёр: 1 - береговая линия озёр; 2 - георадарные маршруты оз. Ледяное; 3 - георадарные маршруты по малому гроту, 4 - георадарные маршруты по большому гроту; 5 - точки тахеометрической съёмки; 6 - станция Новолазаревская; 7 - санно-гусеничный поход.

Методика обработки данных

Процесс с момента получения данных до создания комплекта схем можно разделить на несколько этапов. Первый включает в себя первичную оценку качества данных, выбор профиля усиления, ввод топографии (привязка профилей и ввод рельефа), определение отражающих границ. По ним были проведены полигоны и назначены диэлектрические проницаемости для каждого из них. Для снега 2, льда 3.17, воды 85 [4]. После этого был произведен перевод временного разреза в глубинный. Один из временных георадарных разрезов, в качестве примера, приведен на рис. 2. В конце по разрезу размечаются границы раздела сред и собираются в таблицы для дальнейшей работы.

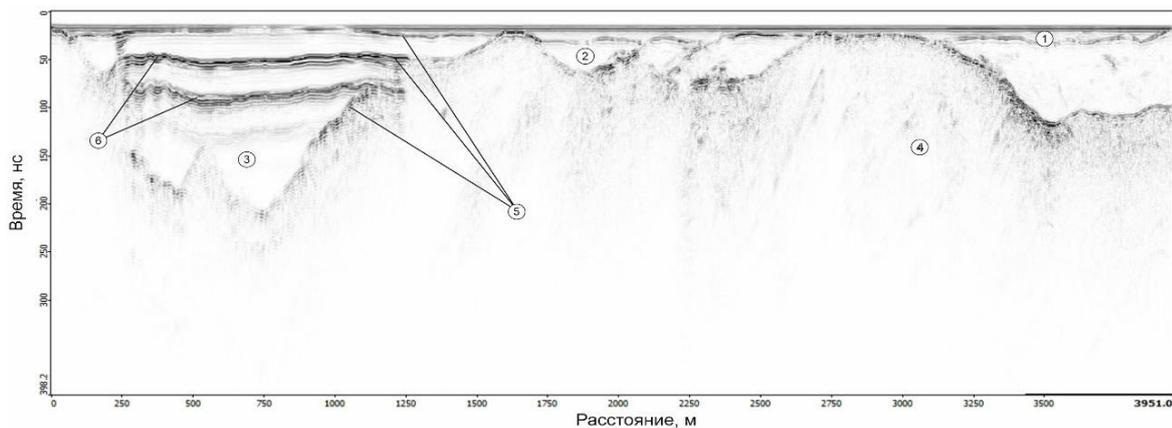


Рис. 1. Временной георадарный разрез. 1 – снег; 2 – лед; 3 – вода; 4 – скальный фундамент; 5 – отражения от границ разных сред; 6 – кратные волны.

Для составления схем по геофизическим данным используется стандартная методика гридирования. Для этого использовалась программа Surfer (Golden Software Inc, USA)

Основные результаты работ

Обработана только часть каскада, включающая в себя грот между Ледяным и Южным озёрами, озеро Южное, грот между Южным и Станционным озёрами и южное побережье озера Станционное.

В результате получен комплект схематических карт изолиний, на которых отображены абсолютные отметки рельефа, подошвы снега. Представлен один из полученных результатов – схема рельефа исследуемого участка (рис.3).

Рельеф каскада характеризуется поднятиями, разделенными впадинами. Понижения рельефа соответствуют местоположениям озёр Южное и Станционное, высокий градиент изменения высотных отметок соответствует бортам озёр. Также на кровле грота между Южным и Станционным озёрами наблюдается слабое протяженное понижение рельефа, которое связано с трассой, соединяющей станцию Новолазаревская с аэродромом. Массив имеет северное, северо-западное направление падения.

Средняя мощность снежного покрова по всему массиву составляет 3м.

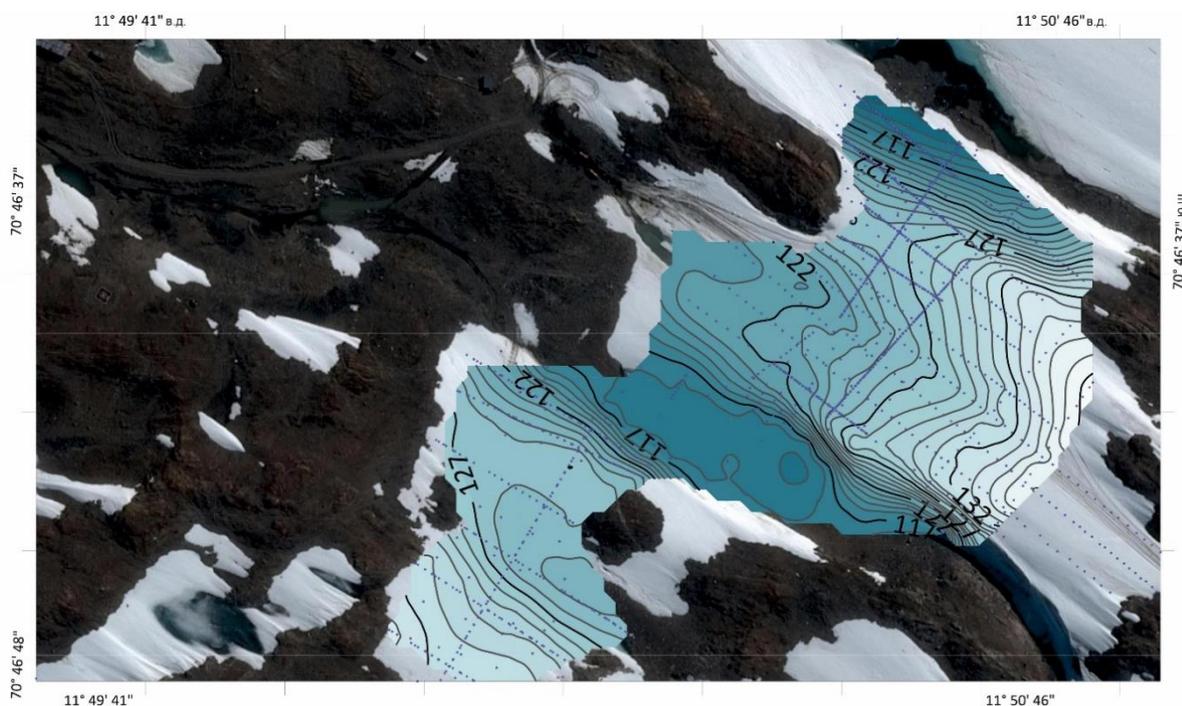


Рис. 3. Схема изолиний рельефа каскада.

Авторы благодарят своих коллег: Попова С.В. и Боронину А.С. за помощь в выполнении полевых работ, а также критические замечания по тексту статьи. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №20-05-00343 «Выявление особенностей протекания процесса прорывов озёр оазисов Антарктиды на основе данных полевых исследований и математического моделирования».

Литература

- [1] – Боронина А.С. Крупные прорывы озёр антарктических оазисов: обобщение современных знаний // Лёд и Снег, 2022, Т. 62, № 1, С. 141–160.
- [2] – Попов С.В., Боронина А.С., Пряхина Г.В., Григорьева С.Д., Суханова А.А., Тюрин С.В. Прорывы ледниковых и подледниковых озёр в районе холмов Ларсеманн (Восточная Антарктида), в 2017-2018 гг. // Геориск, 2018, Т. XII, №3, С. 56–67.

[3] – Попов С.В., Кашкевич М.П., Боронина А.С. Комплексные инженерные изыскания в оазисе Ширмахера (Земля Королевы Мод, Восточная Антарктида) в сезон 67-й РАЭ // Российские полярные исследования, 2022, №1(47), С. 12–16.

[4] – Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. Москва: Научный мир, 2006, 392 с.

ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ РЕКИ ВАРЗУГА. ОЦЕНКА ИХ РИСКА И НЕГАТИВНЫХ ПОСЛЕДСТВИЙ

Банщикова Л.С.¹, Сумачев А.Э., Бирюкова В.А.³ Канашин С.А.¹

Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия,

2 Санкт-Петербургский университет, Санкт-Петербург, Россия,

3 - ФГБУ "Мурманское УГМС", Мурманск, Россия

THE ICE REGIME OF THE VARZUGA RIVER. ASSESSMENT OF RISK AND NEGATIVE CONSEQUENCES

Banshchikova L.S.¹, Sumachev A.E.², Biryukova V.A.³ Kanashin S.A.¹

1-State Hydrological Institute, Saint Petersburg, Russia,

2-Saint Petersburg University, Saint Petersburg, Russia,

3-Federal State Budgetary Institution "Murmansk UGMS", Murmansk, Russia

В статье рассматриваются особенности ледового режима реки Варзуга за многолетний период с 1936 по 2022 год, причины образования ледяных заторов на реке Варзуга. Выполнен анализ параметров каждой из фаз ледового режима, уровенных характеристик, сроков наступления и их продолжительности. Произведена оценка рисков и влияние на безопасность хозяйственной деятельности.

The article discusses the features of the ice regime of the Varzuga River for a long-term period from 1936 to 2022. The analysis of the parameters of each of the phases of the ice regime, level characteristics, timing of onset and their duration is carried out. The assessment of their risks and the impact on the safety of economic activity has been made.

Гидрологический режим реки Варзуга во многом определяет жизнедеятельность всего одноимённого села, расположенному на обоих берегах. В условиях отсутствия моста, связь правого и левого берегов, в том числе доставка продуктов, медицинская помощь, перевозка детей в школу и детский сад осуществляется исключительно по реке. Перевоз в летний период происходит как на частных лодках, так и с использованием организованной лодочной переправы. В период ледостава - по льду пешком, без организации так называемого «зимника».

Транспортная доступность внутри поселения является одной из ключевых задач при планировании социально-экономического развития территорий.

Учитывая, что на реках Кольского полуострова, в том числе и р. Варзуга, период ледовых явлений длится больше 8 месяцев, недоучет влияние ледового режима на безопасность населения и хозяйства может привести к возникновению опасных гидрологических явлений и возникновению негативных последствий.

Анализ ледовых явлений, их повторяемости, продолжительности и уровенных характеристик позволяют не только эффективно прогнозировать вероятность возникновения опасных ледовых явлений и значений уровней воды, но и предусматривать эффективные мероприятия по снижению риска от них, осуществлять плановую хозяйственную деятельность.

В ледовом режиме можно выделить три основных фазы: образование ледового покрова, ледостав, разрушение ледового покрова. При этом сам факт возникновения того или иного ледового явления еще не означает формирование опасного явления, именно сочетание условий метеорологических, гидрологического, ледового режима, русловых процессов, антропогенной нагрузки на участок реки определяет риск возникновения опасного гидрологического явления.

На реке Варзуга к опасным гидрологическим явлениям могут быть отнесены продолжительный период образования внутриводного льда и шуги, длительный осенний шугоход, зажоры льда, поздние даты установления ледостава, локальные особенности толщины, структуры и прочности льда в период ледостава, продолжительность и интенсивность ледохода, заторы, позднее вскрытие и очищение ото льда. [4].

Важной характеристикой начала ледовых явлений являются даты и виды ледовых явлений, наблюдаемых до ледостава (рис. 1). Как правило, на реке Варзуга появление неустойчивых ледовых явлений, таких как сало и забереги, носит кратковременный характер, в 64 случаях из 100 лет устойчивые ледовые явления начинаются с образования шуги – рыхлых скоплений внутриводного и донного льда, ледяного сала и снежуры.



Рис. 1. Осенние ледовые явления, р. Варзуга – п. Варзуга

Несмотря на то, что сроки появления ледовых явлений значительно изменились за многолетний период, в среднем они наблюдаются с третьей декады октября до первой декады ноября, переходный период от шугохода до устойчивого ледостава значительно увеличился (рисунок 2)

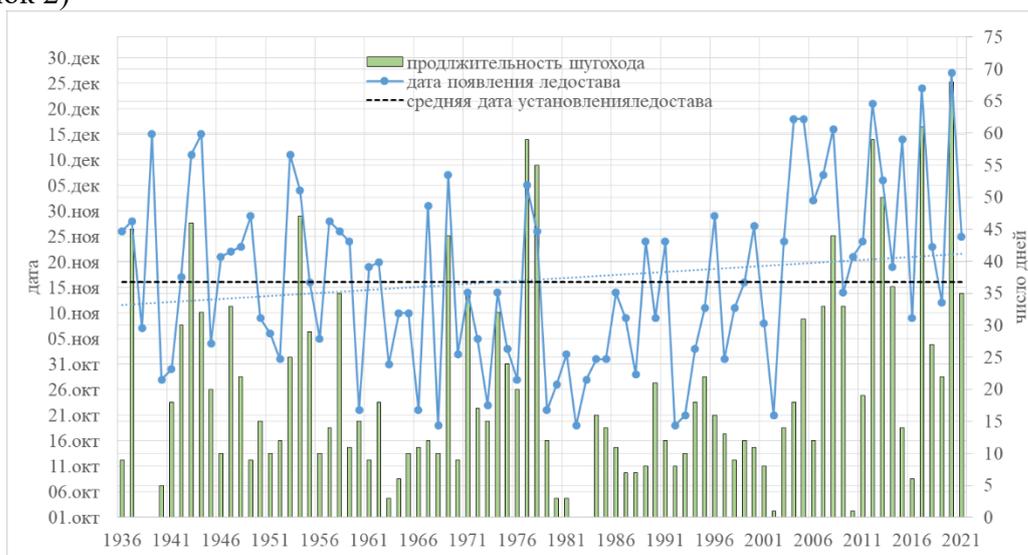


Рис.2. Зимние ледовые явления, р. Варзуга – с. Варзуга

Шугоход формируется ежегодно, его продолжительность значительно возросла и составляет более 10 суток, Максимальный шугоходный уровень также имеет тренд к увеличению. При шугоходе часто в ледовое тело вовлекаются как поднятые со дна окатанный материал различного размера, так и бревна с берегов (карча) с пляжей, расположенных выше по течению

При интенсивном шугоходе возможность переправы на традиционных плавсредствах исключена.

В зависимости от количества, шуга может как просто перемещаться вниз по течению или останавливаться в русле, тем самым формируя зажоры льда [1]. Повторяемость зажоров за период с 1936 по 2022 год составляет 63%, при этом с 2003 г. зажоры льда наблюдаются практически ежегодно [1]. Эти изменения можно объяснить, как естественными причинами, связанными с изменениями метеорологических факторов, которые влияют на продолжительность периода осеннего ледохода и шугохода, так и более поздним

установлением ледостава. Возросла и продолжительность зажорных явлений, в среднем она составляет 2 - 3 месяца, но в отдельные годы они наблюдаются в течение всей зимы.

Вслед за шугоходом формируется ледостав. Следует отметить, что в последние годы наблюдается несплошной ледостав, с большим количеством шуги под нижней кромкой льда, при этом долгое время остаются закраины, а на определённых участках и полыньи. Это связано, в том числе, с изменением среднемесячных температур воздуха в зимние месяцы и большим числом оттепелей. Такая неоднородная структура льда более устойчива, и разрушение, под воздействием как несущей силы потока, так и под действием теплового фактора происходит медленнее.

Ледостав формируется позже (рисунок 2) среднееголетней даты – 15 ноября, в третьей декаде ноября - первой декаде декабря.

В период ледостава происходит нарастание льда - анализ данных за многолетний период показал, что максимальная толщина льда за многолетний период практически не изменилась - в среднем 60 см, достигая своего максимума к апрелю.

Весенние ледовые явления начинаются с закраин, а через несколько дней под действием теплового фактора и несущей силы потока происходит разрушение льда и начинается ледоход. Важной характеристикой ледохода является дата его наступления, продолжительность, интенсивность и уровень, при котором происходит ледоход, а также тип ледохода. На графике (рисунок 3) видна тенденция к более раннему началу ледохода, в среднем она сместилась на 10 дней за многолетний период. При этом наблюдаются отрицательные ночные температуры, что может привести как к смерзанию льдин, временной приостановке ледохода, так и к формированию мощных заторов льда.

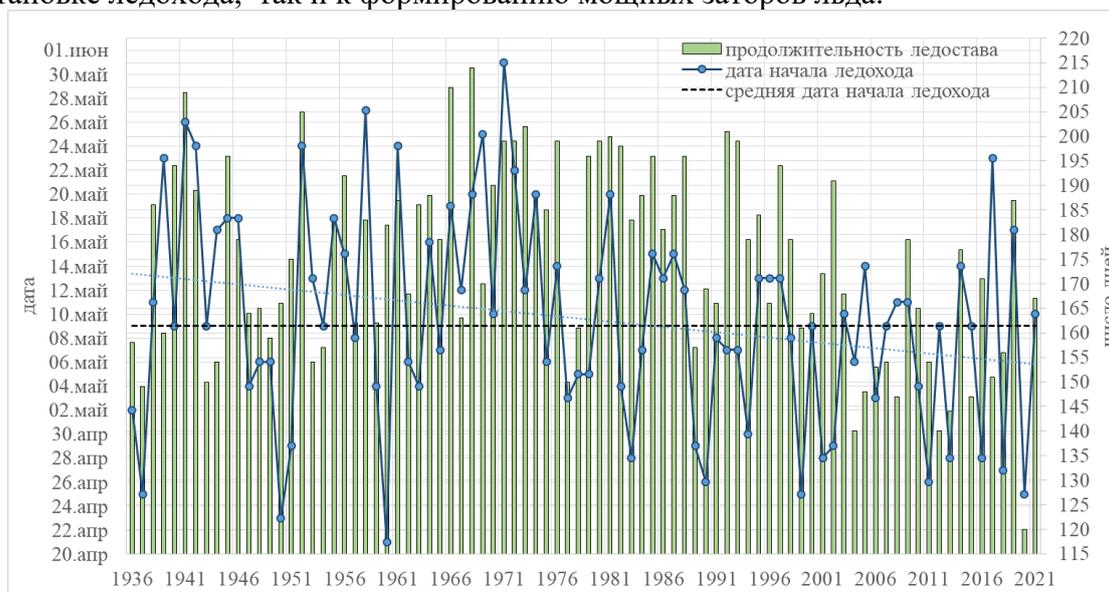


Рис. 3. Весенние ледовые явления, р. Варзуга – с. Варзуга

За многолетний период с 1936 по 2022 год заторы льда наблюдались 40 раз, причем в отдельные годы —дважды за период ледовых явлений, к примеру, в 1987 и 2013 гг., общая повторяемость заторов льда составляет 46%

При этом уровни воды, при которых происходит формирование заторов льда, также имеют тренд к увеличению.

Анализ ледового режима реки Варзуга за многолетний период показал, что каждая из фаз ледового режима может привести к возникновению опасных гидрологических явлений.

Одна из ключевых проблем — это отсутствие транспортной доступности в переходные периоды, когда на реке наблюдается шугоход или несплошной ледостав (рис 4). Ежегодная организация зимника, как к примеру, происходит на р. Северная Двина, не только нерационально, но может иметь и отрицательный эффект, в период весеннего ледохода укрепленная ледовая переправа может послужить дополнительным фактором, усложняющим формирование заторов льда ниже по течению, что может привести к затоплению части села.



Рис. 4. Р Варзуга – с. Варзуга, зимняя переправа [5]

Для снижения вероятности возникновения ОГЛЯ и их негативных последствий на р. Варзуга, в первую очередь следует осуществлять мониторинг ледовой обстановки как выше, так и ниже по течению, вплоть до устьевых участка реки. Прогнозирование сроков наступления различных фаз ледового режима позволит эффективно планировать логистику, а также выполнять превентивные мероприятия для разрушения ледовых заторов и зажоров льда силами МЧС, исключив при этом производство взрывных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Банщикова Л. С., Банщиков А. А., Сумачев А. Э. Распространение зажоров и заторов льда на реке Варзуга //Экологические проблемы северных регионов и пути их решения. – 2019. – С. 102-104.
2. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. 1935-2020 гг. Т. 1. Вып. 5. Ч. 1. Бассейн рек Балтийского моря, Ладожского и Онежского озер.
3. Каталог заторных и зажорных участков рек СССР. Л.: Гидрометиздат. 1976. Т. 1. 260 с.
4. Козлов Д. В. и др. Опасные ледовые явления на реках и водохранилищах России. – 2015.
5. Сайт МЧС России. Главное управление по Мурманской области <https://51.mchs.gov.ru/deyatelnost/stranicy-s-glavnoy/press-sluzhba/novosti/4739918>

МНОГОЛЕТНЯЯ ДИНАМИКА СТОКА РЕК КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА В БАРЕНЦЕВО МОРЕ.

Бирюкова В.А.¹, Третьяков М.В.², Румянцев В.А.³

¹ ФГБУ «Мурманское управление гидрометеорологической службы», Мурманск, Россия,

² ФГБУ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт», Санкт-Петербург, Россия,

³ Институт озераедения Российской Академии наук, Санкт-Петербург, Россия

LONG-TERM DYNAMICS OF THE FLOW OF RIVERS OF THE KOLA PENINSULA INTO THE BARENTS SEA.

Biryukova V.A. ¹, Tretyakov M.V. ², Rummyantsev V.A. ³

¹ Federal State Budgetary Institution "Murmansk UGMS", Murmansk, Russia

² Federal State Budgetary Institution "Arctic and Antarctic Research Institute", Saint-Petersburg, Russia,

³ Institute of Lake Science of the Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russia

Проведена оценка многолетнего притока речных вод Кольского полуострова в Баренцево море, рассмотрено влияние климатических изменений на сток рек. Выявлено, что суммарный приток имеет положительный статистически значимый тренд, который хорошо коррелирует с динамикой среднемесячных температур воздуха за многолетний период.

An assessment of the long-term inflow of river waters from the Kola Peninsula into the Barents Sea was carried out, and the impact of climate change on river flow was considered. It was revealed that the total inflow has a positive significant trend, which correlates well with the dynamics of average monthly air temperatures over a long-term period.

Введение

Мурманская область является одним из наиболее обеспеченных водными ресурсами регионов России. Все реки относятся к категории малых и средних, с площадью водосбора до 21500 км². Реки северной части Кольского полуострова относятся к бассейну Баренцева моря, на наиболее крупных из них - Тулома, Териберка, Воронья расположен самый мощный в Заполярье каскад Туломских и Серебрянских ГЭС [2]. Анализ изменения стока рек бассейна Баренцева моря необходим для решения значительного числа задач: для совершенствования методик прогнозирования, в том числе прогноза притока воды в водохранилища, дальнейшего изучения влияния речного стока на прибрежную часть Баренцева моря, ее температурный режим и биоразнообразие. В то же время есть возможность рассмотреть отдельно факторы, влияющие на изменение годового стока. При включении в анализ сведений о рельефе, почвогрунтах, растительности, озерности и заболоченности водосбора реки, будет получено комплексное исследование влияния ландшафтно-экологических условий на малые и средние реки.[3]

Для оценки многолетней динамики речного стока были собраны данные о среднемесячных и годовых расходах воды по 2020 год на 16 реках северной части Кольского полуострова, на которых расположены как действующие гидрологические посты, так и закрытые. (Рис.1)

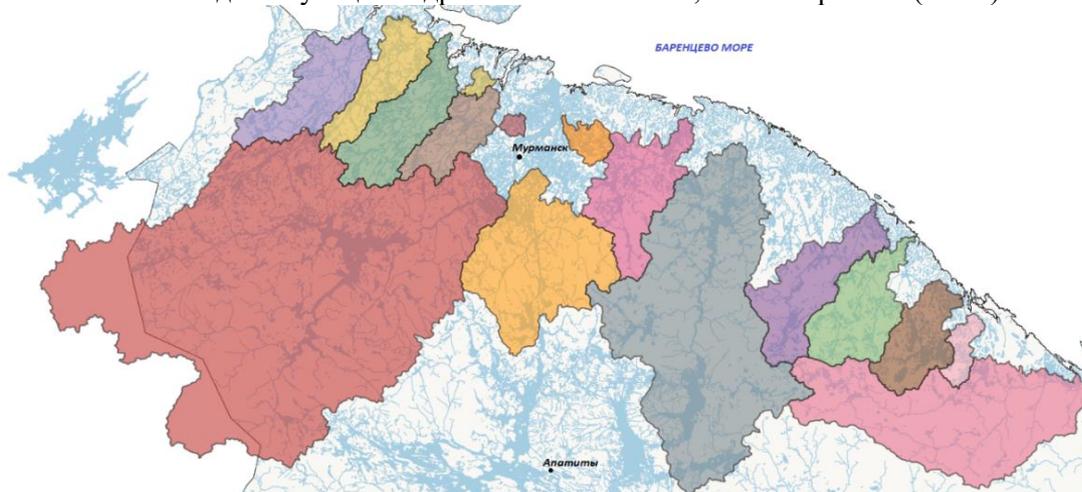


Рис. 1. Водосборные бассейны 16 рек, впадающих в Баренцево море.

Материалы и методы.

Для анализа изменчивости речного стока использовались ряды среднегодовых расходов воды по 16 постам, а также ряды среднемесячных и годовых температур по 5 метеостанциям за период 1956–2020.

Восстановление, продление и анализ стоковых рядов, производились с помощью лицензионной программы «HydroStatCalc» (А.В. Кокорев (Валдайский филиал ФБГУ «ГГИ»), А. В. Рождественский, А. Г. Лобанова, ФГБУ «ГГИ»). На первом этапе проводился предварительный анализ исходных данных, проверка на случайность, проверка на однородность. На втором этапе проводилась оценка продленных рядов с помощью разностно-интегральных кривых.[4] Ряды данных по стоку и температуре воздуха были предоставлены ФГБУ «Мурманское УГМС».

Многолетняя динамика стока рек в Баренцево море.

Речной сток в Баренцево море невелик по отношению к объему моря. На северное побережье Норвегии и берег Кольского полуострова приходится порядка 10 % речного стока, поступающего в Баренцево море.[1]

Средний многолетний приток речных вод в Баренцево море за 1956–2020 гг. составил 21,8 км³/год. На настоящий момент основная доля стока в Баренцево море (54%) приходится на зарегулированные реки, 46 % на реки естественного режима.

За многолетний период постепенно изменялись доли стока зарегулированных и незарегулированных рек. Нижнетуломская ГЭС была введена в эксплуатацию в 1938 году [5] и была единственной зарегулированной рекой бассейна Баренцева моря до 1970 года, когда были запущены агрегаты у Серебрянской ГЭС I, в 1984 году у Верхнетериберской ГЭС. С 1956 по 1970 год доля стока естественных рек составляла в среднем 67%, в 1980-х уменьшилась до 58%, к 2000-м достигла примерно 52 %. Доля водосборной площади р.Тулома составляет порядка 40 % всей водосборной площади анализируемых рек. Второй по величине водосборной площади (17%), а также объему стоку является р.Воронья, соединяющая бассейн оз.Ловозера с Баренцевым морем.

По результатам анализа отмечен значимый положительный линейный тренд притока речных вод в море. (Рис. 2). В среднем приток увеличивается на 0,05 км³ в год. Анализ разностно-интегральной кривой суммарного притока речных вод выделил маловодный 1956–1980 и многоводный 1981–2020 периоды. В исследуемый период наибольший приток воды в Баренцево море наблюдался в 2000 г. (30,8 км³/год), в 1960 г. приток речных вод в море был наименьшим (11,7 км³/год)

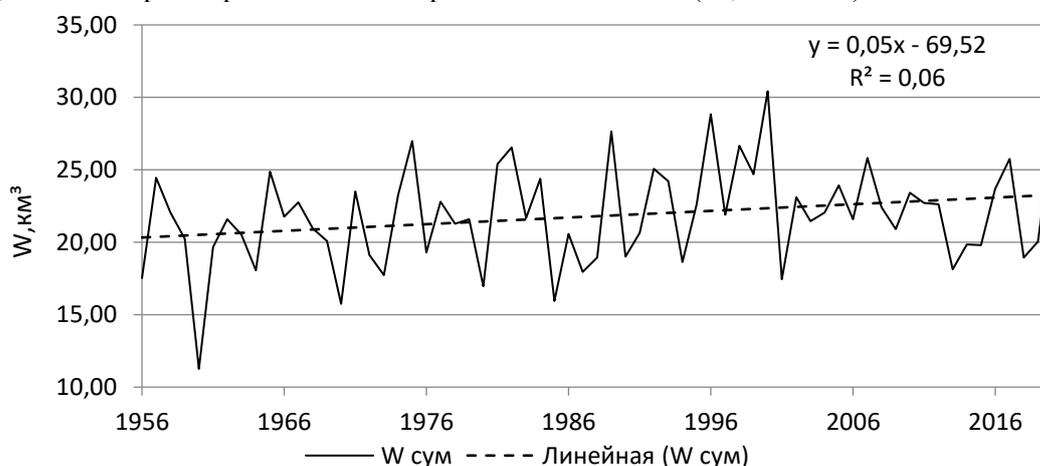


Рис.2 График многолетней изменчивости многолетнего притока рек в Баренцево море за 1956–2020 годы.

Изменения стока рек происходят на фоне существенных климатических изменений. Линейные тренды аномалий годовой температуры воздуха на водосборном бассейне Баренцева моря показывают, что за период 1956–2020 гг. при уровне значимости 5% имеет место положительный статистически значимый линейный тренд.

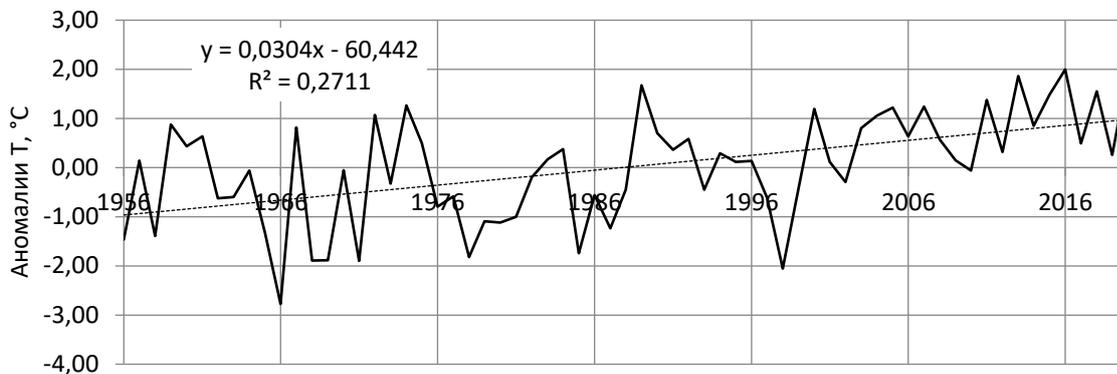


Рис.3 График изменчивости аномалий среднегодовой температуры воздуха за период 1956-2020 гг.

Для изучения многолетней динамики суммарного стока зарегулированных и незарегулированных рек, были исследованы аналогичные период 1956–1980 и 1981–2020 гг.

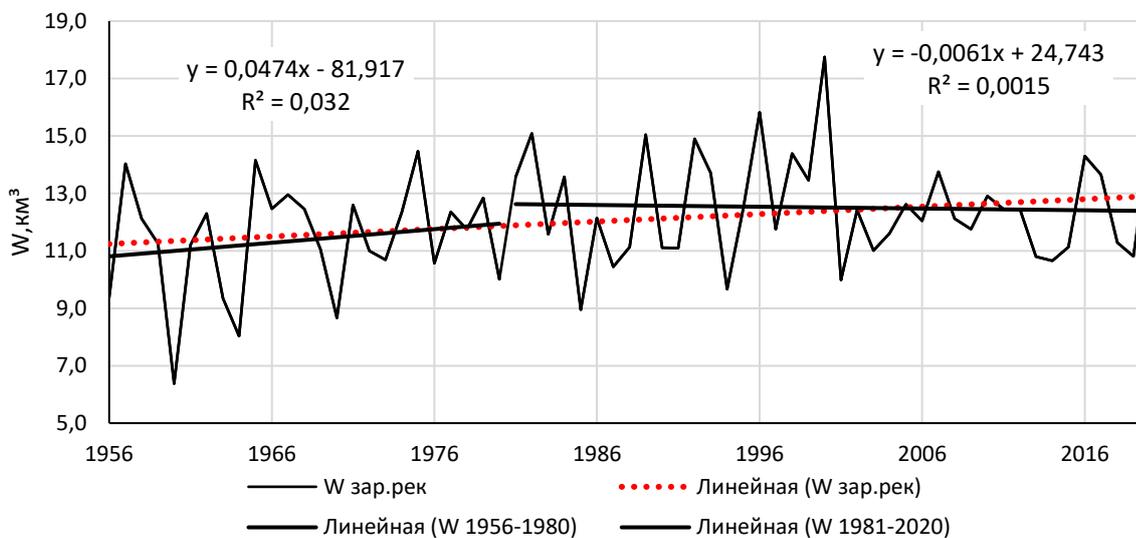


Рис.4 График колебаний суммарного притока зарегулированных рек с 1956–2020 гг.

Изменение среднего годового суммарного притока зарегулированных рек в Баренцево море и стока отдельных рек за период 1981–2020 гг., по отношению к предшествующему периоду показано в таблице 1. Анализ многолетних изменений суммарного стока зарегулированных рек за полный период показывает наличие значимого положительного тренда. Увеличение речного притока за период 1981–2020 по отношению с периодом 1956–1980 гг. в среднем составляет 9%. Тренды изменения стока внутри периодов 1956-1980 и 1981-2020 являются незначимыми.

Таблица 1. Значения уклонов, а также показатель изменения среднего годового притока зарегулированных рек в Баренцево море за период 1981-2020 гг. по сравнению с периодом 1956-1980 гг.

Река	Уклон линейного тренда, км3/год*			Средний сток, км3/год			Изменение притока 1981–2020 по отношению 1956–1980 гг. (в %)
	1956–2020	1956–1980	1981–2020	1956–2020	1956–1980	1981–2020	
Тулома	0,0215	0,0495	-0,007	7,6	7,0	8,0	12
Воронья	0,0036	-0,0048	0,001	3,4	3,3	3,5	5
Териберка	0,0009	0,0059	-0,0001	1,1	1,0	1,1	3
Сум.приток	0,0260	0,0474	-0,0061	12,1	11,4	12,5	9

* - значимые уклоны выделены жирным шрифтом

Можно отметить, что значимый тренд среднегогодового притока наблюдается на р.Тулома, за счет роста максимальных расходов воды в период половодья.

Изменения стока незарегулированных рек, обладают незначимым положительным трендом, как за полный период, так и за периоды 1956–1980 и 1981–2020 гг. (Рис.4). Относительная величина изменения притока рек с естественным режимом за период 1956–1980 от периода 1981–2020 гг. растет в широтном направлении. Максимальные изменения наблюдаются у рек, находящихся на северо-востоке Мурманской области (Варзина, Иоканьга и Дроздовка), при этом многолетние изменения стока рек Иоканьга и Дроздовка имеет значимый положительный тренд. (Табл.2)

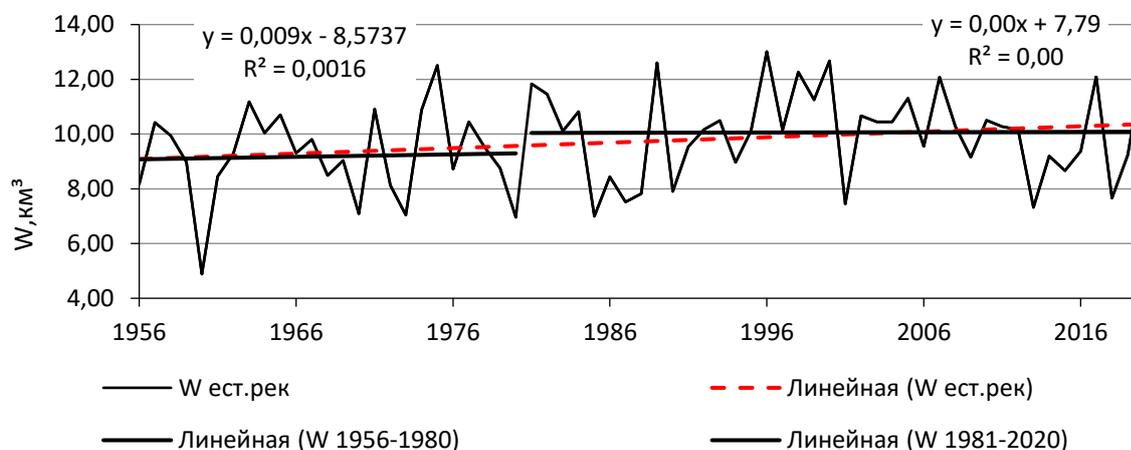


Рис. 5 График колебаний суммарного притока рек с естественным режимом с 1956-2020 гг.

В целом, можно отметить, что ситуация для зарегулированных рек и рек естественного режима примерно одинакова. Сток зарегулированных рек и рек естественного режима за период 1980–2020 вырос на 9 % по сравнению с предшествующим периодом.

Таблица 2. Значения уклонов, а также показатель изменения среднего годового притока незарегулированных рек в Баренцево море за период 1981–2020 гг. по сравнению с периодом 1956–1980 гг.

Река	Уклон линейного тренда, км³/год*			Средний сток, км³/год			Изменение притока 1981–2020 по отношению 1956–1980 гг. (в %)
	1956–2020	1956–1980	1981–2020	1956–2020	1956–1980	1981–2020	
Печенга	0,00081	0,00020	0,00039	0,76	0,74	0,77	4
Титовка	0,00068	0,00146	0,00022	0,47	0,46	0,48	5
З.Лица	0,00046	0,00195	-0,00062	0,74	0,72	0,75	3
Урица	0,00004	0,00012	-0,00005	0,06	0,06	0,06	3
Ура	0,00036	0,00155	-0,00005	0,48	0,47	0,49	3
Кулонга	0,00001	0,00008	-0,00001	0,05	0,05	0,05	1
Кола	0,00263	0,00575	-0,00183	1,49	1,42	1,54	8
Б.Тюва	0,00000	-0,00345	-0,00002	0,23	0,23	0,23	1
Харловка	0,00289	-0,00065	0,00047	1,18	1,10	1,23	11
В.Лица	0,00233	-0,00155	0,00040	1,03	0,97	1,07	10
Варзина	0,00164	-0,00075	0,00027	0,58	0,53	0,61	12
Дроздовка	0,00104	0,00115	0,00067	0,26	0,23	0,27	14
Иоканьга	0,00707	0,00061	0,00163	2,39	2,21	2,51	12
Сум.сток	0,01995	0,00902	0,00114	9,73	9,19	10,06	9

* - значимые уклоны выделены жирным шрифтом

Заключение

Анализ многолетних изменений речного стока в Баренцево море показал наличие значимого тренда на увеличение годового стока, что, в целом, соответствует изменениям температуры воздуха. Исследование трендов изменения многолетнего притока по отдельным рекам показал отсутствие

значимых трендов, за исключением рек Тулома, Дроздовка, Иоканьга. Зарегулированность рек не вносит существенного вклада в тенденции многолетних изменений. По результатам анализа можно отметить, что для большинства рек многолетние колебания среднегодового стока носят циклический характер, связанный, видимо, с естественными природными процессами. В дальнейшем анализ стока рек необходимо проводить в сопоставлении с количеством осадков, геолого-геоморфологическими и почвенно-растительными факторами и характеристиками барико-циркуляционного режима.

Литература

1. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. М., Изд-во МГУ, 1982 г. С ил., 192 с.
2. Официальный сайт ПАО ТГК -1 <https://www.tgc1.ru/>
3. Бортновский З. В. Водный сток как индикатор ландшафтно-экологических условий бассейнов малых рек // Географическая среда и живые системы № 1, 2021 – С. 42-52
4. Комлев А. М. Закономерности формирования и методы расчетов речного стока. Пермь: Перм. ун-т, 2002. 162 с.
5. Коновалова О. Е. Состояние ГЭС Кольского полуострова // Труды КНЦ РАН, Серия Энергетика. 2012. № 3 (10). С. 97–104.

ВЛИЯНИЕ СТОКА МАЛЫХ ВОДОТОКОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РЕКИ ЛУГИ

Бродская Н.А. к.г.н.

Российский государственный гидрометеорологический университет, Россия

THE EFFECT OF THE FLOW OF SMALL WATERCOURSES ON THE FORMATION OF THE CHEMICAL COMPOSITION OF THE LUGA RIVER

N.A. Brodskaya, Ph.D. Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia
Abstract

Рассматриваются характеристика основного притока реки Луги, приводится состав различных составляющих стока водного и ионного. Основным источником химических компонентов являются природные, состав горных пород гидрогеологического разреза, и антропогенные факторы. Водопользование реки Оредеж составляет основную часть реки Луги.

The characteristics of the main tributary of the Luga River are considered, the composition of the various components of the water and ion runoff is given. The main source of chemical components are natural factors, the composition of rocks of the hydrogeological section and anthropogenic factors. The water use of the Oredezh River is the main part of the Luga River

Водохозяйственная деятельность на водосборе бассейна р. Луги изучалась различными авторами НИР и контролирующими организациями. По приоритетным видам водопользования и водоотведения составлена карта, представленная на рис.1, [1].

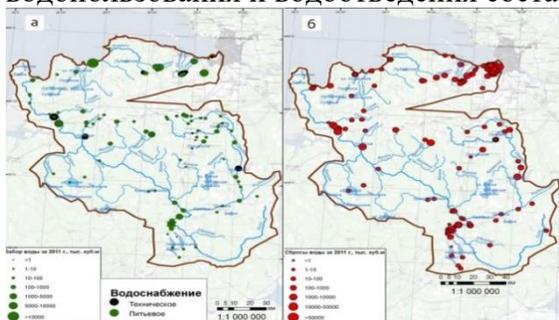


Рис. 1 Пункты забора воды из поверхностных и подземных водных объектов а) и пунктов сброса воды в поверхностные водные объекты б) бассейна р. Луги

Хозяйственное освоение водных объектов в пределах бассейна р. Луга представлено в табл.1. Табл. 1 Водопользование водных объектов в бассейне р. Луга г), [1].

Водный объект	Забор воды, тыс. м ³			Сброс воды, тыс. м ³		
	питьевая	техническая	всего	сточная	ливневая	всего
р. Оредеж (191 км):	118,0	2386,0	2504,0	4455,0	1,0	4456,0
р. Оредеж	-	2386,0	2386,0	3756,0	1,0	3757,0
р. Суйда	118,0	-	118,0	189,0	-	189,0
р. Тесова	-	-	-	443,0	-	443,0
оз. Антоновское	-	-	-	31,0	-	31,0
р. Луга	9771,0	7941,0	17712,0	11003,0	3167,0	14170,0
Бассейн р. Луга	9889,0	12118,0	22007,3	19586,0	3407,0	22992,0

В бассейне р. Луги водозабор из поверхностных объектов осуществляется из 5 рек, в т.ч. в бассейне р. Оредеж – из 2 рек. Для питьевого водоснабжения используется непосредственно 2 реки – Луга и Суйда. Сброс сточных и ливневых вод в поверхностные объекты в бассейне р. Луга осуществляется в 21 водоток и 1 озеро, в том числе, в бассейне р. Оредеж – в 4 реки и 1 озеро. Как видно из таблицы, р.Оредеж из всего забора и сброса в р.Луга составляет больше трети, поэтому важно проводить мониторинг изменения качества воды реки Оредеж для оценки ионного стока реки Луги. Река Оредеж является самым большим водопользователем

из всех малых водотоков бассейна реки Луги, в этой связи интересно проанализировать формирование состава воды и оценить вклад в химический состав р. Луги. Данные, которые легли в основу настоящей статьи, получены во время гидрогеологических практик автора со студентами РГГМУ на протяжении нескольких десятилетий и составляют базу данных, [2, 3]. Река Оредеж имеет большую историю и сама по праву, как и река Луга, является жемчужиной Ленинградской области, рис.2.

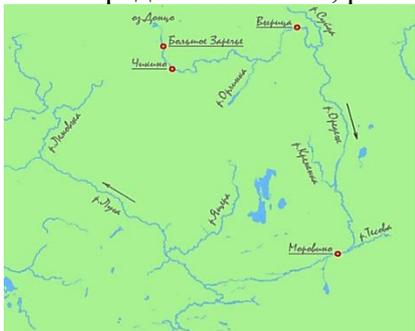


Рис. 2 Гидросхема реки Оредеж с притоками и гидропостами [2]

В реку Оредеж впадает девять основных притоков, из них три левые, и шесть — правые. Берега водотоков активно заселяются, и как видно из статистических данных Невско-Ладожского бассейнового водного управления, река используется в питьевых целях. Качество воды ранее оценивалось в среднем по химическому составу как гидрокарбонатная (группа кальция), слабощелочная, с минерализацией 180-280 мг/дм³, радиоактивная. В целом, радиоактивность подземных вод на рассматриваемой территории имеет площадное распространение и природную некондиционность, обусловленную как влиянием диктионемовых сланцев в гидрогеологическом разрезе (ордовикский и кембро-ордовикский водоносные горизонты), так и близостью пород фундамента (вендский водоносный комплекс). Повышенная альфа-активность в подземных водах ордовика отмечена по родникам в Гостилицах (0,47 и 0,36 Бк/л) и Кипени (2,21 Бк/л) при норме – 0,2 Бк/л. Прозрачность в среднем 2 метра, в верхнем течении она может достигать 3,5 метров и более. Цветность колеблется на уровне 55-152°. Загрязнения поступают за счет сточных и сбросовых вод. Для питьевых нужд вода в реке непригодна (по состоянию на 2011г).

Проведем анализ с учетом нашего мониторинга опробования за последнее десятилетие. Расход водного стока в реке Оредеж распределяется внутри года с изменчивостью по сезонам. Для сравнения приведем графики ежедневных расходов воды по гидрологическим постам Чикино (верхнее течение) и Вырица (нижнее течение), отстроенные автором по данным ГМС Белогорка, рис.3. Наглядно видно, что они различаются более чем в три раза, причем каждый год расходы изменяются и эта изменчивость зависит от многих факторов.

Средние расходы берутся нами для расчета ионного стока. Особенностью гидрологического режима реки является ее достаточно большая глубина, (1,5-2 м), и высокая скорость течения, (1,0-1,5 м/с), поэтому значительная часть загрязняющих веществ не накапливается на дне, а сносится в дальнейшем в реку Луга и далее в Балтийское море. Это подтверждается характером донных отложений [4].

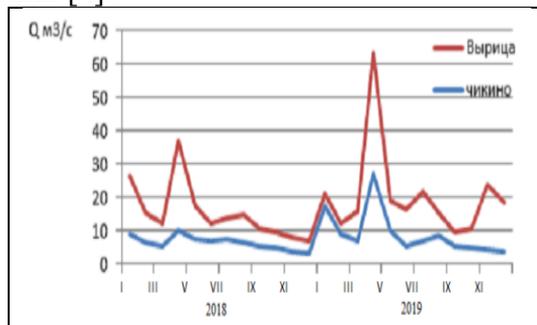


Рис.3 Гидрограммы средних расходов по верхнему и нижнему створам на реке Оредеж

Оредеж имеет длину 192 км, площадь бассейна 3220 км², максимальный расход воды 20 м³/сек. (в 36 км от устья), уклон 0,39 м/км, коэффициент извилистости 2,73. Истоком реки являются карстовые воды (Кюрлевский Карьер, деревня Село, Волосовский район, Ленинградская область), высота над уровнем моря: 107,5 м, устьем является река Луга (поселок Плоское, Лужский район, Ленинградская область). Оредеж имеет преимущественно подземное питание, а значит, отличается наибольшей устойчивостью во времени и обеспечивает практически непрерывный сток воды. Поэтому подземный сток имеет особую практическую значимость. [5]. Показатели стока реки Оредеж за вегетационный период (с мая по сентябрь) приведены в табл. 2.

Табл. 2 Показатели стока по реке Оредеж

Показатели	Месяцы					Сумма V-IX
	V	VI	VII	VIII	IX	
Осадки, мм	55	40,6	103,3	110	60,6	369,5
Слой стока, мм	35,1	40,5	43,5	48	49,2	216,3
Модуль стока, м ³ /с км ²	0,0131	0,0156	0,0162	0,0179	0,0190	0,0327
Объем стока, м ³	15900300	18346500	19705500	21744000	22287600	97983900
Расход, м ³ /с	5,94	7,08	7,36	8,12	8,60	Ср. 7,42

Межгодовые колебания модулей водного и ионного стока растворенных веществ определяются водностью года, концентрацией растворенных веществ, зависящих как от естественных факторов (наличие карста, заболоченность водосбора), так и антропогенных факторов (зарегулированность речного стока плотинами, сброс недостаточно очищенных сточных вод). В водном стоке реки Оредеж подземная составляющая определяет минерализацию и наличие специфических компонентов (радиоактивность). Доля подземного стока составляет от 33 до 42 %. Грунтовый сток представлен в верхней части разреза разгрузкой среднедевонского горизонта D_{2st}, по берегам реки в виде родников и пластового высачивания на глубине от 2 до 3м небольшого дебита.

Более глубокие подземные воды наровского D_{2nr} и напорного O₁₋₂, в ордовикских известняках, горизонтов имеют значительную разгрузку в виде восходящих родников и самоизливающихся скважин. По химическому составу эти воды различны. Ниже в табл.4 приводим формулы Курлова различных видов разгрузки. Химический состав грунтовых вод левого и правого берегов реки Оредеж сильно отличается, главным образом, вследствие антропогенных факторов.

Табл.4 Гидрохимический состав подземных вод

Водоисточники	Химический состав
Грунтовые воды D _{2st} : Родник «Нитратный» левый берег	$M_{0,32} \frac{HCO_3^- 53 SO_4^{2-} 27 Cl^- 20}{Ca^{2+} 42 Mg^{2+} 30 (Na^+ + K^+) 28}$
Пластовое высачивание, правый берег р.Оредеж	$M_{1,44} \frac{HCO_3^- 86}{(Na^+ + K^+) 63 Ca^{2+} 25}$
Наровский горизонт (D _{2nr}): скважина на пляже базы РГГМУ:	$M_{0,4} \frac{HCO_3^- 95}{Ca^{2+} 63 Mg^{2+} 24}$
Ордовикский водоносный горизонт (O ₁₋₂): эксплуатационная скважина поселка Батово:	$M_{0,69} \frac{HCO_3^- 83}{Ca^{2+} 47 Mg^{2+} 37}$
Истоки реки Оредеж (дер. Донцо)	$M_{0,437} \frac{HCO_3^- 89}{Mg^{2+} 64 Ca^{2+} 30}$
Ниже по течению реки Оредеж (д. Даймище)	$M_{0,526} \frac{HCO_3^- 86}{Mg^{2+} 61, Ca^{2+} 25}$

Модуль ионного стока реки для многоводного года составляет 121,65 т/км² в год, причем зимой он немного уменьшается. [6, 7]. По нефтепродуктам максимальный модуль стока составляет до 150 кг/км² в год, по фосфору до 12 кг/км² в год, по стоку растворенных биогенных веществ (азот нитратный) в последние 15 лет содержание резко увеличилось до 1500 кг/км² в год и более. Это связано с выносом грунтовыми водами загрязнения с приусадебных участков и сельскохозяйственных полей при увеличении вносимых органических удобрений. Содержание железа превышает ПДКр/х назначения. Модуль ионного стока составляет до 190 кг/км² в год. Это загрязнение можно считать естественным фактором, т.к. грунтовые воды расположены в красноцветных ожелезненных песках D²st горизонта и при разгрузке по берегам выносят железо в реку. Река Оредеж характеризуется как **загрязненная**.

В гидрохимическом составе воды реки Луги отмечается загрязнение железом в створе чуть ниже впадения реки Оредеж и уже здесь она характеризуется как **загрязненная**. По остальным компонентам в этом створе также отмечается аналогичное р.Оредеж содержание. В нижнем течении река Луга претерпевает воздействие промышленных предприятий и ниже г.Кингисеппа характеризуется как **сильно загрязненная**.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке Русского географического общества в рамках научного проекта № 37/2022-И ««Электронный иллюстрированный словарь “Реки, озера и моря Северо-Запада России в географической терминологии и лексике русских говоров”»».

Литература

1. Схема комплексного использования и охраны водных объектов бассейна реки Луга и рек бассейна Финского залива от северной границы бассейна реки Луги до южной границы бассейна реки Невы. URL http://www.nord-west-water.ru/upload/skiovo/luga_132/skiovo_luga_132_book_2.pdf
2. Бродская Н.А., Татуйко Д.С., Черкаев Г.В. Геолого-структурные особенности Лужско-Оредежского бассейна для изучения антропогенного воздействия на природные воды. Актуальные проблемы морской энергетики: материалы одиннадцатой международной научно-технической конференции. – СПб.: Изд-во СПбГМТУ, 2022 – С. 309-317 с. ISBN 978-5-88303-632-2
3. Виноград Н.А., Романова А.А. Сравнительная характеристика химического состава поверхностных и грунтовых вод верхнего течения реки Оредеж. В сб.: Актуальные вопросы и перспективы развития математических и естественных наук III междуна. научно-практической конференции. 2016. С. 69-71.
4. Ильина Л.Л., Грахов А.Н. Бесценное богатство. Гидрометеиздат, 1978. – 144 с.
5. Викторова З.А., Исупов Н.В., Шурыгин С.Г. Показатели стока реки Оредеж. Актуальные проблемы лесного комплекса. СПбГЛТУ им. С.М.Кирова, 2014. № 39, 52-53 с. ISSN: 2310-9335
6. Крайнов С.Р., Рыженко В.М., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М., 2004. – 676 с.
7. Марков, М.Л. О взаимосвязи поверхностных и подземных вод в речных бассейнах [Текст] // Государственный гидрологический институт: Санкт-Петербург, Россия

ВЕРТИКАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ВОД ПРОЛИВА ЖЕРЛАШ, АНТАРКТИЧЕСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Болянос² Нанси Лилиана Вильегас, Хулиан Алберто Делгадильо Марин¹, Игорь Маликов³

¹ Группа по изучению вопросов Антарктики. Национальный Университет Колумбии. e-mail:

² Национальный Университет Колумбии, Департамент геонаук. e-mail:

³ Группа исследований в области океанологии CENIT. Национальный Университет Колумбии.

VERTICAL STRUCTURE OF THE WATERS OF THE GERLACHE STRAIT, ANTARCTIC PENINSULA

Julián Alberto Delgado Marín¹, Nancy Liliana Villegas Bolaños², Igor Malikov³

¹ Antarctic Affairs Study Group. National University of Colombia. e-mail:

² National University of Colombia, Geosciences Department. e-mail:

³ Research Group in Oceanology CENIT. National University of Colombia. e-mail:

Цель работы определение компонентов термохалинной устойчивости и возможных механизмов формирования тонкой структуры пролива Жерлаш, находящийся вдоль Антарктического полуострова между побережьем Данко и архипелагом Палмера.

The aim of the work is to determine the thermohaline stability components and possible mechanisms of fine structure formation in the Gerlache Strait, located along the Antarctic Peninsula between the Danko Coast and the Palmer Archipelago.

ОБЛАСТЬ ИССЛЕДОВАНИЯ, ДАННЫЕ И МЕТОДОЛОГИЯ

Пролив Жерлаш расположен вдоль Антарктического полуострова (АП) между 64° ю.ш. - 65° ю.ш. и 61° з.д. - 64° з.д.. Используются температура (T , °C) и соленость (S) из Атласа Мирового океана (WOA18) с разрешением $\frac{1}{4}^\circ$ за период 1981-2010 гг. [1, 2]. Информация 12 станций (рис. 1) позволила провести общий анализ T и S , и выбрать 5 зон: юго-западная (G1), западно-центральная (G2), восточно-центральная (G4) и северо-восточная (G8 и G12).

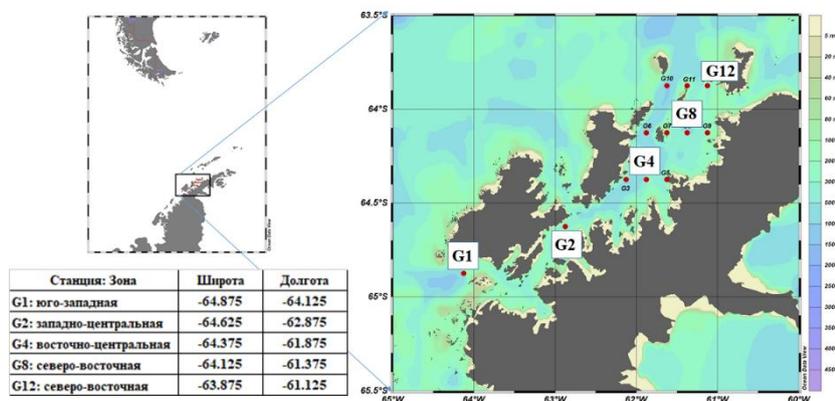


Рис. 1. Расположение пролива Жерлаш и опорные точки.

Термохалинная устойчивость рассчитывается критерием Хессельберга-Сведрупа (E , kg/m^4). Определяются компоненты температурной (E_t , kg/m^4) и соленостный (E_s , kg/m^4) устойчивости, а также частота Вяйсяля-Брента (N , s^{-1}). Плотностное соотношение (R_p) рассчитывается по соответствующим вкладам E_t и E_s в общую устойчивость E . На основе этих значений и вертикальных градиентов T , S и ρ определяется тонкая структура водной толщи.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Наибольшая толщина Изотермического Слоя ($ИТС$) наблюдается в осенний период (Таблица 1) и простирается от 0 до 12-15 м в районах проливов (рис. 2а-2j). Среднее значение $ИТС$ варьирует от 0,46 °C на юго-западе (G1), до -0,10 °C на северо-востоке (G8). В остальные сезоны года $ИТС$ колеблется от 0 до 5 - 7 м (рис. 2а-2j). Наибольшее среднее значение T в $ИТС$

(1,28 °C) зарегистрировано летом в западно-центральной зоне (G2), а наименьшее (-1,46 °C) весной на юго-западе (G1).

Таблица 1. Сезонные значения толщины (м) и средней температуры (Т, °C) изотермического слоя (ИТС) и термоклина в проливе Жерлаш. Данные WOA18 за период 1981-2010 гг.

Станция	Слой	Лето (ДЯФ)		Осень (МАМ)		Зима (ИИА)		Весна (СОН)	
		Толщина, м	Средняя Т, °C	Толщина, м	Средняя Т, °C	Толщина, м	Средняя Т, °C	Толщина, м	Средняя Т, °C
G1	ИТС	7	0.99	15	0.46	5	-1.09	7	-1.46
	Термоклин	63	0.44	45	0.34	10	-0.20	17	-1.60
G2	ИТС	5	1.28	12	0.27	5	-1.07	5	-1.22
	Термоклин	78	0.58	58	0.10	12	-0.70	20	-1.48
G4	ИТС	5	1.17	12	-0.02	5	-1.24	7	-0.97
	Термоклин	103	0.48	71	0.12	8	-0.82	13	-1.33
G8	ИТС	5	1.05	12	-0.10	5	-1.25	5	-1.05
	Термоклин	120	0.35	72	0.04	13	-0.82	15	-1.31
G12	ИТС	5	1.06	12	0.00	5	-1.17	5	-0.93
	Термоклин	220	0.33	180	-0.01	10	-0.78	18	-1.17

Наибольшая толщина *термоклина* (Таблице 1) отмечается в австралийское лето в северной зоне: 120 м в G8 и 220 м в G12, где средняя Т составляет 0,35 °C и 0,33 °C соответственно. Наименьшая толщина находится в юго-западной зоне G1 с 63 м и 0,44 °C. Наименьшая толщина *термоклина* отмечается в австралийскую зиму, будучи выше в северо-западной зоне с 13 м и средней Т -0,82 °C (G8) и ниже 8 м в центрально-восточной зоне также со средней Т -0,82 °C (G4).

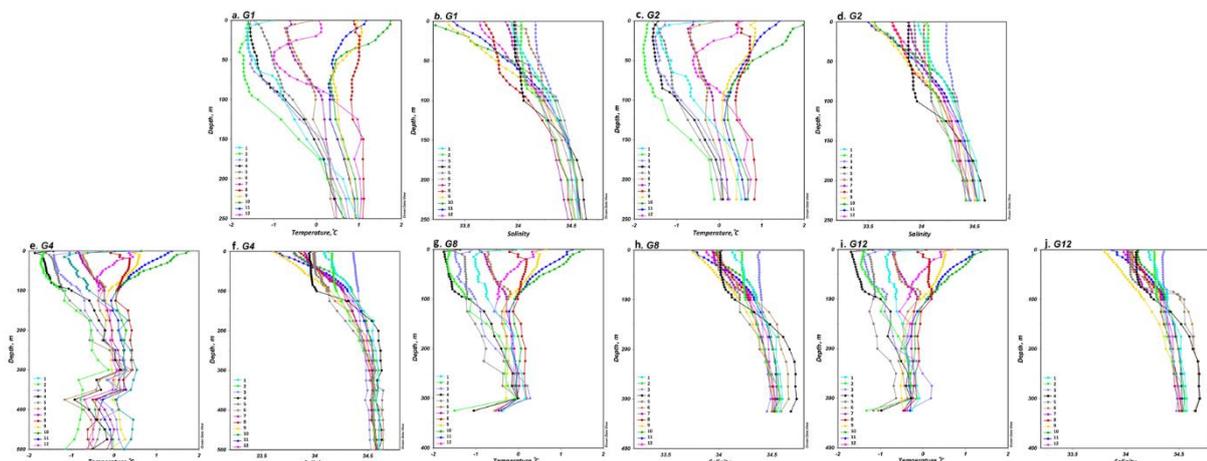


Рис. 2. Годовые климатологические профили Т (°C) и S для юго-западной (G1: T- а и S- б), центрально-западной (G2: T- с и S- д), центрально-восточной (G4: T- е и S- ф), северо-восточной (G8: T- г и S- h) и северо-восточной (G12: T- и и S- j) зон пролива Жерлаш. Данные WOA18 за период 1981-2010 гг.

Изопикнический Слой (ИПС) отмечается с наибольшей толщиной весной (Таблица 2), особенно на северо-востоке (рис. 2h и 2j) с 67 м и средней соленостью 34,25 (G8) по сравнению с юго-западом (G1) с 28 м и 34,05 (рис. 2b). Наименьшие значения толщины ИПС наблюдаются в австралийское лето, простираясь от 0 до 8 м, с большей толщиной на северо-востоке (G12) и более высокой S 34,00 (рис. 2h и 2j) по сравнению с юго-западом (рис. 2b), где средняя соленость составляет 33,42 (G1). В австралийскую осень толщина *галоклина* наибольшая (Таблица 2), с наибольшим значением в центральной восточной зоне (G4) - 245 м и 34,14, и наименьшим в северо-восточной зоне (G12) - 190 м и 34,19. Весной *галоклин* имел наименьшую толщину за год: наибольшую 163 м и 34,28 в юго-западной зоне (G1) и наименьшую 123 м и 34,38 в северо-восточной зоне (G8). Что касается профилей ρ , то их значения находятся в диапазоне от 1027 до 1030 кг/м³. По мере опускания в толще воды ρ увеличивается с приблизительно 1027 кг/м³ у поверхности до 1030 кг/м³ на глубине 300 м. Предполагается, что *пикноклин* колеблется от 5 до 300 м в течение года.

Таблица 2. Сезонные значения толщины (м) и средней солёности (S) изохалинного слоя (ИПС) и галоклина в проливе Жерлаш. Данные WOA18 за период 1981-2010 гг.

Станция	Слой	Лето (ДЯФ)		Осень (МAM)		Зима (ИИА)		Весна (СОH)	
		Толщина, М	Средняя S	Толщина, м	Средняя S	Толщина, м	Средняя S	Толщина, м	Средняя S
G1	ИПС	5	33.42	5	33.64	33	33.97	28	34.05
	Галоклин	203	33.99	220	34.07	183	34.27	163	34.28
G2	ИПС	5	33.60	5	33.68	50	33.96	43	34.28
	Галоклин	195	34.05	195	34.04	150	34.20	140	34.28
G4	ИПС	5	33.75	5	33.80	58	33.99	60	34.21
	Галоклин	195	34.13	245	34.14	192	34.28	137	34.37
G8	ИПС	5	33.88	10	33.88	45	34.01	67	34.25
	Галоклин	178	34.19	215	34.17	195	34.32	123	34.38
G12	ИПС	8	34.00	10	33.95	48	34.07	58	34.28
	Галоклин	150	34.22	190	34.19	143	34.36	128	34.39

Учитывая T , верхняя граница Нижнего Слоя (HC) в австралийское лето глубже на севере, чем на юге пролива Жерлаш, с наибольшей средней T на юго-западе и наименьшей на северо-востоке. Зимой, верхняя граница HC находится примерно на одинаковой глубине на севере и на юге, при этом наибольшая средняя T для HC наблюдается на юго-западе, а наименьшая на северо-востоке. Учитывая S , в австралийское лето наибольшая глубина HC находится на юго-западе (G1), при более высокой средней S для HC на юго-западе по сравнению с северо-востоком. Зимой, верхняя граница HC глубже в центрально-восточной (G4) и северо-восточной (G8) зонах, наибольшая средняя S наблюдается в северо-восточной зоне, а наименьшая в юго-западной (Таблица 3).

Таблица 3. Значения глубины (Z , м) верхней границы нижнего слоя (HC), его температуры (T , °C) и солёности (S) летом и зимой в проливе Жерлаш. Данные WOA18 за период 1981-2010 гг.

Станция	Лето (ДЯФ)				Зима (ИИА)			
	HC по Температуре		HC по Солёности		HC по Температуре		HC по Солёности	
	Верхн. предел, м	T, °C	Верхн. предел, м	S	Верхн. предел, м	T, °C	Верхн. предел, м	S
G1	70	-0.12	208	34.56	10	-1.22	217	34.57
G2	83	-0.08	-	-	12	-1.24	-	-
G4	108	-0.14	200	34.51	8	-1.36	250	34.56
G8	125	-0.27	183	34.49	7	-1.32	242	34.63
G12	225	-0.33	158	34.45	10	-1.25	192	34.65

Средние многолетние профили Et , Es , T и N , для станций G1, G2, G4, G8 и G12 за период 1981-2010 гг. показаны на рис. 3а, 3б, 3с и 3д соответственно. Вклад Et уменьшается от положительных значений, близких к нулю у поверхности, до отрицательного пика на 100 м. Ниже 100 м значение меняется от -2×10^{-7} до $0 \frac{kg}{m^4}$ между 100 и более 220 м. В зависимости от вклада Et , столб воды стабилен от 0 до 50 м и нестабилен для глубин более 50 м. В течение года Et стабилен только в январе и феврале и нестабилен осенью, зимой и весной. В первых 100 м вклад Es в общую стабильность имеет значения между 0.05 и $0.15 \frac{kg}{m^4}$. С глубиной Es увеличивается и достигает пика положительных значений на 100 м на всех пяти профилях. Ниже 100 м Es уменьшается до значений близких к $0.05 \frac{kg}{m^4}$ около 200 м, и к нулю, глубже 300 м. В зависимости от вклада Es , столб воды устойчивым от 0 до 300 м и безразличным более 300 м. В течение года Es стабилен, за исключением весны, особенно в сентябре, когда в первых 25 м водной толщи обычно наблюдаются отрицательные градиенты S и $Es < 0$. Кривые E в значительной степени идентичны кривым солевого компонента Es , то есть, $E \approx Es$. Предполагается, что водной столб является: устойчивым от 0 до 300 м и безразличным для глубин более 300 м. Рассматривая кривые частоты N , можно заметить, что в первых 100 м частота увеличивается от поверхности варьируя от 0.008 до $0.0095 s^{-1}$ между 0 и 100 м для всех пяти станций. По мере увеличения глубины, частоты N достигают максимального колебаний вблизи 100 м. Между глубинами 100 и 400 м наблюдается обратная картина, колебаний начинают значительно уменьшаться для всех кривых, сокращаясь с 0.008 до

0.007 s^{-1} . Данные частоты колебаний N , тесно связанные с устойчивости E , указывают на то, что перемешивания воды происходят летом в слое 0-100 м.

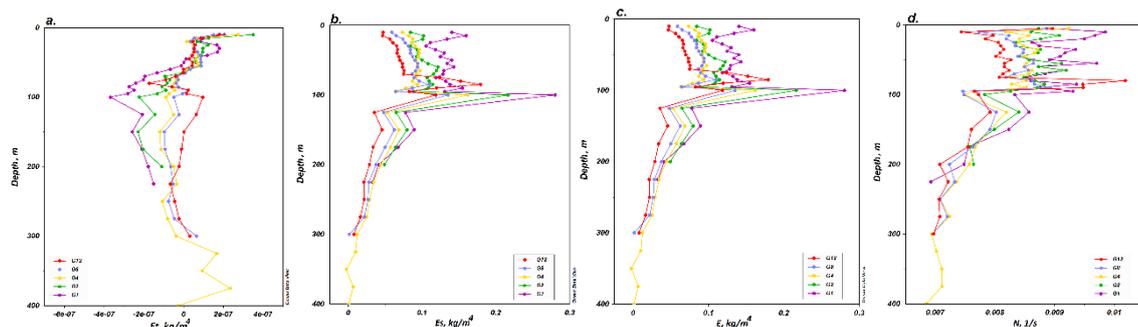


Рис. 3. Профили термической (E_t - а) и солевой (E_s - б) компоненты термохалинной устойчивости (E - в) и частоты Вэйсяля-Брента (N - д) для юго-западного (G1), западно-центрального (G2), восточно-центрального (G4) и северо-восточного (G8, G12) районов пролива Жерлаш. Данные WOA18 за период 1981-2010 гг.

Тонкая структура вдоль пролива Жерлаш для G1, G2, G4, G8 и G12 показана в виде разреза для среднего многолетнего периода 1981-2010 гг (Таблица 4). В юго-западной зоне G1 в слоях выше 55 м преобладает полная или абсолютная устойчивость ($ПУ$), ниже 55 м наблюдается стратификация по типу послойной конвекции ($ПК$). Аналогично, в западно-центральной зоне G2 выше 65 м преобладает $ПУ$, а ниже 65 м проявляется $ПК$. В восточно-центральной зоне G4 в слоях выше 70 м преобладает $ПУ$, между 70 и 325 м присутствует $ПК$, затем между 325 и 375 м снова наблюдается $ПУ$, между 375-400 м обнаруживается стратификация солевых пальцев ($СП$), и, наконец, ниже 400 м преобладает $ПК$. В северо-восточной зоне G8 в слоях выше 70 м преобладает $ПУ$, между 70 и 300 м преобладает $ПК$, затем между 300 и 325 м наблюдается $СП$. В северо-восточной зоне G12 $ПУ$ преобладает в слоях выше 60 м, между 60 и 90 м наблюдается $ПК$, затем между 90 и 150 м регистрируется $ПУ$, ниже 150 м снова преобладает $ПК$. В целом, в проливе Жерлаш слои выше 60 м характеризуются $ПУ$, ниже 60 м преобладает $ПК$, стратификация солевыми пальцами $СП$ наблюдается только между 300-325 м и 375-400 м на станциях G4 и G8 соответственно.

Таблица 4. Продольный разрез G1-G2-G4-G8-G12 механизмов тонкой структуры в слоях в проливе Жерлаш за 1981-2010 гг, рассчитанный по данным WOA18. $ПУ$ - полная или абсолютная устойчивость, $ПК$ – стратификация послойной конвекции, $СП$ - стратификация солевых пальцев.

Слои, м	0-5	5-10	10-15	15-20	20-25	25-30	30-35	35-40	40-45	45-50	50-55	55-60	60-65	65-70	70-75	75-80	80-85	85-90	90-95	95-100	100-125	125-150	150-175	175-200	200-225	225-250	250-275	275-300	300-325	325-350	350-375	375-400	400-425	425-450	450-475	475-500		
G1	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК								
G2	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК							
G4	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПУ	ПУ	СП	ПК	ПК	ПК	ПК	ПУ	
G8	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК						
G12	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПУ	ПУ	ПУ	ПУ	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПК	ПУ									

ДИСКУССИЯ

Авторы [3] отмечают, что существует относительно небольшая разница Температуры Поверхности Моря ($ТПМ$) между северным и южным секторами Жерлаш, за счет вторжения теплых вод, таяние морского льда и таяние ледников. Согласно данным [4], $ТПМ$ в проливе Жерлаш значения $ТПМ$ уменьшаются с северо-востока (G8 и G12) на юго-восток (G1 и G2), наблюдая усиление разницы между северной и южной частями региона в конце весны и летом. Распределение Солёности Поверхности Моря ($СПМ$) показывает заметное влияние вод высокой солёности, переносимых из пролива Брансфилд в северо-восточную часть пролива Жерлаш, увеличение доли пресной воды от ледникового таяния отмечается в юго-западной части (G1), что в среднем приводит к более солёным поверхностным водам в северо-восточной части (G12), что согласуется с наблюдаемыми в настоящем исследовании.

Воды пролива Жерлаш выше 100-150 м в основном состоят из Антарктической Поверхностной Воды (ААПВ), с T от $-1,8$ до $1,0^{\circ}\text{C}$ и S от 33,0 до 33,7 [5]. Разброс в профилях T и S (рис. 2) в первых 150 м иллюстрирует временные и пространственные изменения, которые происходят в ААПВ в течение года, поскольку на него влияют различные механизмы, включая атмосферный обмен, образование и таяние морского льда, и обмен вдоль постоянного пикноклина [6]. Во время австралийской зимы между 0 и 50 м наблюдается холодный и однородный слой воды с T менее $-1,5^{\circ}\text{C}$, что соответствует ИТС в зимний период. В работе [5] говорится, что значения T ниже $-1,5^{\circ}\text{C}$ и солёности 33.8-34.0 связаны с Зимней Водой (ЗВ), которая считается частью ААПВ. Эта водная масса образуется в результате охлаждения самой мелкой части водной толщи в зимний период. ЗВ в разрезах T зимой (не показаны на этом постере) составляет от 0 до 50 м, впоследствии ЗВ размывается в результате перемешивания и сезонного потепления водной толщи весной и летом. Воды, имеющие T выше $1,0^{\circ}\text{C}$ и S между 34.60 и 34.73 на глубине менее 200 м, представляют Циркумполярную Глубинную Воду (ЦГВ), которая делится на две разновидности, Верхняя Циркумполярная Глубинная Вода (ВЦГВ) и Нижняя Циркумполярная Глубинная Вода (НЦГВ). ВЦГВ поступает через шельф и смешивается с ААПВ, образуя модифицированную версию ВЦГВ, называемую (мВЦГВ) [7]. Значения, представленные в настоящей работе, могут свидетельствовать о вторжении мВЦГВ между 250 и 500 м к юго-западу (G1) от пролива Жерлаш. Относительно теплая, солёная и слабо насыщенная кислородом модифицированная Циркумполярная Глубинная Вода (мЦГВ) входит в континентальный шельф и доминирует в проливе Бисмарка, откуда она проникает в пролив Жерлаш [8], это можно увидеть в юго-западной части (G1). В свою очередь, проход между островами архипелага Палмера (G4) вдоль пролива Жерлаш также обеспечивают связь с шельфом к западу от Антарктического полуострова, куда могут проникать мВЦГВ. Высокосолёная Шельфовая Вода (ВСШВ), которая формируется в море Уэдделла и движется на юг вдоль глубоких бассейнов пролива Брансфилд, попадает в качестве придонной воды в пролив Жерлаш через его северную границу [8]. Вторжение ВСШВ можно визуализировать в северо-восточном районе (G12) Жерлаш, где между 300 и 500 м летом и осенью наблюдается вода с T воды ниже $-0,5^{\circ}\text{C}$. Поскольку более плотная и холодная ВСШВ течёт по глубоким каналам, соединяющим глубокие бассейны в проливах Брансфилд и Жерлаш, ее свойства изменяются, образуя модифицированные Высокосолёные Шельфовые Воды (мВСШВ) [8].

На сегодняшний день в литературе нет исследований, касающихся возможных механизмов тонкой структуры в проливе Жерлаш. Что касается этой структуры, то в целом в проливе Жерлаш она имеет схожую конфигурацию, слои выше 60 м характеризуются ПУ, ниже 60 м преобладает ПК, а СП наблюдается только между 300-325 м и 375-400 м на некоторых станциях. Детальная характеристика свойств, распределения и годового климатологического поведения водных масс в проливе Жерлаш с использованием данных реанализа предлагается для будущих исследований.

ВЫВОДЫ

В феврале отмечается самая высокая ТПМ, достигающая $2,0^{\circ}\text{C}$ в западно-центральной зоне. В октябре самая низкая ТПМ $-1,84^{\circ}\text{C}$ зарегистрирована в юго-западную часть пролива Бисмарка и начало пролива Жерлаш. Самые высокие значения ТПМ зарегистрированы в центрально-западной области пролива, а самые низкие - в северо-восточной области. В сентябре зафиксирована самая высокая СПМ – 34.4 в центрально-восточном регионе. В феврале самая низкая СПМ – 33.19 в юго-западном регионе. В течение года самая высокая СПМ отмечается в северо-восточной части пролива, а самая низкая - в юго-западной.

Максимальная толщина термоклина наблюдается в феврале (95 м) в центральной зоне, а минимальная толщина в австралийское зимнее время. Галоклин имеет максимальную

толщину в апреле (220 м) в центральной зоне, а минимальную толщину в сентябре (105 м) в центральной зоне. Пикноклин является постоянным слоем в течение года (300 м).

Первые 150-метровые профили T и S водной толщи иллюстрируют временные и пространственные изменения, которые происходят с ААПВ в течение двенадцати месяцев года. Продольные разрезы T и S показывают вторжение мВЦГВ между 250 и 500 м к юго-западу от пролива Жерлаш. На продольных разрезах T вторжение мВСШВ очевидно между 300 и 500 м к северо-востоку от пролива Жерлаш.

Учитывая, что $E \approx E_s$, предполагается, что общее состояние термохалинной устойчивости водной толщи: устойчивое от 0 до 300 м и индифферентное для глубин более 300 м. Значения осцилляции N указывают на процессы перемешивания воды в основном на уровне поверхности, в большей степени летом и в меньшей степени зимой. Наконец, с точки зрения тонкой структуры, слои выше 60 м характеризуются ПУ, ниже 60 м преобладает стратификация ПК, а стратификация СП наблюдается только между 300 и 325 м, 325 и 350 м и 375 и 400 м на некоторых станциях.

Литература

1. Locarnini, R. A., Mishonov, A. V., Baranova, O. K., Boyer, T. P., Zweng, M. M., Garcia, H. E., Reagan, J. R., Seidov, D., Weathers, K. W., Paver, C. R., & Smolyar, I. V. (2019). World Ocean Atlas 2018. Volume 1: Temperature. NOAA National Centers for Environmental Information, 1, 1–43.
2. Zweng, M. M., J. R. Reagan, D. Seidov, T. P. Boyer, R. A. Locarnini, H. E. Garcia, A. V. Mishonov, O. K. Baranova, K. Weathers, C. R. Paver, and I. Smolyar, 2018. World Ocean Atlas 2018, Volume 2: Salinity. A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 82, 50pp.
3. Kerr, R., Orselli, I. B. M., Lencina-Avila, J. M., Eidt, R. T., Mendes, C. R. B., da Cunha, L. C., Goyet, C., Mata, M. M., & Tavano, V. M. (2018). Carbonate system properties in the Gerlache Strait, Northern Antarctic Peninsula (February 2015): I. Sea–Air CO₂ fluxes. Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 149(xx), 171–181. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2017.02.008>.
4. Hernández, M., Villegas, N., & Concha, A. (2021). Descripción general de algunas variables meteo-marinas de aguas superficiales adyacentes al archipiélago de Palmer, península Antártica, durante 1979-2018 con base en datos Era5. Boletín de Investigaciones Marinas y Costeras, 50(1), 141–162.
5. García, M. A., Castro, C. G., Ríos, A. F., Doval, M. D., Rosón, G., Gomis, D., & López, O. (2002). Water masses and distribution of physico-chemical properties in the Western Bransfield Strait and Gerlache Strait during Austral summer 1995/96. Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 49(4–5), 585–602. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(01\)00113-8](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(01)00113-8).
6. Smith, D. A., Hofmann, E. E., Klinck, J. M., & Lascara, C. M. (1999). Hydrography and circulation of the West Antarctic Peninsula Continental Shelf. Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 46(6), 925–949. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(98\)00103-4](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(98)00103-4).
7. VENABLES, H. J., MEREDITH, M. P., & BREARLEY, J. A. (2017). Modification of deep waters in Marguerite Bay, western Antarctic Peninsula, caused by topographic overflows. Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 139, 9–17. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2016.09.005>.
8. Torres Parra, R. R., Caicedo Laurido, A. L., & Iriarte Sánchez, J. D. (2020). Hydrographic conditions during two austral summer situations (2015 and 2017) in the Gerlache and Bismarck straits, northern Antarctic Peninsula. Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 161. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2020.103278>.

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОЛЕБАНИЙ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Виноградов М.В.¹, Тихонова Н.А.¹

¹ Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, Санкт-Петербург, Россия

INTERANNUAL VARIABILITY OF THE BALTIC SEA OSCILLATIONS

Vinogradov M.V.¹, Tikhonova N.A.¹

¹ State Oceanographic Institute named after N.N. Zubova, St. Petersburg, Russia

Аннотация. Производилась оценка межгодовых колебаний уровня на 17 мареографных постах акватории Балтийского моря за период 1958-2015 гг. С помощью статистического и спектрального анализов были выявлены основные пространственно-временные закономерности межгодовой изменчивости уровня моря. Благодаря взаимному корреляционному и взаимному вейвлет анализам были получены качественные оценки тесноты связей колебаний уровня моря с его гидрометеорологическими составляющими: стерической, динамической и элементами водного баланса.

Annotation. An assessment was made of interannual level fluctuations at 17 tide gauge stations in the Baltic Sea for the period 1958-2015. With the help of statistical and spectral analyses, the main spatial and temporal features of the interannual sea level variability were revealed. Thanks to cross-correlation and mutual wavelet analyzes, qualitative estimates were obtained of the closeness of the relationship between sea level fluctuations and its hydrometeorological components: steric, dynamic, and water balance elements.

Введение

В настоящее время на Земле наблюдается глобальное изменение климата, зафиксированное ещё во второй половине XIX века и усилившееся с середины XX века, которое приводит к беспрецедентным последствиям для человека и окружающей среды [1]. В частности, оно обуславливает активный подъём среднего уровня Мирового океана, что создаёт серьёзную угрозу для безопасности прибрежных территорий, традиционно наиболее заселённых людьми. При этом наибольшее беспокойство вызывают те районы, где эта тенденция проявляется наиболее сильно. К одним из таких районов относится Балтийское море, в котором, помимо этого, также отмечается и сильная межгодовая изменчивость уровня [2]. Причины же данных особенностей Балтийского моря до сих пор слабо изучены и потому представляет большой интерес в научном сообществе.

Впервые научный интерес к исследованию межгодовой изменчивости уровня Балтийского моря зародился во второй половине XX века: работы того времени представляли собой попытки классифицировать [3, 4] и описать [5, 6] основные факторы колебаний среднего уровня моря. С начала 2000-х гг. был опубликован ряд научных трудов, впоследствии составивших основу современного понимания рассматриваемой проблемы. Среди них можно отметить работы по изучению корреляционных связей уровня моря и Североатлантического колебания [7, 8], исследования в сфере использования спутниковых измерений [9, 10], геодезические оценки чистых эвстатических колебаний [11], результаты модельной реконструкции уровня моря [2] и т.д. Наиболее комплексное на сегодняшний день исследование изменчивости уровня включает в себя численное разложение поля среднегодовых колебаний уровня по основным элементам водного баланса, что позволило получить первые количественные оценки вклада каждого из факторов среды в общие колебания уровня [12].

Данная же научно-исследовательская работа, принимая во внимание заслуги предыдущих исследователей, имеет целью изучить основные особенности межгодовой изменчивости уровня Балтийского моря в условиях глобального изменения климата. Это позволит определить современное состояние акватории Балтийского моря и структуры взаимосвязей его режимобразующих факторов друг с другом, что может быть использовано при краткосрочном прогнозировании локальной гидрологической и метеорологической обстановки.

Методология работы

В основе исследования лежит представление о том, что временная изменчивость уровня моря в конкретной точке пространства в соответствии с проинтегрированным по глубине уравнением неразрывности (1) определяется 3-мя группами факторов: динамическими процессами в море, стерическими колебаниями уровня и изменениями в элементах водного баланса [13].

$$\frac{dz}{dt} = -\text{div}\vec{V}H - \int_0^H \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} dz + B \quad (1)$$

z - превышение уровня моря над его средним значением,

\vec{V} - средний по глубине H вектор скорости течения,

B - водный баланс ($B = Q_{\text{пр}} + O + C/S - I - Q_{\text{от}}$)

$Q_{\text{пр}}$ - приток воды в море,

$Q_{\text{от}}$ - отток воды из моря,

O - осадки,

I - испарение,

C - материковый сток,

S - площадь морского бассейна.

Для исследования межгодовой изменчивости уровня моря на 17 мареографных станциях (Рисунок 2) за период времени 1958-2015 гг. формировались синхронизированные ряды среднегодовых значений данных для следующих параметров: аномалии уровня моря (мареографные наблюдения PSMSL), стерические колебаний уровня, рассчитанные по температуре и солёности морской воды (морской реанализ ORAS-5), характеристики атмосферного давления и его горизонтальных градиентов, компонентов скорости ветра, количества осадков, испарения, материкового стока (метеорологический реанализ ERA-5).

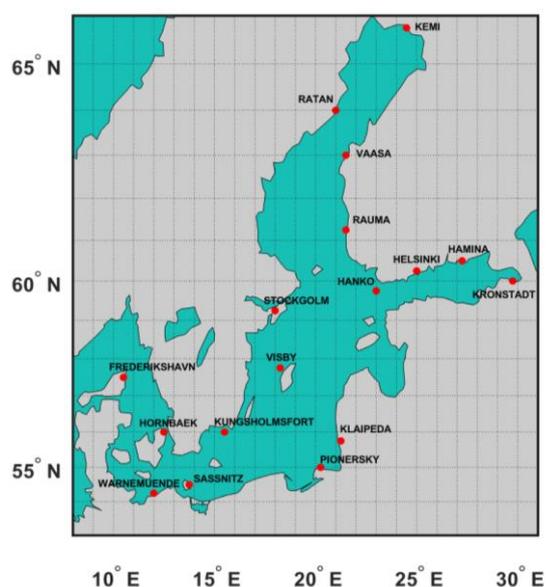


Рисунок 2. Карта географического расположения 17 мареографных станций Балтийского моря.

Затем, к рассматриваемым рядам применялись различные виды анализа данных: анализ трендов, Фурье-анализ, корреляционный, вейвлет и взаимный вейвлет анализ. В последующем, производилась интерпретация полученных результатов через выявление основных закономерностей и построение соответствующих гипотез, объясняющих их возможное возникновение.

Результаты

Анализ межгодовых колебаний уровня Балтийском море установил, что за период 1958-2015 гг. изменчивость его статистических характеристик увеличивается в северном направлении. Согласно гармоническому анализу, в спектре стационарных колебаний уровня преобладают частоты с периодом 3-4 года, 8 лет и 19 лет. В нестационарном же приближении основные энергетические максимумы в высокочастотной области приходятся на начало (1958-1970 гг.), конец наблюдений (2007-2015 гг.), а также 1980-1983 и 1995-2000 гг., в то время как низкочастотные 8-ми летние пики остаются относительно постоянными. Взаимный корреляционный анализ отметил преобладающую на большей части Балтийского моря высокую корреляцию уровня моря лишь с меридиональным градиентом давления, зональной скоростью ветра и атмосферным давлением. Взаимный вейвлет анализ показал высокую когерентность уровня моря с меридиональным градиентом давления и зональной скоростью ветра на периодах 1-2 года, 4-6 лет, 6-8 лет, 24-32 года для большей части Балтийского моря. При этом высокочастотные максимумы были отмечены в 1960-е и 1990-е гг., в то время как в 1970-1990-х гг. преобладали уже низкочастотные циклы. С начала 2000-х гг. наблюдается тенденция к перераспределению энергии колебаний в область более высоких частот. Также, отдельно для района Ботнического залива была зафиксирована устойчивая высокая корреляционная связь уровня моря с атмосферным давлением на диапазоне частот 1-12 лет. Из этого следует, что основным фактором межгодовой изменчивости уровня в Балтийском море является атмосферное давление, как следствие вызываемые ими ветра и статический эффект.

Литература

- [1] МГЭИК, «Обобщающий доклад по изменению климата.» МГЭИК, Женева, Швейцария, 163 стр., 2014.
- [2] Madsen, «Sea Level Trends and Variability of the Baltic Sea From 2D Statistical Reconstruction and Altimetry,» *Frontiers in Earth Science*, p. 12, 2019.
- [3] Hela, «Über die Schwankungen des Wasserstandes in der Ostsee mit besonderer Berücksichtigung,» *Meren~utkimuslaitoksen Julkaisu-Havsforskningsinstitutets Skrift*, p. 134, 1944.
- [4] G. Dietrich, «Ozeanographisch-meteorologische Einflüsse auf Wasserstandsänderungen des Meeres am Beispiel der Pegelbeobachtungen von Esbjerg,» *Die Kuste*, Т. 1 из 22: pp. 130-156, 1954.
- [5] Lisitzin, *Sea-level changes*, Amsterdam: ELSEVIER SCIENTIFIC PUBLISHING COMPANY, 1974.
- [6] Ф. Терзиев, *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР*, т. 3 (Балтийское море), Москва: Гидрометеониздат, 1992.
- [7] Andersson, «Influence of long-term regional and large-scale,» *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, pp. 76-88, 2002.
- [8] Karimi, «Multidecadal Sea Level Variability in the Baltic Sea and Its Impact on Acceleration Estimations,» *Frontiers in Marine Science*, p. 12, 2021.

- [9] K. S. Madsen, «Recent and Future Climatic Changes of the North Sea and the Baltic Sea,» 2011.
- [10] N. Stramska и N. Chudziak, «Recent multiyear trends in the Baltic Sea level,» *Oceanologia*, т. 55, № 2, 2013.
- [11] A. Richer и R. Dietrich, «Geodetic observation of sea-level change and crustal deformation in the Baltic Sea region,» *Physics and Chemistry of the Earth*, Т. 1 из 253-54, pp. 43-53, 2012.
- [12] GRÄWE, «Decomposing Mean Sea Level Rise in a Semi-Enclosed Basin, the Baltic Sea,» pp. 3089-3108, 2019.
- [13] В. Фукс, «Гидродинамические основы интерпретации альтиметрических съёмок морской поверхности,» *Сборник научных трудов "Колебания уровня в морях"*, № с. 79-91, 2003.
- [14] Santamaría-Gómez, «Uncertainty of the 20th century sea-level rise due to vertical land,» № 473, с 24-32, 2017.
- [15] «Современное повышение уровня моря,» [В Интернете]. Available: https://ru.wikipedia.org/wiki/Современное_повышение_уровня_моря. [Дата обращения: 25 12 2021].

К ПРОБЛЕМЕ РЕГЛАМЕНТАЦИИ АНТРОПОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ

Возняк А.А.

Российский научно-исследовательский институт комплексного использования и охраны водных ресурсов, Камский филиал, Пермь, Россия

«Горный институт Уральского отделения Российской академии наук» – филиал ФГБУН Пермского федерального исследовательского центра Уральского отделения Российской академии наук, Пермь, Россия

Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

TO THE PROBLEM OF REGULATION OF ANTHROPOGENIC IMPACT ON WATER RESOURCES

Voznyak A.A.

Russian Research Institute for the Integrated Use and Protection of Water Resources, Kama Branch, Perm, Russia

“Mining Institute of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences” - a branch of the Federal State Budgetary Institution of Science of the Perm Federal Research Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Perm, Russia

Perm State National Research University, Perm, Russia

Представлены комментарии к действующим Методическим указаниям по разработке нормативов допустимого воздействия на водные объекты, предложены уточнения по результатам проведенных за последнее десятилетие научных исследований.

Comments are presented on the current Guidelines for the development of standards for permissible impact on water bodies, clarifications are proposed based on the results of scientific research conducted over the past decade.

В 2007 году были утверждены Методические Указания (далее МУ) по разработке нормативов допустимого воздействия (далее НДВ) на водные объекты [1], главным назначением которых было использование разработанных НДВ при решении различных вопросов в области использования и охраны водных объектов. С 2008 по 2012 гг. НДВ разработаны для большинства водных объектов Российской Федерации (далее РФ). Однако в отдельных регионах согласование и утверждение регламентации антропогенного воздействия на водные объекты наткнулись на категоричный отказ со ссылкой на разработанные НДВ.

Так, нормативы допустимых сбросов (далее НДС), разработанные в соответствии с Методикой разработки нормативов допустимых сбросов веществ и микроорганизмов в водные объекты для водопользователей [2], сравнивались Бассейновым водным управлением (далее БВУ) с рыбохозяйственными предельно-допустимыми концентрациями (далее ПДК), в то время как и бассейн расчетной реки, и все соседние речные бассейны имеют давно доказанный региональный фон по отдельным показателям.

В связи с тем, что согласно п. 20 Методики НДС «НДС разрабатываются в соответствии с нормативами допустимых воздействий на водные объекты (НДВ)» [2], здесь требования БВУ по сравнению НДС с НДВ были обоснованы. Вопрос в другом: почему НДВ для речного бассейна Уральского региона оказались равны рыбохозяйственным ПДК (далее ПДКр/х)? Ведь достаточно давно известно, что на всех уральских реках (вследствие прохождения подземных вод, питающих реки, по обширным запасам руд подземных ископаемых) наблюдается превышение концентраций отдельных элементов над ПДКр/х уже в истоках рек. Для решения вопроса, связанного с утверждением разработанных НДС, пришлось тщательно изучить Методические указания по разработке НДВ.

В качестве НДВ были приняты ПДКр/х в соответствии с п. 5 Методики НДВ: нормативы допустимого воздействия на водные объекты для регламентации видов воздействия на водные объекты определяются исходя из целевого назначения водного объекта [1]. При выполнении этого пункта выявляются сразу 4 противоречия:

1) В Приложении А с перечнем видов использования водных объектов нет рыбохозяйственного использования. Из тех 14 видов, что перечислены, для 4-х, вообще, не важно качество воды; еще для 6-и – главный показатель: концентрация взвешенных веществ; в 3-х – использование определяется санитарно-гигиеническими ПДК (водоснабжение, рекреация, отдых детей и т.д.); и 1 последний тип (сброс сточных вод) при использовании ориентируется на фоновые характеристики. Возникает вопрос, исходя из какого целевого назначения водного объекта для разработки НДВ были приняты рыбохозяйственные ПДК? С другой стороны, в соответствии с тем же п.5 [1] целевое назначение водного объекта или его участка определяется действующим законодательством, а согласно действующему законодательству [3] все водные объекты Российской Федерации являются рыбохозяйственными объектами. Однако надо различать принадлежность водного объекта к рыбохозяйственным и целевое назначение рыбохозяйственное (использование водного объекта для добычи (вылова) и искусственного воспроизводства водных биологических ресурсов).

2) В п.4 [1] указаны цели разработки НДВ, где под №1 обеспечение устойчивого функционирования естественных или сложившихся экологических систем, под №2 - сохранение или улучшение состояния экологической системы, под №3 - сведение к минимуму последствий антропогенных воздействий, и только под №4 обеспечение устойчивого и безопасного водопользования. То есть водопользование при разработке НДВ стоит на последнем месте после 3-х пунктов по сохранению экосистемы. Однако в упомянутом Приложении А, в соответствии с которым предписано выбрать характер использования объекта, все типы относятся к водопользованию. Хотелось бы, чтобы Методика [1] четче сформулировала приоритеты: что на первом месте при разработке НДВ – водопользование или устойчивое функционирование экологической системы водного объекта.

3) В соответствии с пп. 9 и 10 Методических указаний [1], вообще, не имеет особого значения, какая цель использования водного объекта будет выбрана. Если будет выбрано устойчивое функционирование экологической системы водного объекта, то п. 9 [1] гласит, что нормативы качества воды устанавливаются согласно положениям пункта 10 настоящих методических указаний, а п. 10 [1] подчеркивает, что для веществ двойного генезиса нормативы качества воды могут приниматься равными нормативам предельно допустимых концентраций химических веществ, которые определяются с учетом регионального естественного (условно-естественного) гидрохимического фона. Если будет выбрано водопользование, то для водопользования, как уже отмечалось, главным критерием являются, в основном, санитарно-гигиенические ПДК, а они по характерным «загрязнителям» уральских рек в 10-1000 раз мягче ПДКр/х. В любом случае при разработке НДВ рыбохозяйственные ПДК для веществ двойного генезиса не должны применяться.

4) В связи с тем, что каждый водный объект (включая тот, для которого рассчитываются НДС) является рыбохозяйственным, к нему должны быть применимы рыбохозяйственные ПДК. Но почему для любого речного бассейна РФ должны применяться нормативы общегосударственные, разработанные на воде рек западных и юго-западных регионов СССР, по сути чисто равнинных рек? На остальной территории страны от Урала до Дальнего Востока практически все реки, даже становясь в среднем течении равнинными, начинаются в горных массивах, богатыми залежами полезных ископаемых.

Так, давно известно, что при глубоком несоответствии качества воды уральских рек общегосударственным ПДКр/х (до 60 ПДКр/х по марганцу, до 10-16 по железу, до 2-5 по меди и цинку, таблица 1) эти реки отличаются огромными рыбными запасами, причем много видов, довольно чувствительных к загрязнению, например, хариус, щука, окунь и занесенные в Красную книгу и запрещенные к вылову таймень, подкаменщик, белорыбица (нельма).

Последнее противоречие уже не относится к Методике НДВ (хотя в ней оно всплывает), а представляет собой давнюю проблему, периодически обсуждаемую, но так пока и не решенную [4]. Суть ее заключается в том, что для стран с таким разнообразием ландшафтов и водных ресурсов, как в РФ, не могут применяться для регламентации антропогенных воздействий на водные ресурсы стандартизованные, неизменяемые, единые

общегосударственные рыбохозяйственные ПДК для всех водных объектов этой гигантской территории.

Есть 2 решения данного вопроса: или разработать для каждого региона свои региональные рыбохозяйственные ПДК (что связано с очень большими затратами и по времени, и по финансам) или ввести приоритет при разработке НДВ регионального фона химического состава воды в водном объекте над общегосударственным стандартом. Для этого необходимо прописать в МУ обязанность разработчика по изучению естественного химического режима водных объектов территории, для которой производится разработка НДВ, и использовать общегосударственные ПДКр/х только если они выше фоновых показателей. При этом региональный фон тоже должен быть обоснован на примере нескольких водных объектов рассматриваемой территории с ненарушенным гидрологическим и гидрохимическим режимом.

Таблица 1. Качество воды в верхних створах некоторых рек Уральского региона в виде кратности средней (и максимальной) за год концентрации загрязняющего вещества ПДКр/х

Река-створ	Загрязняющие вещества, кратность ПДКр/х				
	Медь	Марганец	Цинк	Нефть	Железо
Ай-7,5 км выше г. Златоуста	1,7-1,8	9-12	2,7-2,5	1-1,3	5,4-2,9
Белая-ж.д.ст. Шушпа	3(9)-1(4)	14(29)-9(26)	≥1-≤1	5(16)-1	6(31)-2(7)
Миасс-5 км выше г. Миасс	1,7-2,2	21,3(52)-15,8(58)	3-2,9	≤1	≤1
Уй-0,2 км выше с. Степное	3-4	11,9-27,4	4,4-12	0,9-1,4	2,3-3,9
Урал-г.Верхнеуральск	1,5-2	9,3-6,1	2,4-2,6	1-2	1,2
Урал, выше впадения р. Малый Кизил	3(7)	9,6(19)	2,2(7,9)	2,4(4,2)	3(4,7)
Большой Кизил	3(4)-5(8)	-	≤1	1(2)-2(8)	4(8)-9(27)
Малый Кизил	3,7(5)	12,9(29)	1,2(1,5)	1,8(6)	7,4(16)
Березовая - Булдырья	3(50)	3(14)	1(15)	5(93)	6,8(81)
Кама-Гайны	3(17)	16(83)	1(87)	4(90)	16(44)
Колва-Чердынь	2,4(11)	13(60)	0,6(3)	8(188)	10(30)
Сылва-Шамары/Кунгур	3(24)/2,3(18)	11(13)/8(38)	17(40)/1(3)	7(140)/2(28)	8(47)/11(86)
Чусовая-Староуткинский	36(140)	12(49)	5(14)	4(14)	5(28)

Необходимо отметить, что МУ [1] в пп.10.2, 18.8, 18.9 и в Приложении Б как раз и предлагают при разработке НДВ использование региональных ПДК для веществ двойного генезиса, причем разработанных не строго в соответствии с требованиями по разработке ПДК (по биологическим показателям тест-систем), а просто исходя из анализа исходных материалов [1]. Так, согласно п. 33.5 [1] из анализа исходных материалов получаем информацию о соответствии качества вод гигиеническим, рыбохозяйственным требованиям, установленным с учетом региональных природных особенностей. Однако, согласно Приложению Б [1], подтвердить экологическое благополучие водного объекта можно только на основе гидробиологических показателей. Вообще, получается, в основном тексте МУ [1] разрешается использование регионального гидрохимического фона, в Приложении все опять сводится к утвержденным общегосударственным ПДК. Хотелось бы, чтобы в новых МУ по разработке НДВ эти противоречия между основным текстом и приложениями были устранены.

Вообще, недоговоренности, нечеткости, неясности в МУ 2007 г. достаточно. Так, в п.18 представлена Схема расчета нормативов допустимого воздействия на водные объекты, при этом восьмым этапом (п. 18.8) идет «определение нормативов предельно допустимых концентраций химических веществ с учетом природных особенностей территорий и акваторий, назначения природных объектов и природно-антропогенных объектов, гарантирующих стабильность экологической системы водного объекта с заданной обеспеченностью и/или удовлетворения требований приоритетных видов использования

воды». Опять непонятны приоритеты: что важнее, стабильность экологической системы или удовлетворения требований приоритетных видов использования воды?

Или, например, п. 20: Среди источников загрязнения выделяются объекты антропогенной деятельности. Для них «При превышении фактического содержания химических веществ в водном объекте над нормативом качества воды норматив допустимого воздействия на водные объекты корректируется в сторону снижения». Снижение – это послабление или ужесточение? Вообще в русском языке снижение тождественно уменьшению, то есть послаблению, но для концентраций химических веществ в воде снижение – это ужесточение. Тоже не совсем ясно представлено.

Следующее замечание касается диффузного стока. Во-первых, почему в расчете участвует только поверхностный диффузный сток? По исследованиям 2016-2019 гг. на водных объектах, где происходит активное антропогенное воздействие и для которых, собственно, и разрабатываются НДС, очень велика подземная составляющая, достигающая 90% от общего загрязнения водного объекта [5, 6]. Во-вторых, не понятен смысл отдельного расчета объема диффузного стока и объема боковой приточности (формулы 6, 7 приложения Б), если в формуле расчета окончательного норматива НДСхим (формула 5 приложения Б) учитывается только один объем (боковой приточности) и один норматив качества воды (также боковой приточности).

Последнее замечание в данной статье относится к назначению наиболее неблагоприятных условий в пределах каждого характерного сезона. И в МУ [1], и в Методике НДС [2] в качестве наиболее неблагоприятных условий рекомендуется принимать летне-осеннюю и зимнюю межень года 95% обеспеченности и соответствующие им объемы стока. Исследования 2016-2017 гг. показали, что сток в межень года 95% обеспеченности имеет, чаще всего, достаточно высокую обеспеченность (порядка 15-40%) в рядах минимального стока за межень [7]. В качестве наиболее неблагоприятных условий гораздо корректнее принимать сток межени 95% обеспеченности по рядам минимального стока.

Литература

1. Методические указания по разработке нормативов допустимого воздействия на водные объекты. Утв. приказом Минприроды России от 12.12.2007 № 328, зарег. в Минюсте России 23.01.2008 № 10974.
2. Приказ МПР РФ от 17 декабря 2007 г. N 333 Об утверждении Методики разработки нормативов допустимых сбросов веществ и микроорганизмов в водные объекты для водопользователей
3. Постановление Правительства РФ от 28 февраля 2019 года N 206 Об утверждении Положения об отнесении водного объекта или части водного объекта к водным объектам рыбохозяйственного значения и определении категорий водных объектов рыбохозяйственного значения (с изменениями на 10 июня 2021 года).
4. Веницианов Е.В., Аджиенко Г.В., Возняк А.А., Чиганова М.А. Современные проблемы оценки, регулирования и мониторинга качества поверхностных вод // Водное хозяйство России. 2018. № 1. С. 47-59. DOI: 10.35567/1999-4508-2018-1-4
5. Лепихин А.П., Возняк А.А., Любимова Т.П., Паршакова Я.Н., Ляхин Ю.С., Богомолов А.В. Исследование особенностей формирования и масштабов диффузного загрязнения, сформированного крупными промышленными комплексами, на примере Соликамско-Березниковского промузла // Водные ресурсы. 2020. Т. 47. № 5. С. 560-566.
6. Ляхин Ю.С., Богомолов А.В., Лепихин А.П., Возняк А.А. Особенности формирования и масштаб диффузного загрязнения пойменных озёр в районе Кирово-Чепецкого промышленного комплекса // Горное эхо. 2020. № 2 (79). С. 3-10.
7. Возняк А.А. Корректность задания стоковых характеристик при гидрологических и водохозяйственных расчетах (на примере рек Камского бассейна) // Современные проблемы водохранилищ и их водосборов. Труды VI Международной научно-практической конференции. В 3-х томах. 2017. С. 32-37.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ И АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СТОКА РЕКИ СИНАРА.

А.И. Второва¹, Н.В. Мякишева², д-р г-ф. наук

¹Отдел водных ресурсов по Челябинской области Нижне-Обского бассейнового водного управления, Челябинск, Россия

²Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

CLIMATIC AND ANTHROPOGENIC CHANGES IN THE FLOW OF THE SINARA RIVER.

A.I. Vtorova¹, N.V. Myakisheva², Dr.Sc.

¹Department of water resources in the Chelyabinsk region of the lower Ob basin water management, Chelyabinsk, Russia

²Russian state hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia

Проведен вероятностный анализ межгодовой изменчивости зарегулированного стока в бассейне р. Синара с применением теории случайных процессов. Получены статистические характеристики многолетней изменчивости стока, осредненных для бассейна р. Синара. Оценена регулирующая способность водосбора и техногенных сооружений. Выполнен квантильный анализ многолетней изменчивости стока, температуры воздуха и осадков. Получены статистические характеристики изменчивости показателей климата.

Probabilistic analysis of inter-annual variability of the regulated flow in the Sinara River basin using the theory of random processes. Statistical characteristics of long-term flow variability averaged for the Sinara River basin were obtained. The regulating capacity of the watershed and man-made structures was assessed. Quantile analysis of long-term variability of a runoff, air temperature and precipitation is executed. Statistical characteristics of climate indicators variability were obtained.

Введение

В условиях развития экономики и роста городов в современной России изменение режима водных объектов очевидно. Также наблюдается изменение климатических условий – факторов формирования гидрологического режима. Выявление его особенностей с учетом изменений климата и определение характерных отличий, возникших при антропогенном вмешательстве в данных условиях особенно актуально.

Бассейн р. Синара расположен почти в центре огромного материка Евразии на большом удалении от морей и океанов, что обуславливает значительную континентальность климата, характеризующегося продолжительной холодной зимой, теплым летом и короткими переходными сезонами.

Река Синара вытекает из оз. Синара (Каслинский район Челябинской области), впадает в р. Исеть с правого берега у д. Медведево Курганской области на 402 км от устья. Длина реки 148 км. Площадь водосбора -6690 км². Общее падение реки 327 м. Водосбор расположен в двух геоморфологических областях: верховье – в восточных увалисто-холмистых предгорьях Среднего Урала, средняя и нижняя части – в северной области Предтургайской равнины. Переход от верхней части к нижней происходит уступами. Основные притоки: р. Караболка длиной 76 км впадает в р. Синара с правого берега на 70 км от ее устья, р. Багаряк длиной 80 км, впадает с левого берега на 41 км.

На широких, плоских междуречных пространствах сосредоточены многочисленные озера размером от нескольких га до 30 км², а также болота. Большинство озер бессточные, многие из них, соединяясь друг с другом, образуют целые системы. Некоторые озера имеют сток в реки, постоянный или временный (в период половодья). Залесенность водосбора -36%, заболоченность -4%, озерность -5%.

На водосборной площади имеются 3 крупных естественных водоема – озера Синара, Иткуль и Окункуль, соединенные между собой.

Водохранилище «Синара» представляет собой естественное озеро, уровень которого регулируется гидроузлом. Площадь зеркала водохранилища при нормальном подпорном уровне (НПУ=247,50 м) равна 23,6 км², объем 148 млн.м³, средняя глубина 6,3 м, максимальная глубина 11,4 м.

Верхним в каскаде озер-водохранилищ является «Иткуль». Водохранилище представляет собой естественное озеро, уровень воды которого регулируется гидроузлом. Площадь зеркала водохранилища при отметке НПУ=277,00 м составляет 30,4 км², объем 220 млн.м³, средняя глубина 7,2

м, максимальная глубина 11,3 м. В него впадает несколько мелких водотоков, вытекает р. Исток, впадающая в водохранилище «Синара».

Водохранилища «Синара» и «Иткуль» предназначены для хозяйственно-питьевого и промышленного водоснабжения г.Снежинск и объектов экономики.

Система озер Синара и Иткуль расположена в северной части Челябинской области в бассейне р. Синара. Котловины озер имеют тектоническое происхождение. Все исследуемые озера расположены в пределах гор и предгорий восточного склона на границе перехода горной области к области предгорий, а восточная на границе перехода горной области предгорий к Восточно-Уральской холмистой равнине.

Система озер Синара и Иткуль являются единой гидротехнической системой, регулирование которой осуществляется подпорными гидроузлами.

Материалы и методы

Речной сток рассматривался как вероятностный полициклический процесс с основными энергонесущими зонами в диапазонах частот, соответствующих многолетним и внутригодовым колебаниям.

Для анализа многолетней изменчивости использовались ряды среднегодовых расходов и ежегодные последовательности значений для всех месяцев года, которые рассматривались как случайные процессы. Привлекался квантильный анализ данных и методы низкочастотной фильтрации Баттерворта [7].

В работе использовались ряды среднемесячных и среднегодовых расходов воды по данным наблюдения на гидропостах Росгидромета: р. Синара (с. Верхне-Ключевское, с. Слободчиково), а также на ее притоках: р. Караболка-с.Усть-Караболка и р. Багаряк-с.Колпаково за период с 1930 – 2020 гг [1-5].

Для оценки климата анализировались данные о суммах осадков и температуре воздуха по наблюдениям на метеостанциях Аргаяш и Бродокалмак с 1938 по 2021 г. и Верхний Уфалей с 1936 по 2021 г

База данных была сформирована преимущественно с помощью публикаций издательств Гидрометеиздат, «НЕДРА» и информационного ресурса meteo.ru.

Многолетние колебания водности реки

Сочетание естественных и антропогенных факторов формирует специфический режим реки. Временной ход стока р.Синара – с.Слободчиково за период после строительства системы озер многолетнего регулирования практически повторяет все особенности временного ряда сумм осадков, как по долгопериодной изменчивости, так и по чередованию выделенных циклов. По данным среднегодовых значений имеются согласованные тренды на повышение стока и годовых сумм осадков. Тренд температуры воздуха на повышение имеет обратный тренду стока ход, что логично: чем выше температура, тем больше испарение и меньше доля стока. Тренд снижения стока главным образом сформирован в рядах ежегодных данных за март и июль.

При анализе расходов воды в пункте с. Слободчиково после оз. Синара наблюдается значимый тренд на повышение стока. При детальном анализе выявлено, что тенденция повышения стока от года к году наблюдается в период с мая по сентябрь. Однако квазициклы в расходах воды в пункте после системы озер Синара и Иткуль согласуются с квазициклами атмосферных осадков. Их продолжительность максимального периода составляет 39-45 лет и они проявляются как периоды локальной нестационарности - повышения и понижения расхода воды в течение 12-16 лет и 5-6 лет что обусловлено колебаниями сумм осадков. Для температуры воздуха теплого и холодного периодов характерен тренд на повышение (рис.1).

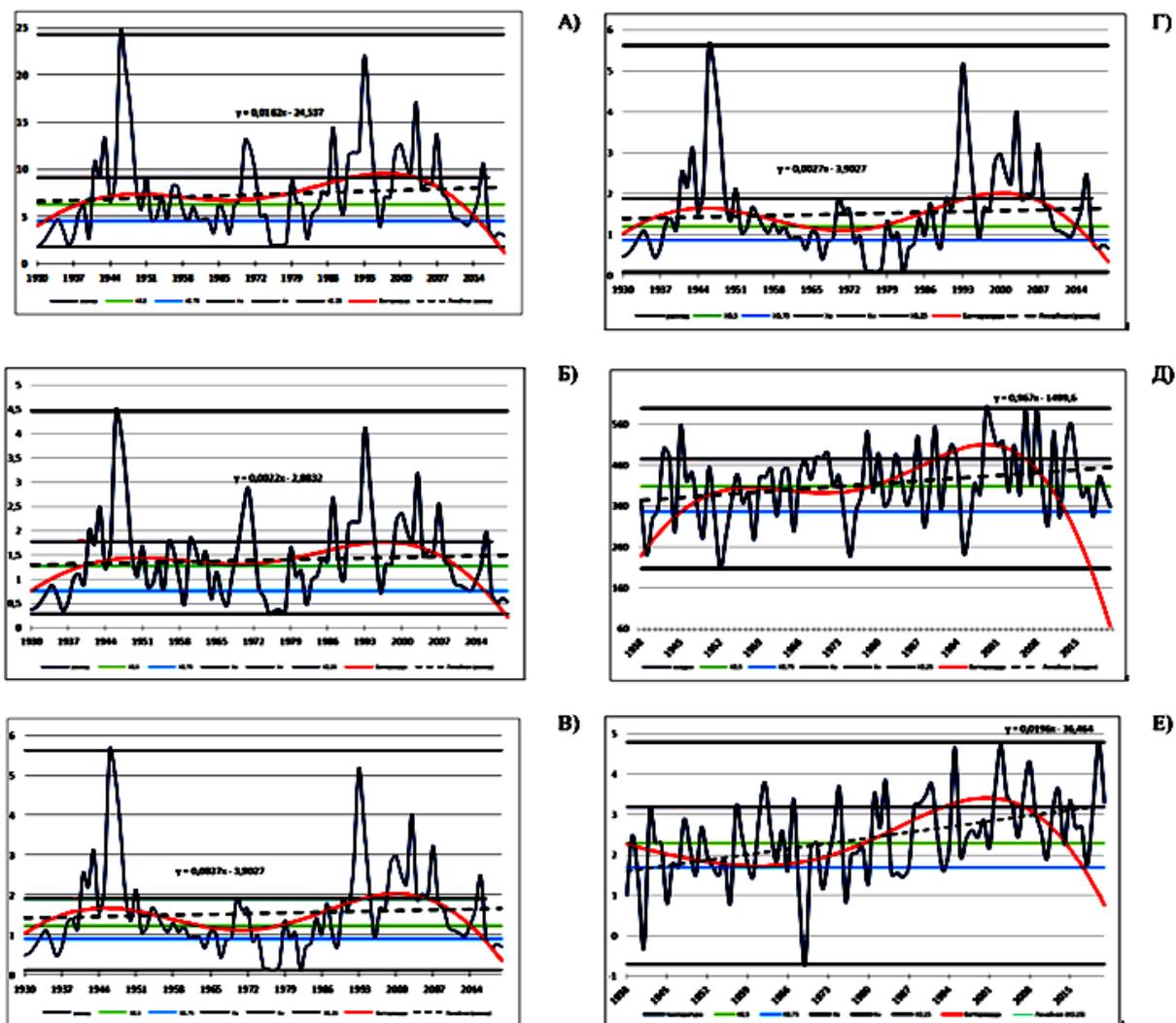


Рис. 1 Реализации гидрометеорологических характеристик: Среднегодовой расход воды А) р.Синара – с. Верхне-Ключевское, Б) р. Синара – с.Слободчиково, В) р. Караболка –с. Усть-Караболка, Г) р. Багаряк –с. Колпаково Д) Суммы осадков за год МС Аргаяш, Е) Температура за год МС Аргаяш.

Внутригодовые колебания речного стока

Набор основных фаз водного режима и время их наступления отражают свойства реки восточно-европейского типа в соответствии с классификацией Б.Д. Зайкова. Графики оценок вероятностных характеристик ПКСП (математического ожидания и дисперсии) внутригодового стока рассматриваемой реки представлены на рис.2.

Совместный анализ графиков оценки математического ожидания и дисперсии дает возможность установить тип межгодовой изменчивости процессов. В случае когерентности (т.е. сходимости) этих графиков изменчивость происходит в виде амплитудной модуляции, т. е. ослабления или усиления интенсивности основных элементов внутригодового хода, в случаи не когерентности – в виде наложения долгопериодного колебания или частотно-фазовой модуляции.

Повторение дисперсии почти в точности математического ожидания говорит о межгодовой изменчивости в виде модуляции характерных элементов внутригодового хода.

Обобщение результатов анализа временной изменчивости речного стока в терминах вероятностной модели вида

$$\beta_{1t} = \varphi_{1,1}\beta_{1, t-1} + \varphi_{1,2}\beta_{2, t-1} + \varepsilon_{1t} + m_1, \quad i=1, \dots, 12, t=1, 2, \dots, N, \quad (1)$$

где $\beta_t = \{\beta_{1,t}, \dots, \beta_{12,t}\}$; $\varphi\beta_{t-1} = \{\varphi_i\beta_{i,t-1}, \dots, \varphi_{12}\beta_{12,t-1}\}$;

$\varepsilon_t = \{\varepsilon_{1,t}, \dots, \varepsilon_{12,t}\}$ – вектор белого шума с нулевым средним и дисперсией $\delta^2 = \{\delta^2_1, \dots, \delta^2_{12}\}$;

$m = \{m_1, \dots, m_{12}\}$ – вектор математического ожидания;

$\varphi_1, \dots, \varphi_{12}$ – параметры модели, позволило детализировать особенности зарегулированности стока для отдельных месяцев года.

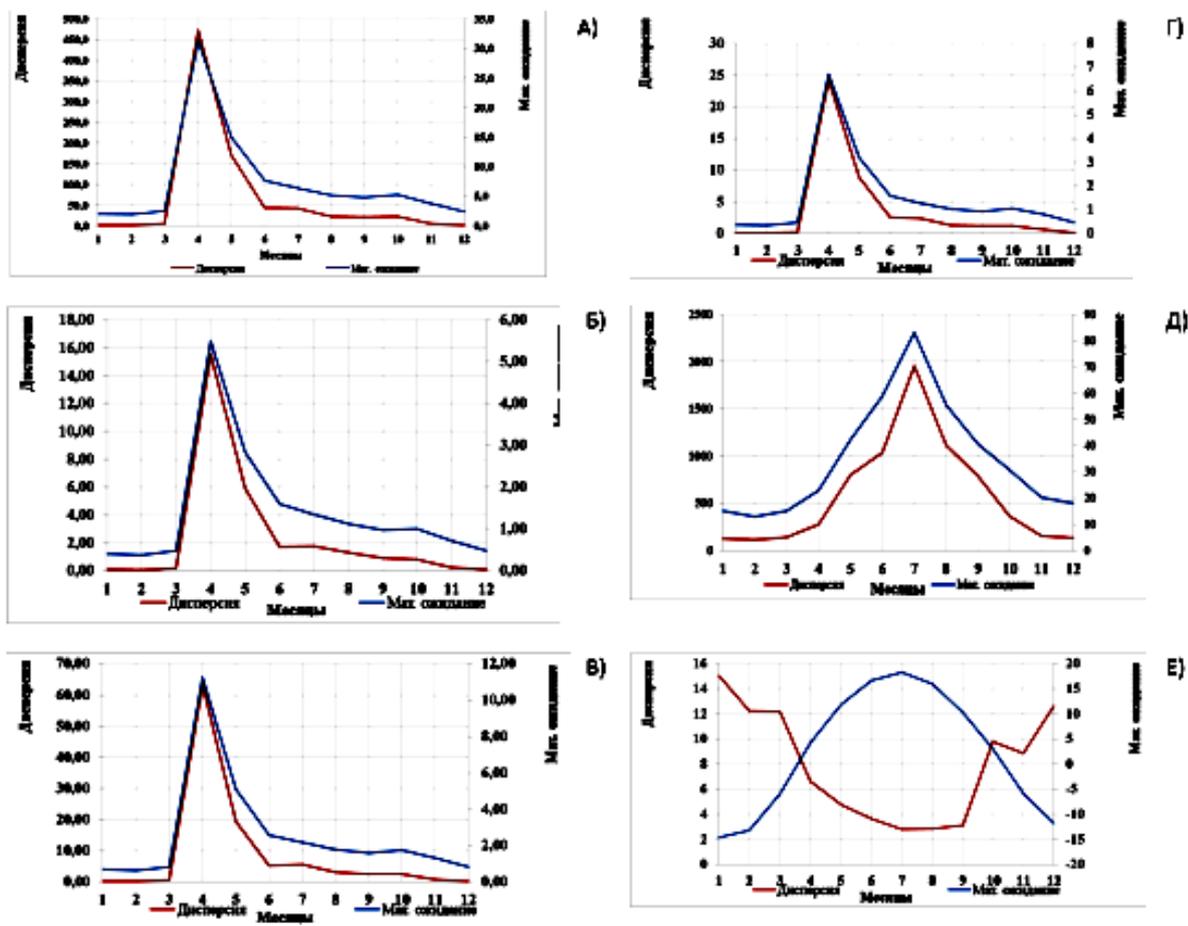


Рис. 2. Графики оценок математического ожидания и дисперсии внутригодового: стока бассейна р.Синара. А) с. Верхне-Ключевское, Б) с.Слободчиково, В) р. Багаряк-с.Колпаково, Г) р.Караболка – с.Усть-Караболка,Д) осадки МС Аргаяш, Е)температура МС Аргаяш

Параметры φ_{11} определяются через компоненты матрицы внутригодовой изменчивости, а параметры φ_{12} – через компоненты матрицы межгодовой изменчивости и характеризуют трансформацию стока в зависимости как от антропогенных, так и естественных факторов (рис.3).

Сравнение параметров φ_{11} для атмосферных осадков и расходов воды позволяет оценить регулируемую роль водосбора, обусловленную в период летней и зимней межени действием подземных вод, а также высокой озерностью данной территории.

Сопоставление результатов анализа речного стока в пунктах, подверженных влиянию техногенных сооружений системы озер Синара и Иткуль, позволяет оценить по разности параметров φ_{11} регулируемую роль антропогенных факторов. Для пунктов р. Багаряк- с.Колпаково и р. Караболка – с. Усть-Караболка разность параметров φ_{11} отсутствует, следовательно влияние антропогенных факторов незначительна.

Для пунктов р. Синара – с.Верне Ключевское и с.Слободчиково разность параметров φ_{11} превышена в два раза, что указывает на регулируемую роль антропогенных факторов в частности на техногенные сооружения системы озер.

Таблица 1. Численные значения оценок математического ожидания $m(t)$, дисперсии $D(t)$ и параметров авторегрессии φ_1, φ_2 значений основных показателей стока и климата бассейна р.Синара.

Вероятностная характеристика	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Р. Синара – с.Верне Ключевское												
$m(t), \text{м}^3/\text{с}$	2,1	1,9	2,5	31,4	15,1	7,7	6,4	5,2	4,8	5,3	3,8	2,5
$D(t), (\text{м}^3/\text{с})^2$	1,9	1,2	5,1	472,9	172,1	44,0	42,1	23,3	21,9	22,1	5,7	1,9

φ1	0,83	0,62	0,25	0,52	0,68	0,83	0,83	0,82	0,78	0,78	0,91	0,79
φ2	0,45	0,48	0,07	0,37	0,33	0,47	0,41	0,49	0,47	0,40	0,50	0,52
Р. Синара –с Слободчиково												
m(t), м³/с	0,41	0,38	0,48	5,50	2,84	1,60	1,35	1,12	0,97	1,00	0,71	0,47
D(t), (м³/с)²	0,08	0,06	0,19	15,54	5,90	1,72	1,76	1,29	0,89	0,81	0,21	0,08
φ1	0,83	0,62	0,25	0,52	0,68	0,83	0,83	0,82	0,78	0,78	0,91	0,79
φ2	0,39	0,30	0,05	0,39	0,33	0,46	0,39	0,44	0,41	0,39	0,49	0,41
р. Багаряк- с.Колпаково												
m(t), м³/с	0,37	0,35	0,47	6,71	3,22	1,60	1,28	1,03	0,94	1,06	0,82	0,47
D(t), (м³/с)²	0,11	0,08	0,24	24,31	8,88	2,58	2,45	1,27	1,22	1,22	0,65	0,13
φ1	0,63	0,68	0,22	0,41	0,37	0,50	0,45	0,54	0,53	0,46	0,19	0,54
φ2	0,63	0,68	0,22	0,41	0,37	0,50	0,45	0,54	0,53	0,46	0,19	0,54
р. Караболка – с. Усть-Караболка												
m(t), м³/с	0,69	0,62	0,83	11,27	5,10	2,57	2,19	1,77	1,58	1,75	1,32	0,84
D(t), (м³/с)²	0,24	0,16	0,56	63,37	19,50	5,25	5,65	3,15	2,47	2,44	0,76	0,27
φ1	0,45	0,50	0,12	0,41	0,30	0,44	0,41	0,41	0,48	0,40	0,30	0,35
φ2	0,45	0,50	0,12	0,41	0,30	0,44	0,41	0,41	0,48	0,40	0,30	0,35
МС Аргаяш-осадки												
m(t), мм	14,95	12,94	15,08	22,88	42,18	58,87	83,02	55,36	40,40	30,67	20,20	18,05
D(t), (мм)²	124,6	115,1	138,3	277,3	798,6	1034	1954	1109	782,3	366,0	155,4	133,7
φ1	0,15	0,04	0,17	0,00	0,08	0,06	0,12	0,02	0,03	0,15	-0,06	0,11
φ2	0,08	0,02	0,28	-0,15	0,07	0,12	-0,01	0,01	-0,04	-0,03	-0,06	-0,20
МС Бродокалмак-осадки												
m(t), мм	18,50	15,58	16,79	21,61	42,08	56,27	79,08	52,50	40,99	34,81	25,11	22,51
D(t), (мм)²	143	111	146	164,3	932,5	913,98	1743,5	1115,1	725,5	393,3	162,2	135,8
φ1	0,13	0,10	0,00	-0,04	0,12	0,16	0,08	0,24	-0,16	0,06	0,09	0,08
φ2	0,17	0,11	0,33	-0,24	0,01	0,10	0,17	0,03	0,07	-0,08	-0,04	0,00
МС Верхний Уфалей-осадки												
m(t), мм	22,74	18,94	22,45	31,21	47,41	67,08	97,99	60,65	50,34	44,88	33,97	28,09
D(t), (мм)²	159,9	162,33	171,48	393,00	844,68	918,21	1754,59	1050,06	869,39	545,45	273,73	228,64
φ1	0,24	0,13	0,08	0,05	0,14	-0,05	-0,02	-0,07	0,02	0,25	0,15	0,13
φ2	0,11	-0,05	0,11	0,01	-0,09	0,08	0,07	0,04	0,13	-0,02	-0,18	-0,13
МС Аргаяш-температура												
m(t), Т°С	-14,59	-13,23	-5,90	4,22	11,80	16,69	18,27	16,03	10,26	3,03	-5,83	-11,75
D(t), (Т°С)²	15,05	12,24	12,20	6,62	4,77	3,65	2,82	2,87	3,12	9,77	8,88	12,65
φ1	0,22	0,26	0,11	-0,03	0,29	0,19	0,25	-0,02	0,13	0,18	-0,02	0,18
φ2	0,02	-0,09	0,06	-0,09	0,05	0,22	0,12	-0,16	-0,20	0,38	0,19	0,01
МС Бродокалмак-температура												
m(t), Т°С	-15,54	-14,12	-6,51	4,37	12,03	16,94	18,52	16,15	10,23	2,79	-6,06	-12,43
D(t), (Т°С)²	16,79	13,62	12,40	6,84	4,46	3,44	2,60	2,77	2,70	4,41	11,49	14,67
φ1	0,30	0,27	0,16	-0,05	0,30	0,18	0,25	-0,05	0,12	0,23	-0,02	0,18
φ2	0,03	-0,05	0,07	-0,04	0,04	0,15	0,08	-0,16	-0,09	0,34	0,17	0,02
МС Верхний Уфалей-температура												
m(t), Т°С	-14,80	-13,17	-6,43	2,94	10,24	15,21	16,93	14,52	8,81	1,53	-6,74	-12,46
D(t), (Т°С)²	15,51	12,89	8,45	7,59	4,98	3,20	2,88	2,92	2,89	4,58	9,51	14,69
φ1	0,24	0,31	0,19	0,03	0,27	0,14	0,25	-0,02	0,14	0,18	0,04	0,22
φ2	0,03	-0,03	0,17	0,03	0,07	0,17	0,16	-0,11	-0,14	0,32	0,18	-0,02

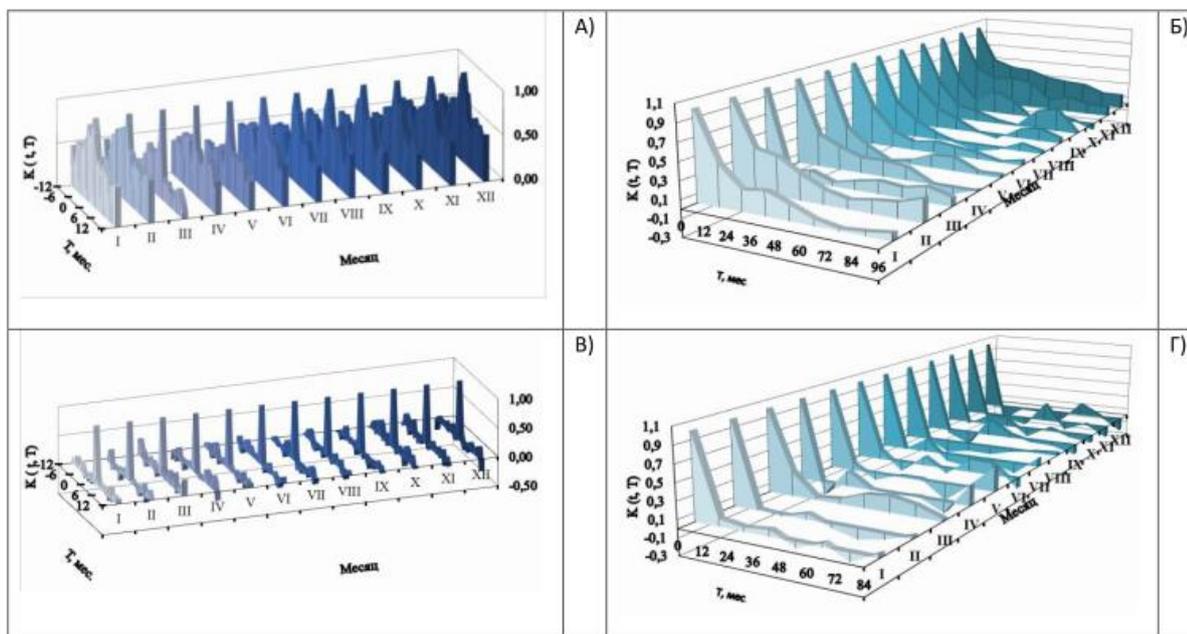


Рис. 3. Графики оценок корреляционных зависимостей А) внутригодовой и Б) межгодовой изменчивости стока р. Синара – с.Верхне-Ключевское, В) внутригодовой и Г) межгодовой изменчивости осадков – МС Аргяш.

Выводы

1. Сочетание естественных и антропогенных факторов при формировании водного режима рассматриваемой реки проявляется по-разному. Так, тренды в изменении речного стока на гидропостах с. Верхне-Ключевское и Слободчиково, а также притоках Багаряк и Караболка в общем соответствуют изменениям климата бассейна. На гидропостах наблюдается согласованность циклов водности и осадков, но при этом прослеживается тренд на повышение стока, отсутствующий в осадках, что, по-видимому, свидетельствует об антропогенном воздействии техногенных сооружений системы озер Синара и Иткуль.

2. В районах с интенсивным использованием речных вод необходимо проводить исследование руслового баланса, чтобы иметь достаточно надежные данные о стоке воды в различные отрезки времени и на разных участках реки.

3. Главной задачей исследований являлось изучение соотношения естественного (природного) и нарушенного годового стока, оценка количества воды, которую можно изъять для объектов экономики и какое количество воды необходимо оставить для сохранения экологического равновесия водного объекта.

Литература

1. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 11, Средний Урал и Приуралье [Текст] – Л.: Гидрометеиздат, 1973 – 848 с.
2. Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики. Том 11. Средний Урал и Приуралье, Выпуск 2, Тобол – Л.: Гидрометеиздат, Л., 1967, 1975, 1980.
3. Министерство геологии СССР. Гидрогеология СССР, Том 14, Урал [Текст] – М.: Издательство «НЕДРА», 1972 – 648 с.
4. Государственный водный кадастр. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши, Том 11, РСФСР, Выпуск 2, Бассейн реки Тобол [Текст] – Л.: Гидрометеиздат, 1988 – 706 с.
5. Гидрологический ежегодник. Средний Урал и Приуралье. Тобол Том 11. Выпуск 2, 1936-80 г.г.; Том 11 Выпуск 2, 1981-1999 г.г. Л., Свердловск, Обнинск.
6. Мякишева Н.В., Речной сток [Текст]// Гидрометеорология и гидрохимия морей. Балтийское море. Гидрометеорологические условия. – СПб.: Гидрометеиздат, 1994. – Т. III. Вып. 1. – С. 196-214

7.Мякишева Н.В., Трапезников Ю.А. Вероятностный анализ и моделирование речного стока водосборного бассейна Балтийского моря [Текст]//Режимообразующие факторы, гидрометеорологические и гидрохимические процессы в Балтийском море – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – С.16-34

8.Мякишева Н.В., Второва А.И., Горбатенко А.А. Разномасштабная изменчивость водности рек России в современных условиях. I. Южный Урал. Река Ай//Естественные и технические науки, №2, 2018. - С.108-114

9.Мякишева Н.В., Второва А.И., Горбатенко А.А. Разномасштабная изменчивость водности рек России в современных условиях. I. Южный Урал. Река Юрюзань//Естественные и технические науки, №8, 2018. - С.102-108.

О ПОСЛЕДСТВИЯХ НЕУЧЁТА ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РУСЛОВОГО ПРОЦЕССА ПРИ ПРОЕКТИРОВАНИИ ПЕРЕХОДОВ ДОРОГ ЧЕРЕЗ РЕКИ

С.А. Гавриков, канд. техн. наук

АО «Дальневосточный научно-исследовательский институт гидротехники и мелиорации», Владивосток, Россия

ON THE CONSEQUENCES OF NOT TAKING INTO ACCOUNT THE REGULARITIES OF THE CHANNEL PROCESS IN THE DESIGN OF ROAD CROSSINGS OF RIVERS

S.A. Gavrikov, Cand. Sc. (Technology)

JSC «Far Eastern Research Institute of Hydraulic Engineering and Land Reclamation», Vladivostok, Russia

Рассмотрены и показаны условия и причины усилившихся размывов дождевыми паводками на реке Стеклянуха сельскохозяйственных угодий и насыпи автодороги регионального значения Шкотово—Партизанск на участке автомобильного мостового перехода через реку Стеклянуха (у села Стеклянуха Приморского края), построенного в 1990 году. Предлагаются инженерные мероприятия для снижения степени размывов земель и предотвращения аварийного разрушения дорожной насыпи на участке во время большого дождевого паводка.

The conditions and causes of increased erosion by rain floods on the Steklyanukha River of agricultural land and the road embankment of regional importance Shkotovo—Partizansk on the section of the road bridge crossing over the Steklyanukha River (near the village of Steklyanukha, Primorsky Krai), built in 1990, are considered and shown. Engineering measures are proposed to reduce the degree of land erosion and prevent emergency failure of the road embankment at the site during a large rainfall flood.

Введение. Целью исследования являлось определение причин и количественная оценка нарушения земель сельскохозяйственного назначения на участке площадью 20,3 га в связи с искусственным изменением русла реки Стеклянуха, предпринятым в 2007 году для отведения реки от насыпи автомобильной дороги Шкотово—Партизанск на участке у мостового перехода автодороги через реку. Непосредственно работы по водоотведению реки, включавшие перекрытие ее левого рукава, выполнило автодорожное ремонтное предприятие АО "Примавтодор", реализовавшее проект ОАО "Гипродорнии" (Хабаровский филиал).

Обзорная карта района расположения земельного участка приведена на рис. 1.

Исходные данные. Заказчиком исследования являлся землепользователь данного земельного участка – ООО "Сельскохозяйственное предприятие "Прогресс-2". Им были предоставлены материалы по землеустройству участка и срокам производства работ по креплению насыпи автодороги в отношении соблюдения природоохранного законодательства. Был также предоставлен план земельного участка. Выводы исследования основывались на анализе материалов, предоставленных заказчиком, и данных авторского рекогносцировочного исследования рассматриваемого участка и р. Стеклянухи на участке.

Рекогносцировочное исследование выполнено 13 мая 2017 года.

Кроме того, использовались данные о наибольших ежегодных расходах воды дождевых паводков по данным гидрометрических наблюдений по гидрологическому посту на р. Шкотовке у посёлка Шкотово за период 1939–43, 1945, 1947–2016 гг., опубликованные в изданиях государственного водного кадастра. Использовались также топографические карты масштабов 1:100 000, 1:200 000 и спутниковые снимки участков бассейна реки Стеклянуха и бассейна реки Шкотовка, притоком которой является Стеклянуха (рис. 1, 2, 3).

Месторасположение участка. Земельный участок находится в Шкотовском районе Приморского края на шестом километре автодороги Шкотово—Партизанск от ее отхода на Партизанск от автодороги А-188 Владивосток—Находка. Участок расположен вдоль реки Стеклянуха и вдоль автодороги Шкотово—Партизанск с левой ее стороны по направлению на Партизанск, и в 200–1180 м к западу от западной окраины села Стеклянуха (см. рис. 1).

Автомобильная дорога Шкотово—Партизанск, построенная на этом ее участке по новой трассе, введена в эксплуатацию 23 марта 1990 года. Она переходит через реку Стеклянуха с помощью моста на расстоянии 850 м к западу от села Стеклянуха. Длина моста 150 м.

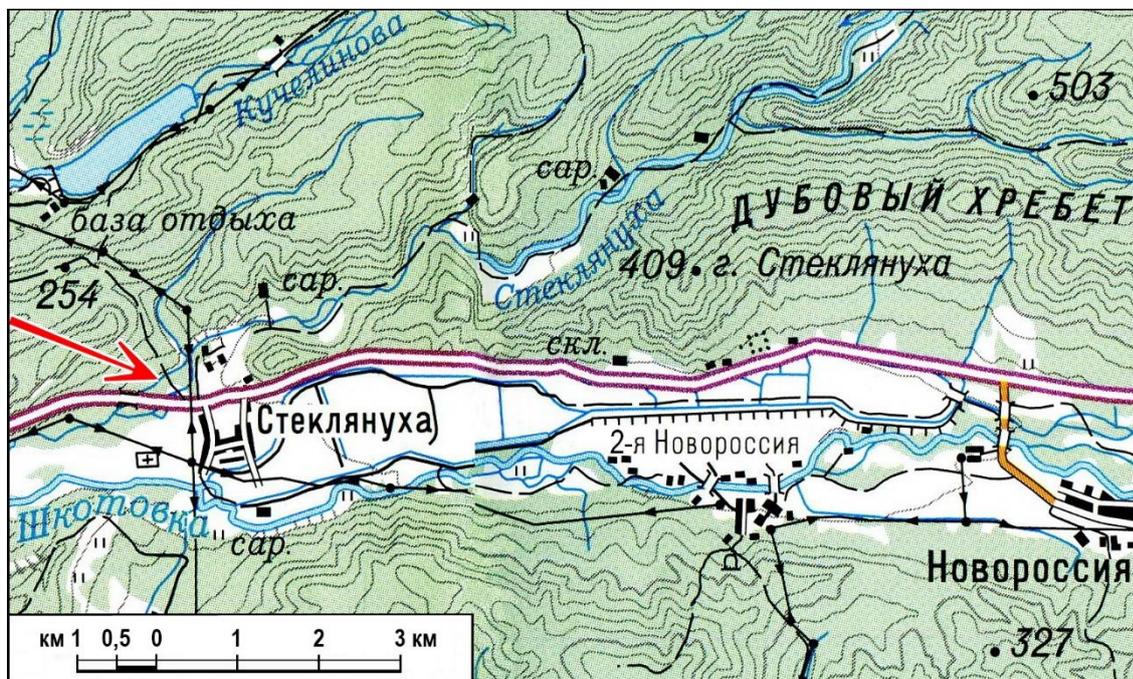


Рис. 1. Обзорная карта района расположения земельного участка площадью 20,3 га (стрелкой показано месторасположение участка). Топографическая основа – по карте масштаба 1:200 000. Состояние местности на 2012 г.

Гидрография. Река Стеклянуха берет начало на Шкотовском плато, где большей частью формируется ее сток, течет в основном направлении к юго-западу и впадает справа в реку Шкотовка на 10 км от ее устья. Длина Стеклянухи (от наиболее удаленного истока) до устья 45 км, площадь водосбора – 229 км²; до створа моста автодороги Шкотово–Партизанск длина реки 42 км, площадь водосбора – 221 км². В свою очередь, р. Шкотовка впадает в вершину Уссурийского залива Японского моря.

Дно долины и пойма р. Стеклянухи в полосе рассматриваемого земельного участка покрыты лиственным лесом, а вдоль остальной части дна долины на этом ее участке она безлесная (см. рис. 1).

В геологическом отношении, современные отложения, слагающие русло Стеклянухи, ее пойму и надпойменную террасу в долине, представлены песчано-гравийно-галечным аллювием, вне русел сверху перекрытым суглинистыми и супесчаными грунтами [1].

Русло Стеклянухи на её участке вдоль земельного участка, по данным рекогносцировочного исследования, галечно-валунное с включениями гравия и песка.

Основные черты водного режима реки Стеклянуха. Климат района континентальный с чертами муссонного климата и с активной циклонической деятельностью. Выход циклонов в зимний период происходит сравнительно редко. Летняя атмосферная циркуляция муссонного типа осложняется усилением циклонической деятельности, которая обуславливает большие по площади распространения и продолжительности дожди и, как следствие, большие паводки и наводнения на реках. Поэтому для рек района наиболее характерными чертами являются паводочный режим и теплый период года и крайне неустойчивое (сильно изменяющееся от года к году) распределение стока внутри года, которое к тому же крайне неравномерное: до 95 % годового объема стока проходит в период открытого русла (апрель–ноябрь) [2].

В мае–октябре на реке проходят в разные годы от двух до пяти и более дождевых паводков, которые могут часто следовать один за другим и иногда достигать большой высоты. Летняя межень на реке в некоторые годы выражена слабо и имеет характер кратковременных (10–20 суток) межпаводковых понижений уровня воды. Замерзает река в среднем в конце ноября – начале декабря. Вскрытие реки происходит в конце марта [1].

Краткое содержание вопроса, исходные данные и выводы

1) Рассматриваемый земельный участок площадью 20,3 га сформирован в 2007 году таким образом, что его северная и северо-западная граница совпадала с границей краевого государственного учреждения «Шкотовский лесхоз», а часть южной границы проходила вдоль левого, основного, рукава

реки Стеклянуха, действовавшего на тот период. Теперь этот рукав называется старым руслом р. Стеклянухи (рис. 2, 3).

Автомобильная дорога Шкотово–Партизанск, как уже отмечалось, введена в эксплуатацию 23 марта 1990 года. При ее проектировании не были учтены закономерности развития руслового процесса р. Стеклянухи на ее участке перед пересечением трассой дороги. Несмотря на то, что на участке перед трассой проектировавшейся дороги река Стеклянуха разбивается на два рукава, и главным из них периодически становится то один, то другой рукав, было принято неосторожное техническое решение строительства только одного, ныне действующего, моста через реку. Он был построен в 80 м выше тогдашнего слияния левого и правого рукавов в одно русло.

Устройство еще одного моста – для пропуска через автодорогу Шкотово–Партизанск левого рукава Стеклянухи в том месте, где он подходит к дороге – проектом строительства дороги не было предусмотрено, и он не был построен (см. рис. 2, 3).

В результате за период с 1990 по 2006 год дождевыми паводками, проходившими по левому рукаву Стеклянухи, расположенному на протяжении 400 м вдоль автодороги Шкотово–Партизанск на расстоянии всего лишь 5–25 м от верхового откоса ее насыпи, дорога на этом ее участке неоднократно размывалась, местами почти до осевой ее линии.

Причем, как показывают оценочные гидрологические расчеты, выполненные автором, эти паводки по максимальным расходам воды были не такими уж большими для р. Стеклянухи: повторяемость самого большого из них, прошедшего в 1992 году, по максимальному расходу воды $225 \text{ м}^3/\text{с}$ – один раз в 20 лет.

И снова напрашивалось техническое решение строительства второго моста для пропуска через автодорогу Шкотово–Партизанск левого рукава реки Стеклянуха в том месте, где рукав подходит к дороге. Но такое решение не было принято.

Вместо этого, в 2007 году левый рукав реки Стеклянуха был искусственно перекрыт в его истоке, и весь сток реки был направлен по одному руслу: руслу ее правого рукава. И река, ранее обгибавшая земельный участок с восточной и южной стороны, вышла на земельный участок с северо-востока и с тех пор по настоящее время течет по участку на протяжении 650 м от его северной границы до южной границы (рис. 2, 3)

Для сравнения, еще на рубеже 1950-х и 1960-х годов была произведена реконструкция гравийной автодороги Шкотово–Новороссия–Новая Москва. При этом у села Новороссия, где русло реки Шкотовка многорукавное, на этой дороге в 1,14 и 1,45 км к северо-западу от западной окраины Новороссии два рукава р. Шкотовки не стали объединять в одно русло, а построили для каждого из рукавов по отдельному мосту. И такая ситуация с пропуском этих рукавов р. Шкотовки через дорогу остается благополучной с тех пор по сей день (см. рис. 1).

2) Вследствие искусственного перекрытия в 2007 году левого рукава Стеклянухи, ее сток стал осуществляться по одному руслу, бывшему правому рукаву, расположенному на территории земельного участка. Это затопление части территории земельного участка водами Стеклянухи означает выведение части земель участка, относившихся к сельскохозяйственным угодьям, из сельскохозяйственного оборота.

Кроме того, как следствие, из сельскохозяйственного оборота выведена еще часть земель на территории земельного участка, которая, согласно Водному кодексу, стала относиться к прибрежной защитной полосе р. Стеклянухи.

По данным исследования, на период оценки (май 2017 года):

- площадь водного объекта (река Стеклянуха), вдоль которого расположен рассматриваемый земельный участок площадью 20,3 га, составляет 2,55 га;
- площадь прибрежной защитной полосы [3] р. Стеклянухи в пределах земельного участка равна 4,04 га;



Рис. 2. Спутниковый снимок р. Стеклянухи в районе расположения земельного участка площадью 20,3 га. Дата снимка: 6 июня 2006 года.
 Действует в основном левый рукав реки: он еще не перекрыт в 1050 м выше моста. Правый рукав слабо просматривается (для сравнения см. рис. 3).

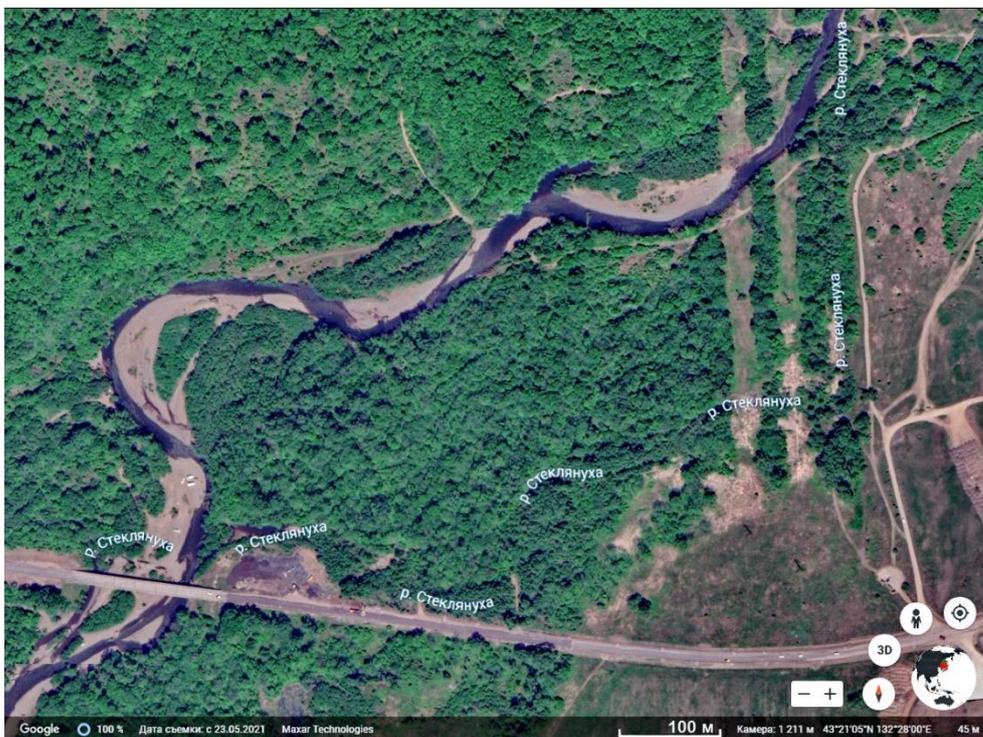


Рис. 3. Спутниковый снимок р. Стеклянухи в районе расположения земельного участка площадью 20,3 га. Дата снимка: 23 мая 2021 года.
 После перекрытия в 2007 году левого рукава Стеклянухи в 1050 м выше моста действует в основном её правый рукав, который подвергается усиленным русловым деформациям при прохождении больших дождевых паводков.
 В начале и в конце рассматриваемого участка Стеклянухи, а именно, в створе перекрытия ее левого рукава и в створе моста высоты уровня воды составляют соответственно 47 и 41 м (по Google Earth), – перепад высот довольно значительный.

- площадь земель сельскохозяйственного назначения на земельном участке, занимаемая руслами временных водотоков (формируемых потоками местного дождевого стока и водами реки Стеклянуха, выходящей на пойму в большие паводки), составляет 0,30 га (см. рис. 3).

Общая площадь земель сельскохозяйственного назначения на участке, выведенных из оборота из-за искусственного изменения в 2007 году русла р. Стеклянухи и нарушения земель вследствие ошибок в принятых проектных решениях, составляет 6,89 га.

3) Анализ картографических материалов и данные рекогносцировочного исследования, показывают, что русловому процессу реки Стеклянуха на участке ее течения в месте расположения рассматриваемого земельного участка площадью 20,3 га, присуще развитие по типу *пойменной многорукавности* [4].

Однако в результате искусственного перекрытия в 2007 году левого рукава реки русловой процесс, развивавшийся по типу пойменной многорукавности, был искусственно переведен в русловой процесс по типу *незавершённого меандрирования*, при котором горизонтальные деформации русла намного более интенсивные. И соответствующие размывы земель достигают наибольшего развития (рис. 3).

При развитии руслового процесса по типу незавершенного меандрирования река для погашения своей водной энергии, многократно повышающейся в паводки, стремится уменьшить скорости течения путем уменьшения продольного уклона своей водной поверхности за счет увеличения своей длины, и, следовательно, своей извилистости на участке. В ходе меандрирования происходит развитие излучины реки на участке, а затем прорыв ее перешейка до достижения излучиной петлеобразного очертания (поэтому оно и называется незавершенным) путем образования спрямляющего протока (рукава), в который затем переходит главный поток. Такой процесс длится несколько лет, иногда и десятилетий в зависимости от конкретных условий, в первую очередь, от величин максимальных расходов воды и скоростей течения (определяемых уклоном реки) на данном участке в паводки, а также от сопротивления грунтов поймы реки размыву.

Интенсивное развитие руслового процесса по этому типу создает благоприятные условия для расчленения поймы протоками или рукавами. В результате русловой процесс по типу незавершённого меандрирования переходит в русловой процесс по типу пойменной многорукавности.

4) Исследование продольного уклона водной поверхности участка р. Стеклянухи от места бывшего разделения реки на рукава до южной границы земельного участка показывает следующее:

- продольный уклон водной поверхности левого рукава Стеклянухи до его искусственного перекрытия в истоке в 2007 году составлял 5,7 ‰;
- продольный уклон водной поверхности правого рукава Стеклянухи сразу после искусственного перекрытия в 2007 году левого рукава, составлял 6,9 ‰.

Вследствие горизонтальных деформаций русла бывшего правого рукава р. Стеклянухи, ставшего единственным руслом Стеклянухи на участке после перекрытия ее левого рукава, произошедших в дождевые паводки с 2007 года по май 2017 года, развились две правобережные и одна левобережная излучина нового русла Стеклянухи (см. рис. 3).

В ходе формирования этих излучин были частично или полностью смыты вместе со своими основаниями (массивами грунтов поймы, на которых стоит сооружение) большие по длине участки дамб, отсыпанных вдоль нового русла реки (бывшей ее правой протоки) в 2007 году:

- нижний по течению реки участок длиной 50 м дамбы № 4,
- верхний по течению реки участок длиной 15 м верхней дамбы № 3,
- нижний по течению реки участок длиной 85 м нижней дамбы № 3.

В результате повышенных русловых деформаций, развивавшихся при русловом процессе по типу незавершённого меандрирования, длина р. Стеклянухи по новому руслу (бывшему правому ее рукаву) на участке увеличилась, и уклон стал составлять 5,7 ‰.

Следовательно, река Стеклянуха к настоящему времени уменьшила свой уклон на исследуемом участке до того его значения, какой имел ее левый рукав до его искусственного перекрытия в истоке в 2007 году.

Однако из этого не следует, что развитие излучин Стеклянухи на участке ее современного течения по территории земельного участка прекратится или его интенсивность уменьшится.

5) В первую очередь это обусловлено тем, что река Стеклянуха на рассматриваемом ее участке в настоящее время течет не двумя рукавами, как это было до перекрытия в 2007 году ее левого рукава в его начале, а одним руслом. И ее водная энергия, многократно повышающаяся в паводки, ранее распределявшаяся по двум рукавам, в настоящее время воспринимается только одним руслом.

Поэтому развитие излучин р. Стеклянухи на ее участке от створа бывшего ее разделения на рукава до южной границы земельного участка продолжится. При этом величина нарастания площадей земель сельскохозяйственного назначения на земельном участке, выводимых из оборота вследствие развития

излучин русла Стеклянухи, в настоящее время зависит только от величины дождевых паводков, которые будут проходить на реке.

6) Дамбы, отсыпанные в 2007 году вдоль левого берега нового русла реки Стеклянуха, абсолютно не защищают земли сельскохозяйственного назначения рассматриваемого участка от нарушения. Водным потоком реки в паводок размываются дамбы (их верховые откосы не защищены) и их основания (массивы грунтов поймы, на которые дамбы отсыпаны), что приводит к обрушению дамб в реку.

7) Развитие существующих излучин русла реки Стеклянуха на рассматриваемом ее участке закончится образованием в достаточно большой дождевой паводок спрямляющего протока (рукава), который станет вторым, левым, рукавом реки.

Таким образом, искусственно приданное реке Стеклянуха в 2007 году развитие ее руслового процесса по типу незавершенного меандрирования естественным путем вернется к закономерному для этого участка реки развитию руслового процесса по типу пойменной много рукавности.

Место, где произойдет новое естественное разделение русла реки Стеклянуха на рукава, в настоящее время точно спрогнозировать невозможно: оно будет зависеть от преобладания интенсивности развития той или иной из двух левобережных излучин реки на участке (см. рис. 3). Скорее всего, оно произойдет в начале или середине верхней по течению левобережной излучины. Но, возможно, до этого участок поймы между верхней и нижней по течению левобережными излучинами вместе с двумя дамбами, рекой в паводок будет смыт, и эти излучины объединятся в одну излучину.

При этом вновь образовавшийся левый рукав реки Стеклянуха выйдет к насыпи автомобильной дороги Шкотово–Партизанск примерно там, где к ней выходил искусственно перекрытый в 2007 году левый рукав реки. Вследствие большого максимального расхода воды паводка, который позволит образовать этот проток реки, участок дороги здесь будет полностью смыт, и путь в населенные пункты Шкотовской и Партизанской долин, а также Лазовского, Ольгинского, Кавалеровского районов Приморского края по маршруту автомобильной дороги Шкотово–Партизанск будет, таким образом, перекрыт.

8) Искусственное перекрытие левого рукава реки Стеклянуха выполнено с нарушением сложившегося гидрологического режима реки, что привело к изменению типа руслового процесса и к интенсификации русловых деформаций на территории перед мостовым переходом автодороги через реку.

Для предотвращения развития событий по вышерассмотренному сценарию необходимо в ближайшее время построить еще один, ранее по каким-то причинам не запроектированный и не построенный, мост на автодороге Шкотово–Партизанск в том её месте, где к ней выходит искусственно перекрытый в 2007 году левый рукав р. Стеклянухи. А после устройства этого моста убрать перекрытие левого рукава Стеклянухи, устроенное в начале в 2007 году, и этим запустить рукав в действие, исключив развитие нарушения земель сельскохозяйственного назначения земельного участка площадью 20,3 га, а также земель прилегающих к нему территорий.

Литература

1. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 18. Дальний Восток. Вып. 3. Приморье. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 627 с.
2. Гавриков С.А. Научные инженерно-гидрологические основы использования речного стока и защиты от наводнений на юге Дальнего Востока России // Проблемы мелиорации и водного хозяйства на Дальнем Востоке России: Сб. науч. тр. ДальНИИГиМ. – Владивосток: Дальнаука, 2017. Вып. 19. С. 47–79.
3. Водный кодекс Российской Федерации от 03.06.2006 № 74-ФЗ (с изменениями и дополнениями на 03.08.2018). URL: <https://normativ.kontur.ru/document?moduleId=1&documentId=395634> (дата обращения 28.10.2021).
4. Попов И.В. Деформации речных русел и гидротехническое строительство. – Л.: Гидрометеиздат, 1969 – 363 с.

МЕТОДЫ УЧЕТА ОТТАИВАНИЯ ГРУНТОВ ПРИ ПРОГНОЗЕ СТОКА РЕК АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА

Е. В. Гайдукова¹, Д. С. Першин¹, В. С. Девятов¹, М. С. Дрегваль¹

¹ Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), Санкт-Петербург, Россия

METHODS FOR ACCOUNTING FOR SOIL THAWING WHEN FORECASTING THE FLOW OF RIVERS IN THE ARCTIC REGION

E. V. Gaidukova¹, D. S. Pershin¹, V. S. Deviatov¹, M. S. Dregval¹

¹ Russian State Hydrometeorological University (RSHU), St. Petersburg, Russia

Рассмотрены возможности учета оттаивания грунтов при долгосрочном прогнозе стока весеннего половодья рек Арктического региона. Выделены особенности формирования стока рек в районах многолетней мерзлоты. Некоторые подходы апробированы.

The possibilities of taking into account soil thawing in the long-term forecast of river spring flow in the Arctic region are considered. Peculiarities of river runoff formation in permafrost areas are highlighted. Some approaches have been tested.

Введение

Арктическая зона в настоящее время представляет одну из важнейших стратегических и экономических зон развития на ближайшие десятилетия. Уже сейчас в Арктической зоне идет развитие многих важных направлений таких как нефтегазодобывающая отрасль, горнодобывающая отрасль. На Севере России вырабатывается 20 % электроэнергии, также там содержится большой запас лесных и водных ресурсов [1].

Однако на развитие инфраструктуры Арктической зоны влияют климатические условия, которые в данном регионе довольно сложные. Зона распространения многолетнемерзлых грунтов, опасные гидрометеорологические явления и сложные климатические условия оказывают существенное влияние на дальнейшее устойчивое развитие данного региона [2].

Цель исследования заключается в оценке долгосрочных прогнозов суммарного слоя стока весеннего половодья в экономически важном районе Арктики с учетом возможного оттаивания мерзлых грунтов.

Данные и методы

Объект исследования находится в экономически важном регионе, в котором функционирует ГМК Норильский Никель – крупнейший в мире производитель палладия, один из крупнейших производителей никеля, платины и меди.

В качестве расчетного гидрологического поста был выбран пост Валек на реке Норилка. Длина реки около 60 километров, площадь бассейна около 20 тыс. км². Протекает река по Северо-Сибирской низменности на юге Таймырского полуострова, вытекает из озера Мелкое, впадает в озеро Пясино с образованием дельты. Бассейн реки расположен выше северного полярного круга, в климатической зоне тундр и лесотундр, распространенной вечной мерзлоты.

В качестве расчетной метеорологической станции была выбрана метеорологическая станция Норильск, находящаяся в городе Норильск.

Для осуществления дальнейших расчетов были собраны суточные данные по расходам и уровням воды из гидрологических ежегодников за период с 1965 по 1980 гг. Также собраны метеорологические данные из метеорологических ежемесячников за тот же период: сумма осадков за сутки, среднесуточная температура воздуха, данные по снегозапасам, температура поверхности почвы и температура по глубинам. Для примера, на рис. 1 показан комплексный график распределения гидрометеорологических величин в течение одного года.

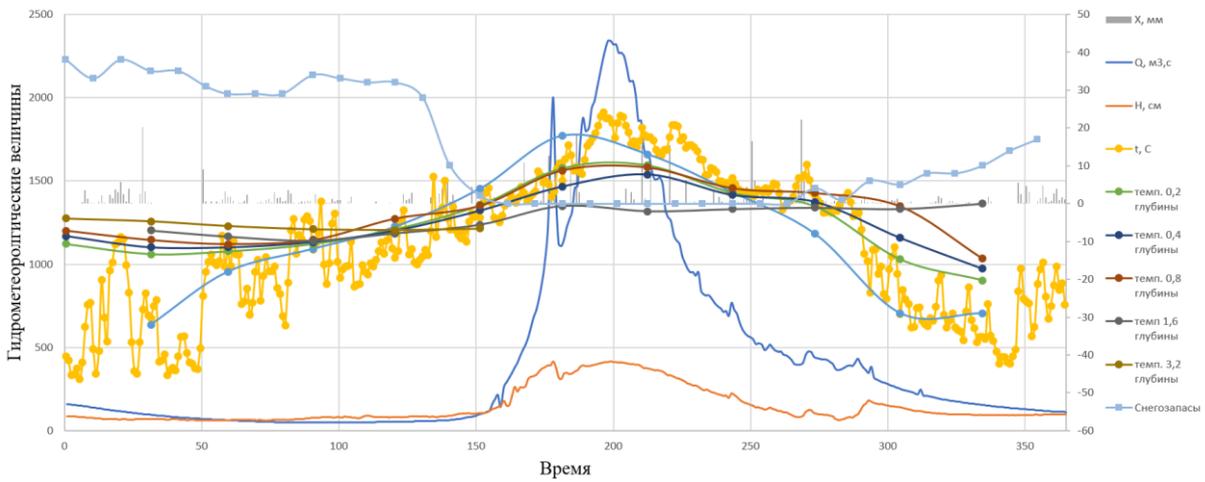


Рис. 1. Распределение гидрометеорологических величин по времени за 1965 г.

Долгосрочные методы прогноза подразделяются на водобалансовые, физико-статистические и статистические методы [3]. В данном исследовании использовались два последних метода.

Расчетная часть по физико-статистическому методу начинается с определения прогнозного уравнения:

$$Y = (S + X) - P_0 \text{th}((S + X) / P_0),$$

где Y – сток за период половодья, мм; S – снеготзапасы, мм; X – осадки, мм; P_0 – потери стока, мм.

Для осуществления прогноза необходимы данные о потерях стока, которые связали с увлажненностью водосбора в осенний период. Расчетная схема показана на рис. 2.

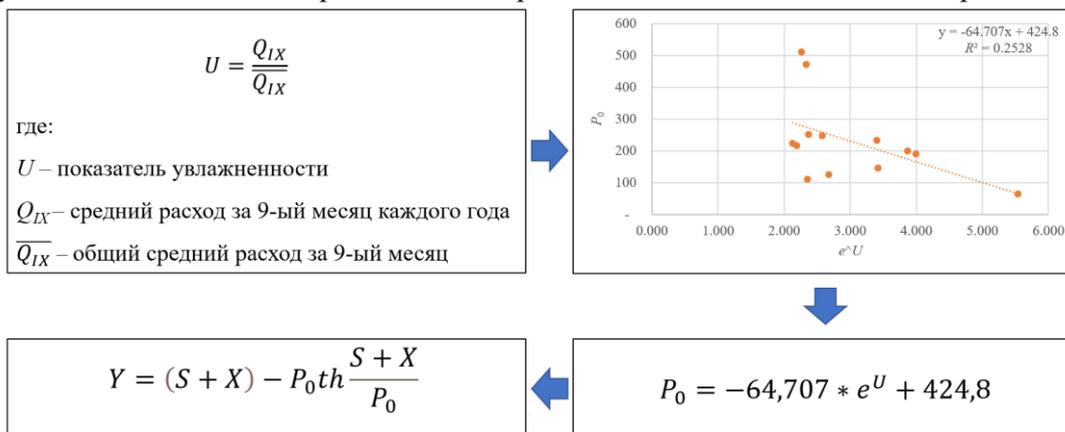


Рис. 2. Схема расчета физико-статистическим методом.

Статистический метод базируется на построении регрессионной связи:

$$Y = x_1 X_B + x_2 U + x_3 T_{нов} + b, \quad (1)$$

где x_1 – коэффициент при переменной X_B (осадки за период половодья); x_2 – коэффициент при переменной U (показатель осенней увлажненности); x_3 – коэффициент при переменной $T_{нов}$ (температура поверхности почвы); b – свободный член регрессионного уравнения.

Результаты

Для построения зависимостей использовался период с 1965 по 1978 гг., для апробации (поверочных прогнозов) этих зависимостей оставлены 1979 и 1980 годы.

По физико-статистическому методу получены следующие результаты: для 1979 года относительная погрешность прогноза составила 56,8 %, для 1980 года – 22,1 %.

По статистическому методу в 1979 году погрешность составила 44,7 %, в 1980 г. – 11,1 %.

Получены следующие коэффициенты регрессионного уравнения (1): $x_1 = 0,06$; $x_2 = -18,8$; $x_3 = -8,16$; $b = 679,7$. Графики связи предикторов и зависимой переменной (слоя стока весеннего половодья) показаны на рис. 3.

а)

б)

в)

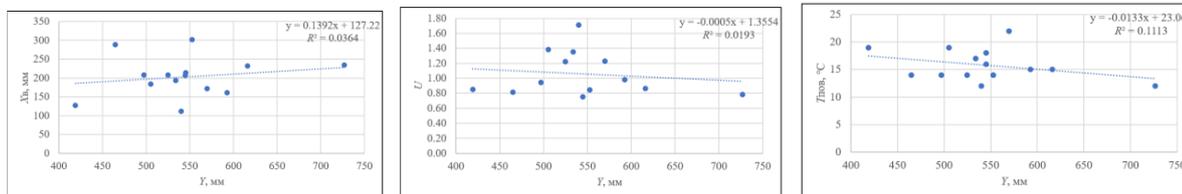


Рис. 3. График связи слоя весеннего половодья с осадками за весенний период (а), осенней увлажненностью (б), температурой поверхности почвы (в).

Заключение

В ходе выполнения исследования выпущены долгосрочные поверочные прогнозы слоя стока весеннего половодья р. Норилка – п. Валек за 1979 и 1980 годы, оценена их погрешность: погрешность прогноза на 1979 г. составила около 50 % – прогноз на этот год нельзя считать удовлетворительным; погрешность прогноза на 1980 г. составила в среднем 15 % – для долгосрочного прогнозирования такой результат можно отнести к категории удовлетворительных.

Наиболее эффективным методом долгосрочного прогноза слоя стока весеннего половодья р. Норилка – п. Валек оказался статистический, так как физико-статистический метод включает в расчетное выражение потери стока, которые определяются с большой погрешностью для выбранного региона.

Для достоверного прогнозирования стока рек в данном регионе Арктической зоны, необходима более точная гидрометеорологическая информация и более детальное изучение влияния многолетней мерзлоты [4].

Исследование реализовано при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования, грант № FSZU-2020-0009.

Литература

1. О Стратегии развития Арктической зоны Российской Федерации и обеспечения национальной безопасности на период до 2035 года // Указ Президента РФ от 26 октября 2020 г. № 645. [Электронный ресурс] – Режим доступа: <https://base.garant.ru/> (дата обращения: 15.02.2022).
2. Состояние окружающей среды Арктической зоны Российской Федерации // Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды Российской Федерации в 2017 году» [Электронный ресурс] – Режим доступа: <https://gosdoklad-ecology.ru/> (дата обращения: 17.02.2022).
3. Георгиевский Ю.М., Шаночкин С.В. Гидрологические прогнозы. – СПб.: изд-во РГГМУ, 2013. – 436 с.
4. Гайдукова Е.В., Коновалов М.Ю., Винокуров И.О. Оценка гидрологических последствий изменения климата в АЗРФ с учетом таяния мерзлых грунтов // Современные тенденции и перспективы развития гидрометеорологии в России. – Иркутск, 2021. С. 155-160.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ УРАВНЕНИЙ РЕГРЕССИИ ДЛЯ ПРОГНОЗА СТОКА ГОРНЫХ И ПОЛУГОРНЫХ РЕК

Е. В. Гайдукова¹, В. Г. Маргарян², И. О. Винокуров¹

¹ Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), Санкт-Петербург, Россия

² Ереванский государственный университет (ЕГУ), Ереван, Армения

USE OF REGRESSION EQUATIONS FOR FORECASTING THE RUNOFF OF MOUNTAIN AND SEMI-MOUNTAIN RIVERS

E. V. Gaidukova¹, V. G. Margaryan², I. O. Vinokurov¹

¹ Russian State Hydrometeorological University (RSHU), St. Petersburg, Russia

² Yerevan State University (YSU), Yerevan, Armenia

Рассмотрены возможности построения регрессионных уравнений для прогноза стока горных и полугорных рек. Получено прогнозное уравнение для водосбора реки Самур. Выявлены положительные и отрицательные стороны данного подхода для горных рек.

The possibilities of constructing regression equations for predicting the runoff of mountain and semi-mountain rivers are considered. A predictive equation for the catchment of the Samur River has been obtained. The positive and negative aspects of this approach for mountain rivers are revealed.

Введение

Использование регрессионных моделей в прогностических целях является наиболее простым и физически обоснованным подходом в предсказании характеристик природных процессов. Регрессионные уравнения позволяют изучить казуальные связи, которые характеризуют взаимодействие переменных, при которых одни являются причинами, а другие – следствиями [1]. На практике чаще всего применяют модели, использующие несколько независимых переменных, строятся множественные регрессии.

Цель исследования заключалась в выявлении казуальных связей посредством построения регрессионных моделей и использовании этих моделей для прогноза расходов воды на горной реке Самур.

Данные для исследования

В исследовании участвовали ежедневные гидрометеорологические данные за 2013, 2014, 2015 годы с гидрологической станции Усучай и одноименной метеостанции [2, 3]. По первым двум годам строились регрессионные уравнения, на третьем году проводилась апробация полученных уравнений.

В качестве независимой переменной (предиктанта) выступал расход воды. Зависимые переменные (предикторы) представляла матрица, в которую вошли уровни воды, температура воздуха, влажность воздуха, атмосферное давление, осадки, температура точки росы, направление ветра, облачность.



Рис. 1. Выделение периодов весеннего половодья и осенних паводков в рассматриваемых годах: а – 2013 г., б – 2014 г., в – 2015 г.

В годовых рядах расходов воды были выделены периоды весеннего половодья и дождевого паводка, как наиболее востребованные при выпусках гидрологических прогнозов. Так как р. Самур – это горная река, со своеобразным формированием речного стока [4], то в имеющихся исходных данных четко выделить обозначенные периоды было затруднительно: в 2013 и 2015 годах весеннее половодье плавно переходит в дождевой паводок, в 2014 году присутствует меженный период между весенним половодьем и дождевым паводком (см. рис. 1).

Результаты

На первом этапе оценивались взаимосвязи между всеми гидрометеорологическими переменными с помощью рассчитанной матрицы корреляции. Наибольшая связь выявлена между расходами и уровнями воды (что является ожидаемым результатом с учетом способа получения среднесуточных расходов воды), а также между расходами воды и температурами воздуха и точки росы.

Для категориальных переменных рассчитывался коэффициент ранговой корреляции Спирмана [1].

Были проведены расчеты коэффициентов корреляции Спирмана для количества облаков, направления ветра и расходов воды. Корреляция между расходами воды и количеством облаков достигает 0,77, между расходами воды и направлением ветра – 0,56.

При построении регрессионных уравнений учитывалась заблаговременность прогноза, которая была принята равной 1 суткам, при большей заблаговременности происходит потеря связи между предиктантом и предикторами.

На рис. 2 показан пример гидрографов, построенных по фактическим и рассчитанным по уравнению регрессии данным с учетом уровней воды и без них (исключение уровня воды из рассмотрения не целесообразно).

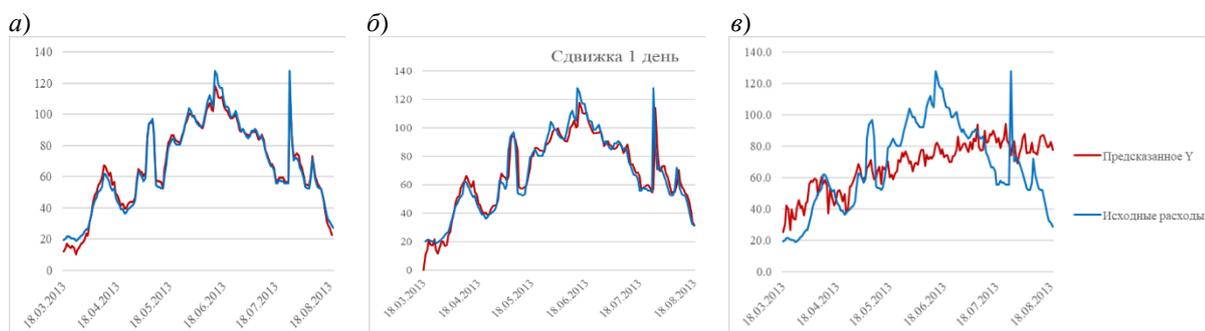


Рис. 2. Пример фактических и рассчитанных по уравнению регрессии гидрографов на р. Самур за период весеннего половодья 2013 г.: а – расчет без временной сдвижки; б – расчет при сдвижке в одни сутки; в – расчет по уравнению регрессии без учета уровней воды.

На рис. 3 для примера представлены результаты прогнозирования для весеннего половодья 2015 года.



Рис. 3. Пример результата прогнозирования по регрессионному уравнению на р. Самур за период весеннего половодья 2015 г.

Получены следующие результаты: – регрессионные уравнения строились по 2013 и 2014 годам, а прогноз давался на 2015 г., и для периода весеннего половодья методика является эффективной, так как формы гидрографов половодья схожи для всех трех лет; – гидрографы дождевых паводков не похожи, методика показала неудовлетворительные результаты.

Расширение базы исходных данных для построения уравнений регрессии с целью включения в нее различных форм гидрографов или наоборот при использовании только года-аналога с соответствующей формой гидрографа повысит эффективность рассматриваемого подхода.

Заключение

В ходе проведенных исследований сделаны следующие основные выводы:

- регрессионные уравнения для гидрологических прогнозов является эффективным при наличии в исходных данных года-аналога для прогнозного года;
- метод ранговой корреляции показал свою эффективность для категориальных переменных.

Исследование выполнено при финансовой поддержке КН РА и РФФИ (РФ) в рамках совместного научного исследования «Краткосрочный вероятностный прогноз стока рек в период весеннего половодья» № 20RF-039 и № 20-55-05006\20 соответственно.

Литература

1. Терещенко О. В., Курилович Н. В., Князева Е. И. Многомерный статистический анализ данных в социальных науках. – Минск: БГУ, 2012. – 239 с.
2. Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://meteo.ru/> (дата обращения: 20.04.2022)
3. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Метео.ру) [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://meteo.ru/data> (Дата обращения 21.04.2022).
4. Гайдукова Е.В., Маргарян В.Г., Винокуров И.О., Ромащенко А.Ю. Краткосрочное прогнозирование расходов воды на р. Самур // Международный научно-исследовательский журнал, № 6-3 (108), 2021. – С. 17–23.

РАСЧЕТ МАКСИМАЛЬНЫХ УРОВНЕЙ ВОДЫ ОЗЕР ПРИ ОТСУТСТВИИ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Е.В. Давыденко

ФГБОУ ВО «Российский государственный гидрометеорологический университет», г. Санкт-Петербург, Россия

CALCULATION OF LAKES'S MAXIMUM WATER LEVELS IN THE ABSENCE OF OBSERVATIONAL DATA

E.V. Davydenko

Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia

На примере Северо-Западного региона РФ рассматривается методика расчета максимальных уровней воды неизученных озер, основанная на обобщении всей имеющейся информации по режиму озер данного района.

The method of calculating the maximum water levels of unexplored lakes is considered. It's based on the generalization of all available information on the regime of lakes in this area.

Озера являются уникальными водными объектами и имеют важное экономическое и экологическое значение. На территории России – свыше двух миллионов озёр суммарной площадью более 350 тыс. км², преимущественно это – малые и очень малые озера площадью менее 1 км². Гидрометрическими наблюдениями охвачено менее 1% водоемов, поэтому актуальной остается задача расчета уровней озер при отсутствии данных наблюдений.

В действующем нормативном документе СП 33-101-2003 [1] для расчета максимальных уровней неизученных проточных озер рекомендуется формула:

$$\bar{\Delta}_H = \beta(A/\Omega)^{0,5} \quad (1)$$

где $\bar{\Delta}_H$ – средний многолетний весенне-летний подъем уровня воды в озере над порогом стока, см; A – площадь водосбора озера, км²; Ω – площадь зеркала озера, км²; β – коэффициент, определяемый по данным наблюдений на соседних озерах с близкими соотношениями морфометрических характеристик и режимом стока из водоема.

При этом переход от среднего многолетнего подъема уровня к подъему расчетной вероятности превышения производят по кривым обеспеченности. Но методики определения коэффициента асимметрии (C_s) и среднего квадратического отклонения (σ) не приводится, а рекомендуется принимать их по данным наблюдений на соседних, изученных и морфологически однотипных озерах, что не всегда является возможным.

На практике при использовании этих рекомендаций возникают определенные трудности:

- методика может применяться только для проточных озер;
- при полевых изысканиях не всегда надежно определяется отметка порога стока озера;
- для корректного расчета необходимо знать не только порог стока неизученного озера, но и озера-аналога, так как коэффициент вариации зависит от нуля графика водомерного поста.
- в некоторых районах сложно подобрать озеро-аналог;
- при использовании одного аналога ошибка параметра β может быть существенной.

Учитывая сказанное, в настоящей работе предлагается параметры распределения максимальных уровней воды неизученного озера определять не по одному аналогу, а на основе региональных обобщений с использованием всей имеющейся информации по режиму озер исследуемого района. А в качестве нуля графика неизученного озера использовать не отметку порога стока озера, а отметку среднего многолетнего минимального уровня межени – \bar{H}_{min} . Эту отметку при полевых изысканиях определить с приемлемой точностью не сложнее, чем порог стока. Дополнительную информацию можно получить на основе опроса местных жителей. Кроме того, в большинстве случаев эта отметка близка к отметке уровня озера, который нанесен на топографические карты. Из публикаций на эту тему можно отметить [2]. Также предлагается в качестве характеристики изменчивости максимального уровня озера рассматривать коэффициент вариации (C_v), посчитанный для ряда, приведенного к среднему многолетнему минимальному уровню межени, т.к. он не зависит от нуля графика водомерного поста.

В качестве объекта исследования были выбраны 44 озера, расположенные на территориях Карелии, Ленинградской, Новгородской, Архангельской, Псковской областей, Кольского полуострова. Выбор водоемов обусловлен наличием данных наблюдений за уровнем режимом на озерах и

стремлением наиболее равномерного охвата исследуемой территории.

При обосновании методики были исключены озера с площадью удельного водосбора (A/Ω) более 100. Оставшиеся озера были разбиты на две группы. Первая группа включала только малые и средние озера [4], с площадью зеркала менее 100 км². Вторая группа – включала все озера.

Было установлено, что для первой группы озер имеет место устойчивая зависимость среднего максимального уровня воды над \bar{H}_{min} от показателя $(A/\Omega)^{0,5}$ для всей рассматриваемой территории (рис.1):

$$\bar{H}_{max} = 21(A/\Omega)^{0,5} \quad (2)$$

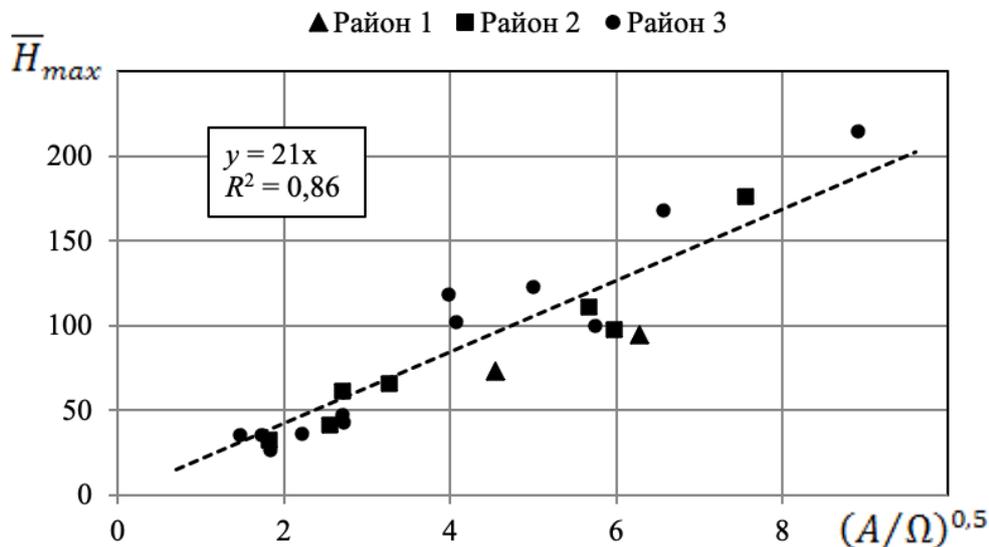


Рис.1. Зависимость среднего максимального уровня озера от показателя $(A/\Omega)^{0,5}$ для территории Северо-Запада РФ.

Для второй группы озер получено уравнение множественной регрессии, включающее в качестве предикторов площадь зеркала озера, площадь водосбора озера и их комбинацию в виде показателя $(A/\Omega)^{0,5}$:

$$\bar{H}_{max} = 22(A/\Omega)^{0,5} - 0,049\Omega + 0,0032A \quad (3)$$

Свободный член оказался статистически не значим [5], поэтому параметры выражения (3) получены при нулевом свободном члене (табл.1). График связи эмпирических и рассчитанных по формуле (3) максимальных уровней представлен на рисунке 2.

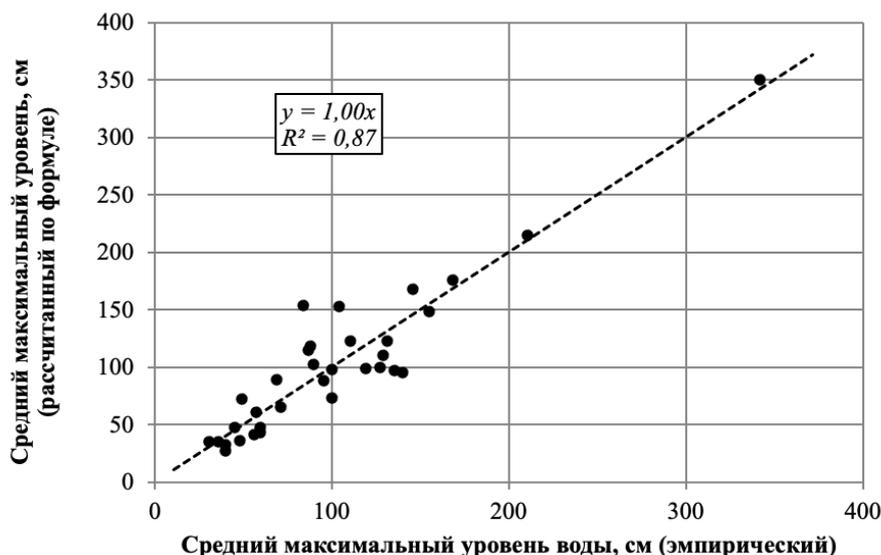


Рис.2. График связи эмпирических и рассчитанных по формуле (3) средних максимальных уровней воды для озер Северо-Запада РФ.

Таблица 1

Параметры уравнения множественной линейной регрессии для зависимости (3)

Характеристика	Коэффициент	Стандартная ошибка	Статистика Стьюдента
Свободный член	0	–	–
Площадь зеркала озера, Ω	-0,049	0,015	-3,23
Площадь водосбора озера, A	0,0032	0,00054	5,93
$(A/\Omega)^{0,5}$	22,0	1,04	21,2

Относительная ошибка расчета по формуле (2) составила 20%, максимальная – 44%. Относительная ошибка расчета по формуле (3) составила 20%, максимальная – 48%,

Согласно результатам проведенного кластерного анализа, а также районированию территории, описанном в работе [3], было выделено три района: 1 – Кольский сегмент; 2 – Карельский сегмент; 3 – северо-западная часть Русской плиты, затронутая Валдайским оледенением. Данные регионы были охвачены последним валдайским оледенением, завершившимся лишь около 10 000 лет назад. Это территории широкого распространения озер ледникового происхождения, соседствующих с водоемами речного, органогенного, тектонического и карстового происхождения.

В результате были обобщены статистические параметры кривых обеспеченностей Крицкого-Менкеля для выделенных районов. Таким образом отношение Cs/Cv принято средним в пределах указанных районов: район 1 – $Cs/Cv = 0,5$; район 2 – $Cs/Cv = 0$; район 3 – $Cs/Cv = 1,0$.

Учитывая, что расчеты были выполнены в соответствии с действующей нормативно-технической документацией, полученные данные можно использовать для дальнейших расчетов при проектировании различных объектов в районе исследований.

Выводы

Представлена методика расчета максимальных уровней воды неизученных озер, основанная на обобщении всей имеющейся информации по режиму озер исследуемого района.

Предложено – в качестве нуля графика неизученных озер использовать отметку среднего многолетнего минимального уровня летней межени, что позволяет применить единый подход при расчете максимальных уровней не только проточных озер, но и периодически сточных и бессточных озер.

Даны рекомендации по расчету параметров распределения максимальных уровней неизученных озер Северо-Запада РФ и Кольского полуострова.

Литература

1. Свод правил по проектированию и строительству СП 33-101-2003 «Определение основных расчетных гидрологических характеристик»
2. Догановский А.М., Угренинов Г.Н. Разработка методики установления начала отсчета ширины водоохранной зоны на неизученных озерах. //Ученые записки РГГМУ, 2014, №34, с. 103-105.
3. Измайлова А.В. Озера России. Закономерности распределения, ресурсный потенциал. – СПб.: Папирус, 2018. – 288 с.
4. Догановский А.М., Малинин В.Н. Гидросфера Земли. СПб: Гидрометеиздат, 2004. – 630 с.
5. Сикан А.В. Методы статистической обработки гидрометеорологической информации [текст]. – СПб: изд. РГГМУ, 2007. – 279 с.

Благодарности

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ, № FSZU-2020-0009 «Исследование физических, химических и биологических процессов в атмосфере и гидросфере в условиях изменения климата и антропогенных воздействий».

ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА: ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ИХ СОСТАВА И СОСТОЯНИЯ И ВЛИЯНИЯ НА ПОДЗЕМНЫЕ КОНСТРУКЦИИ

Дашко Р.Э., Карпенко А.Г.

Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

GROUNDWATER IN ST. PETERSBURG: FEATURES OF FORMATION OF THEIR COMPOSITION AND STATE AND INFLUENCE ON UNDERGROUND STRUCTURES

Dashko R.E., Karpenko A.G.

St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia

В данной работе рассматривается формирование специфики грунтовых вод Санкт-Петербурга под воздействием природных и техногенных факторов, а также их влияния на подземные конструкции.

This paper discusses the formation of the specificity of groundwater in St. Petersburg under the influence of natural and man-made factors, as well as their influence on underground structures.

Санкт-Петербург – мегаполис с уникальным архитектурно-историческим ансамблем, представленным многочисленными памятниками, зданиями и сооружениями в историческом центре, признанными культурным мировым наследием. Его исторический центр находится под охраной ЮНЕСКО. Большая часть территории города приурочена к дельте реки Невы и расположена в пределах 12 крупных островов. В геоморфологическом отношении – это часть низкой Литориновой террасы, абсолютные отметки которой не превышают 10 м над уровнем моря. В инженерно-геологическом разрезе четвертичных отложений прослеживаются слабые песчано-глинистые водо- и водогазонасыщенные грунты техногенного, озерно-морского, озерно-ледникового и ледникового генезиса, среди которых преобладают пески-пльвуны и тиксотропные глинистые разности. Породы устойчивой консистенции встречаются в разрезе моренных образований, однако для них характерен пластический характер деформаций. Наиболее прочные и устойчивые – приурочены к разрезу осадочной толщи коренных отложений.

Специфику инженерно-геологических и гидрогеологических условий и, соответственно, грунтовых вод, имеющих региональное распространение на территории города, предопределило распространение и длительное негативное воздействие болот, которые до 1703 г. перекрывали более 70% всей площади будущего города. В письменных источниках начала 18 в. заболоченные и топкие места находились вдоль правого берега Малой Невы и реки Ждановки (Мокруши), в районе Михайловского сада и Инженерной улицы, а также Марсового поля, в пределах Гостиного двора между Думской улицей и Апраксиным переулком, а также на участке между Технологическим университетом и одноименной станцией метрополитена [1].

По мере освоения таких территорий торф полностью (при мощности менее 2-3 м) либо частично (в случае «бездонных» болот мощностью более 7-8 м) снимали. В последнем случае в эпоху Анны Иоановны и Екатерины II снятую часть засыпали песком, в основном для этого использовали строительный мусор, а с 60-х годов прошлого столетия - производился намыв низких территорий без предварительного удаления болотных отложений.

Несмотря на общераспространенное мнение среди специалистов различного профиля, что удаление болот приводит к существенному улучшению условий строительства. Тем не менее, опыт освоения подобных площадей показывает, что ситуация не так однозначна. Согласно исследованиям, проводимым под руководством профессора Санкт-Петербургского горного университета Дашко Р.Э., влияние болот на грунты и подземные воды прослеживается до глубины 50 м [2,3]. Болота оказывают физико-химическое воздействие за счет обогащения компонентов подземной среды органическими соединениями абиогенного и биогенного генезиса, изменяя в сторону резкого снижения величину окислительно-восстановительного потенциала Eh и часто величины pH до 4 и ниже. Результатом является формирование восстановительной обстановки в подземных водах и грунтах. Подстилающие

водонасыщенные грунты и водоносные горизонты обогащаются микроорганизмами анаэробных и факультативных таксонов. Среди них значительную роль играют аммонифицирующие, сульфатредуцирующие, железоредуцирующие, целлюлозоразлагающие, метаногенерирующие и водородобразующие микроорганизмами, а среди факультативных форм особое положение занимают денитрифицирующие [3]. Нельзя забывать о том, что в процессе нисходящей инфильтрации болотных вод и грунтовые воды, и грунты обогащаются метаболитами: органическими кислотами и газами. На влиянии подземных остановимся более подробно.

Все газы биохимического генезиса в подземном пространстве Санкт-Петербурга могут быть систематизированы по растворимости на две группы: растворимые и малорастворимые. В свою очередь растворимые газы делятся на легко растворимые (аммиак NH_3), хорошо растворимые (сероводород H_2S) и среднерастворимые (диоксид углерода CO_2). К малорастворимым газам относятся метан (CH_4), азот (N_2) и водород (H_2). Их размеры значительно меньше размеров пор и в силу их малых диаметров, такие газы обладают высоким поверхностным натяжением. В этой связи физики классифицируют их как твердые несжимаемые пузыри, накопление которых приводит к формированию газодинамического давления. При проходке подземных выработок и бурении скважин оно может сопровождаться выбросами в виде газогрязевых потоков [2].

Несмотря на столь большое разнообразие газов в подземной среде, в том числе и подземных водах, в настоящее время происходит изучение содержания только диоксида углерода: свободного и агрессивного, поскольку исследование остальных выше упомянутых газов не прописано ни в одном из существующих нормативных документов. Однако на обстановку подземного пространства громадное значение оказывают такие газы, как сероводород, аммиак и молекулярный водород.

Резюмируя сказанное, можно сделать вывод, что длительное воздействие болот, некогда распространенных в большом количестве на территории города, способствует изменению химического состава грунтовых вод, в том числе с позиции биохимической деятельности микроорганизмов.

В допетровскую эпоху в период XI-XVII вв. в пределах территории будущего города располагались различные, в том числе сельскохозяйственные, поселения и даже города (Ниенштадт) и крепости (Ниеншанц). Как правило, они расселялись по берегам Невы, что было обусловлено, в первую очередь, транспортной логистикой. В качестве примера наиболее длительно существовавшего поселения в пределах современной территории Санкт-Петербурга можно привести село Спасское, располагавшееся в историческом районе Пески на протяжении более 500 лет. Различные виды деятельности приводили к контаминации подземного пространства, в том числе грунтовых вод. Однако влияние человека не приостанавливается по завершении им мирской жизни. Кладбища – еще один источник контаминации, обогащающий подземную среду: разложение углеродсодержащих веществ, в частности углеродов, происходит с образованием диоксида углерода; в результате сложного процесса распада клетчатки образуются органические кислоты, вода и углекислый газ [4]. Согласно собранной профессором Дашко Р.Э. информации, в эпоху существования Санкт-Петербурга было ликвидировано по меньшей мере 65 кладбищ, территории которых были впоследствии заасфальтированы и застроены. В целом, грунтовые воды, находящиеся в зоне влияния кладбищ характеризуются высокими значениями общего содержания органического вещества: ХПК в пределах 200-300 мг O_2 /дм 3 , БПК $_5$ 35-60 и более мг O_2 /дм 3 , перманганатная окисляемость - 80-100 мг O_2 /дм 3 (по данным исследований территории вокруг церкви Пресвятой Троицы в рамках диссертации Горской В.А., научный руководитель – проф. Дашко Р.Э.).

На сегодняшний день наиболее активным длительно воздействующим источником контаминации грунтовых вод служат утечки из канализационных систем неглубокого заложения. Согласно данным ГУП «Водоканал Санкт-Петербурга» из более чем 8800 км трубопроводов 1000 км находится в аварийном состоянии, а приблизительно на протяжении 4400 км наблюдаются постоянные утечки. Качественный состав канализационных стоков можно представить в виде следующей схемы, представленной рисунке 1.



Рис. 1. Количественная оценка состава канализационно-бытовых стоков [4]

Как видно из приведенной схемы, жидкая органическая и неорганическая компонента способствует изменению окислительно-восстановительного потенциала Eh и кислотно-щелочных условий, характеризуемых величиной pH . Взвешенная часть влияет на состав, состояние и свойства песчаных грунтов, переводя их в плавунное состояние. Микробиологическая компонента, из которых 94% характеризуются как непатогенные, дополнительно обогащают подземное пространство микробиотой. Стоит также отметить, что в 1 мл канализационно-бытовых стоков содержится 10^7 - 10^8 КОЕ [4].

В количественном отношении состав канализационных стоков отражен в таблице 1.

Таблица 1. Фрагмент химического состава коммунально-бытовых стоков [4]

Показатели	Разбавленные стоки	Неразбавленные стоки
	Численные значения	
pH , ед	7,2-7,6	6,7
БПК ₅ , мгО ₂ /дм ³	120-280	9012
ХПК, мгО ₂ /дм ³	420	18928
Перманганатная окисляемость, мгО ₂ /дм ³	35-120	11335
Взвешенные вещества, мг/дм ³	300-416	5134
Азот аммонийный, мг/дм ³	60-130	156,0
Хлориды, мг/дм ³	70-90	251,0
Натрий, мг/дм ³	-	154,5
Калий, мг/дм ³	25,0	8,4

Обобщая все сказанное выше, следует, что природные и техногенные факторы, выступающие источниками контаминации, негативно сказываются на формировании особенностей грунтовых вод Санкт-Петербурга, что также подтверждается данными их химического состава. Далее рассмотрим примеры химического состава грунтовых вод, находящихся под воздействием тех или иных природных и техногенных факторов.

По результатам данных предоставленных сотрудниками Комитета по градостроительству и архитектуре Санкт Петербурга, можно проследить и оценить влияние утечек из систем водоотведения на состав грунтовых вод. Скважины, представленные в таблице 2, были пробурены в западной и восточной частях комплекса Зимнего дворца, соответственно. Особенностью их положения является близость локальных канализационных систем. Пробы отбирались с глубины 2,3 м.

Таблица 2. Фрагмент химического состава грунтовых вод в пределах Дворцовой площади

Элементы анализа	Размерность, мг/дм	
	скв. 431 (запад)	скв.434 (восток)
Ca ²⁺	160,3	168,3
Mg ²⁺	26,8	55,9
(K+Na) ⁺	2194,5	2750,8
Cl ⁻	3309,7	4174,7
Минеральный остаток	6176,1	7730,9
pH, ед.	8,67	8,60
Перманганатная окисляемость, мгО ₂ /дм ³	50	60

На формирование состава грунтовых вод существенное влияние оказали утечки из канализационной системы, что подтверждается колоссально высоким значением минерализации, нетипичным для них содержанием ионов калия и натрия, хлоридов. Стоит отметить, что значения окисляемости *in situ* могут быть гораздо выше, потому что при стоянии пробы воды в течение нескольких часов значение данного показателя может снижаться на порядок. Нетипичное содержание ионов кальция и магния указывает на процессы разрушения природного камня (в данном случае – путиловского известняка), входящего в структуру подземных конструкций.

Стоит упомянуть о состоянии подземных конструкций, взаимодействующих с агрессивными грунтовыми водами: подземных несущих и ограждающих конструкций, трубопроводов систем водоотведения и водоподачи неглубокого заложения, а также перегонных тоннелей и станций метрополитена, расположенных в четвертичных грунтах. Для данных сооружений одними из наиболее опасных процессов являются коррозия и биокоррозия. При этом действующие нормативные документы по коррозии бетонов и железобетонов, цветных и черных металлов не могут быть в достаточной степени оценить реальную агрессивность условий подземного пространства. Природу биокоррозионных процессов необходимо рассматривать с точки зрения влияния на конструкционные материалы метаболитов микроорганизмов: ферментов, органических кислот и газов, - а также непосредственной деятельности микроорганизмов, образующих биопленки на строительных материалах. Среди наиболее развитых форм микроорганизмов в подземном пространстве стоит выделить тионовые бактерии, формирующие серную кислоту, способствующую развитию сульфатной агрессивности бетонов и цементных растворов за счет образования соединений гидросульфалюминатов. Снижение pH < 4 приводит к высокой агрессивности водной среды по отношению к черным металлам, в том же направлении воздействует и анаэробная среда в грунтовых водах, в условиях которых развиваются электрохимические процессы, способствующие быстрому утончению металлических конструкций. В подземном пространстве Санкт-Петербурга существуют зоны, где скорость уменьшения толщины труб достигает до 1 мм/год.

Обобщая все выше сказанное, следует, что существующие нормативные документы не позволяют реально оценить процессы в подземных конструкциях, формирование которых вызвано воздействием на них агрессивных грунтовых вод. Для этого необходимо вводить новые регламенты, принимающие во внимание сложность обстановки и факторы ее формирующие.

Литература

1. Нежиховский Р.А. Река Нева / Р.А. Нежиховский. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1973. – 191 с.
2. Дашко, О.Ю. Александрова, П.В. Котюков, А.В. Шидловская // Развитие городов и геотехническое строительство. – СПб, 2011. – № 1. – 1-47 с.

3. Дашко Р.Э. Особенности инженерно-геологических условий Санкт-Петербурга / Р.Э. Дашко Р.Э. К вопросу о необходимости изучения влияния болот как биогеоценозов на изменение инженерно-геологических условий / Р.Э. Дашко, А.Г. Карпенко // Геомаркетинг. – СПб, 2021. – № 2. – 32-41 с.
4. Дашко Р.Э. Геотехника и подземная микробиота / Р.Э. Дашко, Д.Ю. Власов, А.В. Шидловская – СПб.: Институт ПИ Геореконструкция, 2014. – 269 с.

О СВЯЗЯХ ЧАСТОТЫ МОЛНИЙ С РАДИОЛОКАЦИОННЫМИ ПАРАМЕТРАМИ ПО ДАННЫМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Ю. А. Довгальук, Н. Е. Веремей, А. А. Синькевич, Ю. П. Михайловский, М. Л. Торопова, В. Б. Попов
ГГО им. А. И. Воейкова, Санкт-Петербург, Россия

ON THE RELATIONSHIP OF LIGHTNING FREQUENCY WITH RADAR PARAMETERS ACCORDING TO NUMERICAL SIMULATION DATA

Yu. A. Dovgalyuk, N. E. Veremei, A. A. Sin'kevich, Yu. P. Mikhailovskii, M. L. Toropova, V. B. Popov
A. I. Voeikov Main Geophysical Observatory, Saint-Petersburg, Russia

В статье рассмотрено развитие грозовой ячейки в районе Пекина по результатам численного моделирования и данным натурных наблюдений. На основании результатов численного моделирования показано, что наиболее интенсивным процессом электризации является разделение зарядов при соударениях градин и облачных кристаллов. По данным натурных наблюдений исследовалась связь между электрическими и радиолокационными характеристиками облака; показано, что наиболее тесная положительная связь наблюдается между частотой разрядов и объемом переохлажденной части облака выше изотермы 0°C, а отрицательная – между частотой разрядов и максимальным током в разряде.

The article considers the development of a thunderstorm cell in the Beijing area according to the results of numerical modeling and field observations. Based on the results of numerical simulation, it is shown that the most intense electrification process is the separation of charges in the collisions of hailstones and cloud ice crystals. According to field observations, the relationship between the electrical and radar characteristics of the cloud was investigated; It is shown that the strongest positive relationship is observed between the frequency of the discharges and the volume of the supercooled part of the cloud above the 0°C isotherm, and the negative – between the frequency of the discharges and the maximum current in the discharge.

В районе Пекина 7 августа 2015 г. наблюдалась необычно интенсивная гроза, которая была связана с развитием мультячейкового облака, сформировавшего линию шквала. Формирование рассмотренной ячейки было связано с зоной конвергенции, которая появилась благодаря разрушению двух соседних кучево-дождевых облаков, сформировавших сходящиеся потоки у поверхности земли. В период 18 час 36 мин – 19 час 06 мин произошло слияние ячеек, к 19 час 36 мин сформировалась линия шквала. Взаимодействие и слияние ячеек является важнейшим фактором, определяющим эволюцию конвективных облаков [1 – 2].

С помощью численной нестационарной трехмерной модели конвективного облака, разработанной в ГГО при участии ЦАО [3], выполнено численное моделирование эволюции электрической структуры конвективного облака, развивавшегося при данной атмосферной ситуации, исследована эффективность механизмов электризации, которые приводили к формированию молний. По данным натурных исследований и численного моделирования получены корреляционные зависимости между характеристиками облака и радиолокационными параметрами.

Модель содержит трехмерные уравнения динамики для сжимаемого воздуха в форме Навье – Стокса. Микрофизический блок модели основан на параметрическом подходе. Учтен трехфазный состав облака (пар, вода, лед). Имеется электрический блок, описывающий электризацию частиц и образование электрических полей [4, 5]. Входными данными для моделирования являются данные о вертикальных профилях температуры, влажности и вектора скорости ветра в атмосфере, получаемые по результатам радиовеетрового зондирования.

В используемой модели учтены следующие основные механизмы электризации [3]: 1) диффузионный – зарядение частиц вследствие диффузии ним ионов и последующего их захвата; 2) индукционный – зарядение частиц, поляризованных во внешнем электрическом поле, при селективном захвате ионов; 3) поляризационный – разделение заряда при столкновении и отскоке дождевых капель (тающих градин) и облачных капель, поляризованных в электрическом поле; 4) разделение заряда при столкновении и разлете градин и облачных ледяных кристаллов. Остальные механизмы связаны с перераспределением заряда между различными фракциями: например, сложение зарядов частиц при их коагуляции; переход заряда из одной фракции в другую при фазовых переходах и др.

Результаты моделирования показали, что высота верхней границы облака $H_{вг}$ достигает 16 км, а по данным радиолокационных измерений – 11,5 км. Различие связано с тем, что в слое от 13 до 16 км

облако состоит только из ледяных кристаллов малой концентрации. Поэтому в данном слое облако может не обнаруживаться радиолокатором в связи с низкой отражаемостью. Что касается слоя 11 – 13 км, в нем, по данным расчетов, количество облачных кристаллов достаточно велико, однако отсутствуют крупные частицы.

Скорость восходящего потока w достигает 50 м/с, что соответствует случаю глубокой конвекции. Стадия развития облака длилась около 20 мин (образование облака соответствует $t=23$ мин, стадия развития продолжалась приблизительно до $t=43$ мин), далее оно перешло в зрелую стадию. Именно на этой стадии происходит наиболее интенсивное образование и выпадение осадков. Максимальное значение водности дождевых капель достигает $14,0 \text{ г/м}^3$, а ледности градин – $16,0 \text{ г/м}^3$. Тем не менее, лишь малая часть градин достигает подстилающей поверхности. Облако имеет несимметричную форму, связанную со сдвигом ветра, что существенно влияет на его эволюцию [6]. Начиная с 60 мин происходит формирование наковальни, вытянутой на расстояние около 20 км.

Максимальная радиолокационная отражаемость осадков по результатам расчетов достигает 73,3 дБZ. Расхождение с измеренными данными (65 дБZ) может быть объяснено тем, что при измерениях производится более грубое осреднение отражаемости по пространственным координатам. При моделировании размер пикселя существенно меньше и составляет $200 \times 200 \times 100$ м, то есть, моделирование позволяет получать более детальные данные о пространственной неоднородности. Область с высоким содержанием осадков и, соответственно, с высокой отражаемостью имеет вид достаточно узкого пространственного пика с горизонтальным размером 200 – 400 м. Объем области отрицательных температур в облаке с отражаемостью более 35 дБZ достигает 23 км^3 , аналогичная величина для 55 дБZ составляет 9 км^3 .

На стадии зрелости (приблизительно с момента $t=44$ мин) начинается процесс интенсивной электризации облака, связанный с сильным осадкообразованием и разделением разноименных зарядов под действием гравитации. По данным расчетов, основными механизмами, ответственными за образование разноименных объемных зарядов, являются электризация при столкновении ледяных частиц, а также при столкновении и последующем отскоке облачных капель и тающих градин (либо дождевых капель) в электрическом поле. Максимальная интенсивность заряжения за счет первого механизма составляет $7,8 \cdot 10^{-10} \text{ Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ (максимум достигается в диапазоне высот 6 – 7 км). Второй механизм наиболее сильно проявляется на высотах 3 – 4 км, его максимальная интенсивность равна $5,1 \cdot 10^{-9} \text{ Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$.

Вертикальный профиль объемной плотности электрического заряда (в логарифмическом масштабе) в разные моменты времени показал, что сначала облако имеет отрицательную полярность (отрицательный заряд сверху, положительный – внизу). Это обусловлено учетом гетерогенного замерзания облачных капель при сравнительно высоких температурах (около $-10 \div -7 \text{ }^\circ\text{C}$); при отсутствии его учета полярность является положительной с самого начала. Данный эффект уже ранее был выявлен применительно к другому случаю [5]. В дальнейшем полярность переходит в положительную (с дополнительным положительным зарядом внизу). Экспериментально эффект инвертирования напряженности электрического поля над облаком в процессе его развития, свидетельствующий о смене его полярности, был установлен ранее в самолетных исследованиях ГГО [7, 8]. В работе [9] показано, что зарядовая структура облака может быть и более сложной. Частота молний достигает $1,3 \text{ мин}^{-1}$, что близко к наблюдаемым данным применительно к разрядам облако – земля.

Выполнен анализ роли различных механизмов электризации облачных частиц в процессе формирования молний. Для этого было выполнено несколько вариантов расчета, в каждом из которых учитывались или, напротив, не учитывались те или иные механизмы. Получено, что наиболее мощными являются поляризационный механизм и разделение зарядов при соударениях градин и облачных кристаллов. Аналогичные результаты были получены авторами в работе [10].

Рассмотрим связь электрических и радиолокационных характеристик облака. Были исследованы регрессионные связи между ними с использованием результатов одновременных радиолокационных и грозопеленгационных измерений. Рассмотрены связи, базирующиеся на данных измерений следующих параметров: С одной стороны – два радиолокационных параметра: 1) интенсивность осадков (максимальная); 2) объем переохлажденной части облака V_{35} (км^3) выше изотермы 0°C , с отражаемостью более 35 дБZ. С другой стороны – целый ряд характеристик, полученных из анализа измерений грозопеленгационных сигналов: частота разрядов всех типов F (мин^{-1}), частота внутриоблачных разрядов f_{ic} , частота разрядов облако-земля f_{cg} , максимальный ток в разряде I_m

(кА, за время обзора локатора – 6 мин). Для описания этих зависимостей использовались линейные уравнения.

В начальный момент зарегистрированы внутриоблачные разряды, разряды «облако-земля» появляются в момент, соответствующий второму обзору локатора (12 мин). Количество внутриоблачных разрядов значительно превышает количество разрядов «облако-земля». Максимальная частота первых составляет $73,3 \text{ мин}^{-1}$, а частота разрядов «облако-земля» – только $1,5 \text{ мин}^{-1}$. Временной ход частоты разрядов (любого из типов) по положениям максимумов приблизительно соответствует объему переохлажденной части облака и практически противоположен максимальным токам. Максимум f_{cg} наблюдается немного раньше, чем максимум f_{ic} .

В результате анализа натуральных данных получено, что наиболее тесная связь наблюдается между объемом переохлажденной части выше изотермы 0°C с отражаемостью более 35 дБZ и частотой разрядов «облако-земля». Коэффициент корреляции в этом случае составляет 0,85.

Имеет место тесная положительная связь частоты разрядов всех типов и объемом переохлажденной части выше изотермы 0°C ($r = 0,69$), частотой внутриоблачных разрядов и объемом переохлажденной части выше изотермы 0°C , имеющей отражаемость более 35 дБZ ($r = 0,68$). Представленные результаты согласуются с полученными ранее, была установлена тесная связь частоты электрических разрядов с объемами переохлажденной часть облака и отсутствие связи с максимальной интенсивностью осадков [11 – 13].

Тесная отрицательная связь наблюдается у максимальных токов и объема переохлажденной части выше изотермы 0°C с отражаемостью более 35 дБZ ($r = -0,69$).

По результатам численного моделирования исследованы взаимосвязи частоты разрядов (молний) и параметров облака. В табл. 1 приведены характеристики связи частоты молниевых разрядов с объемом переохлажденной части облака выше изотермы 0°C с отражаемостью более 35 дБZ. Результаты расчетов демонстрируют большие коэффициенты для частоты разрядов и рассматриваемых параметров – высоты верхней границы (0,98), скорости восходящего потока (0,96), объемом переохлажденной части облака выше изотермы 0°C с отражаемостью более 35, 40 и 45 дБZ (0,96), 50дБZ (0,95) и 55 дБZ (0,94), а также интенсивностью осадков (0,95). Таким образом, корреляция по данным моделирования облака является весьма высокой и составляет для разных величин от 94 до 98%.

Таблица 1.

Характеристика связи электрических характеристик облака и объема его переохлажденной части V_{35} .

Параметр	Уравнение линейной регрессии	Коэффициент корреляции	Коэффициент детерминации
Данные наблюдений			
Частота разрядов, мин^{-1}	$y = -17,45 + 0,02 \cdot x$	0,69	0,48
Частота разрядов облако-земля, мин^{-1}	$y = -0,42 + 0,0007 \cdot x$	0,85	0,73
Частота внутриоблачных разрядов, мин^{-1}	$y = -17,03 + 0,02 \cdot x$	0,68	0,48
Максимальный положительный ток за время обзора локатора, кА	$y = 108,92 - 0,03 \cdot x$	-0,69	0,47
Данные численного моделирования			
Частота разрядов облако-земля, мин^{-1}	$y = -0,08 + 0,06 \cdot x$	0,96	0,92

Здесь следует отметить, что, по данным натуральных наблюдений, измерение радиолокационных характеристик облака в значительной степени осреднено по пространству; это может объяснять расхождение коэффициентов корреляции, полученных в натуральных условиях с вычисленными по модели.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (Грант №22-27-20031) и Санкт-Петербургского научного фонда (Соглашение № 58/2022 от 15 апреля 2022 г.).

1. Синькевич А. А., Попов В. Б., Тарабукин И. А., Дорофеев Е. В., Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Михайловский Ю. П., Снегуров В. С., Снегуров А. В. Изменения характеристик конвективных облаков и выпадающих осадков при слиянии облаков // Метеорология и гидрология. 2018. № 8. С. 19-32.
2. Абшаев А. М., Абшаев М. Т., Аджиев А. Х., Садыхов Я. А., Чочаев А. Б., Синькевич А. А., Михайловский Ю. П. Анализ развития и взаимодействия ячеек в грозоградовых облаках // Труды ГГО. 2017. № 586. – С. 93 – 116.
3. Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Затевахин М. А., Игнатъев А. А., Морозов В. Н., Пастушков Р. С. (2016). Описание базовой численной нестационарной трехмерной модели конвективного облака // Труды ГГО. Вып. 582. – С. 45 – 91.
4. Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Затевахин М. А., Игнатъев А. А., Синькевич А. А., Торопова М. Л. (2016). Пример результатов расчетов эволюции осадкообразующего конвективного облака с помощью полной трехмерной модели // Труды ГГО. Вып. 582. – С. 92 – 115.
5. Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Синькевич А. А., Михайловский Ю. П., Торопова М. Л. (2019). Исследование динамики электрической структуры грозо-градового кучево-дождевого облака по данным трехмерного численного моделирования (на примере северо-запада России) // Труды ГГО. Вып. 591. – С. 7 – 22.
6. Синькевич А. А., Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Куров А. Б., Михайловский Ю. П., Богданов Е. В., Торопова М. Л., Игнатъев А. А., Аджиев А. Х., Малкарова А. М., Абшаев А. М., Гопалакришнан В., Муругавел П., Павар С. Д. Исследования развития грозо-градового облака. Часть 3. Численное моделирование эволюции облака // Метеорология и гидрология. 2017. № 8. С. 18-28.
7. Михайловский Ю. П. (2016). О верификации численных моделей конвективных облаков на основе результатов самолетных исследований электризации // Труды ГГО. Вып. 580. – С.125 – 138
8. Михайловский Ю. П., Кашлева Л. В. (2012). Методика и результаты исследований электризации конвективных облаков с помощью самолетов / Сборник трудов ГГО «Радиолокационная метеорология и активные воздействия». СПб., ГГО. – С. 98 – 114.
9. Михайловский Ю. П., Торопова М. Л., Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Синькевич А. А., Янг Дж., Лу Дж. Динамика электрической структуры кучево-дождевых облаков // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. 2021. Т. 64. № 5. С. 341-353.
10. Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Синькевич А. А., Михайловский Ю. П., Матросов С. Ю., Попов В. Б. Численное моделирование эволюции и электрической структуры кучево-дождевого облака на северо-западе России // Метеорология и гидрология. 2020. № 4. С. 33 – 41.
11. Михайловский Ю. П., Синькевич А. А., Павар С. Д., Гопалакришнан В., Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Богданов Е. В., Куров А. Б., Аджиев А. Х., Малкарова А. М., Абшаев А. М. (2017). Исследования развития грозо-градового облака. Часть 2. Анализ методов прогноза и диагноза электрического состояния облаков // Метеорология и гидрология. №6. – С.31 – 45.
12. Синькевич А. А., Михайловский Ю. П., Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е. Богданов Е. В., Аджиев А. Х., Малкарова А. М., Абшаев А.М. (2016). Исследования развития грозо-градового облака. Часть 1. Развитие облака и формирование электрических разрядов // Метеорология и гидрология. №9. – С.27 – 40.
13. Синькевич А. А., Михайловский Ю. П., Матросов С. Ю., Попов В. Б., Снегуров В. С., Снегуров А. В., Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е. (2019). Связь структуры конвективных облаков с частотой молний по результатам радиофизических измерений // Метеорология и гидрология. №6. – С. 37 – 51.

МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИТОКА ВОДЫ К ИРИКЛИНСКОМУ ВОДОХРАНИЛИЩУ

Дубровская К.А.

ФГБУ «Государственный гидрологический институт», Санкт-Петербург, Россия

К.А. Dubrovskaya

State Hydrological Institute, Saint-Petersburg, Russia

Статья посвящена оценке многолетних изменений притока к Ириклинскому водохранилищу, происходящих на фоне изменений климата. В результате выполненного анализа выявлено уменьшение доли притока по основной реке – Урал и увеличение доли бокового притока в летние, осенние и зимние сезоны со второй половины 80-х годов прошлого века, а также уменьшение суммарного притока в весенний период и его увеличение в остальные сезоны.

The article is devoted to the assessment of long-term changes in the inflow to the Irikliny reservoir occurring against the background of climate change. The analysis revealed a decrease in the share of inflow along the main river – the Ural and an increase in the share of lateral inflow in the summer, autumn and winter seasons since the second half of the 80s of the last century, as well as a decrease in the total inflow in the spring and its increase in the remaining seasons.

Ириклинское водохранилище образовано на р.Урал в 83 км выше г.Орска у пос. Ириклинский. Водохранилище используется для целей гарантированного водоснабжения промышленных предприятий и населения, энергетики и защиты от затопления городов Орск и Новотроицк. Для анализа приточности к Ириклинскому водохранилищу использовались многолетние данные наблюдений на постах Росгидромета за расходом воды на замыкающих створах рек в период с 1963г. по 2020 г.

В Ириклинское водохранилище впадает 5 рек, на которых ведутся наблюдения за расходами воды: р.Урал, на приток по которой приходится в среднем 64% общего объема притока к водохранилищу, и реки Большая Уртазымка, Таналык, Сундуук, Джуса.

Расчет притока воды к Ириклинскому водохранилищу производился как сумма притока по рекам, на которых ведутся наблюдения, и притока с территории ниже гидростворов и межбассейновых пространств, рассчитанного с помощью модулей стока рек-аналогов.

На рисунке 1 представлено многолетнее изменение общего притока по сезонам. Основной объем притока происходит в период весеннего половодья, который, за исключением маловодных лет многократно превосходит объем притока во все другие сезоны. В 1964, 2000, 2013 гг. приток в летний сезон был также значителен, а в 2013 г. значительный приток наблюдался и в осенний сезон. На весенний сезон приходится в среднем 72% от объема годового притока. Стоит отметить, что снижение доли весеннего притока в годовом объеме ниже 55% происходит через каждые 5-7 лет начиная с 1980 г.

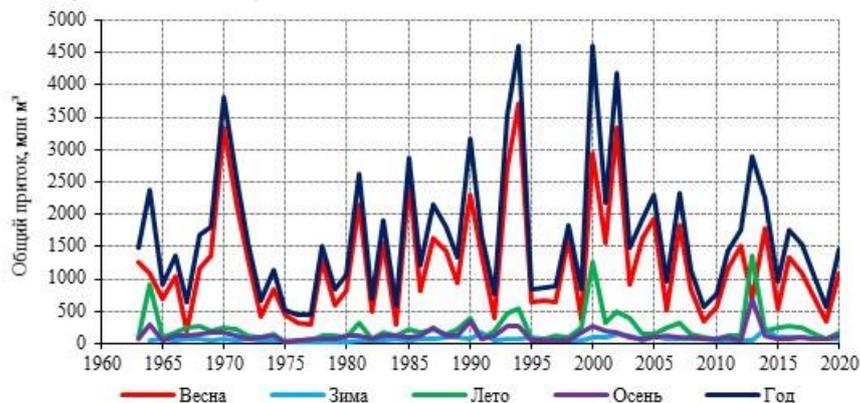


Рис. 1 - Многолетнее изменение общего притока к Ириклинскому водохранилищу по сезонам

Из рисунка 1 видно, что 1994 и 2000 гг. были самыми многоводными, а 1976- 1977гг. - самыми маловодными. Распределение объемов притока к Ириклинскому водохранилищу по месяцам характеризуется ярко выраженным максимумом в апреле, многократно

превышающим значения притока в другие месяцы. После апреля значение притока постепенно снижается до половодья следующего года, с незначительным увеличением притока вследствие дождевых паводков. Но иногда значения притока из-за дождевых паводков соизмеримы или даже превосходят апрельский приток. В 1964 и 1967 гг. приток в июле от апрельского объема составил 75 и 93% соответственно.

В августе 2013г. из-за паводка приток больше чем 2,5 раза превысил значение притока в апреле того же года, а объем притока в весенние месяцы составил всего 24% от годового значения. С августа 2013г. по январь 2014г. наблюдались максимальные значения объема притока для этих месяцев за период 1963-2020гг. (рисунок 2). В 2000г. приток в июле составил всего 32% от апрельского притока того же года, но приток в апреле превысил объем притока в июле 2000 г. для половины лет расчетного периода 1963-2020гг.

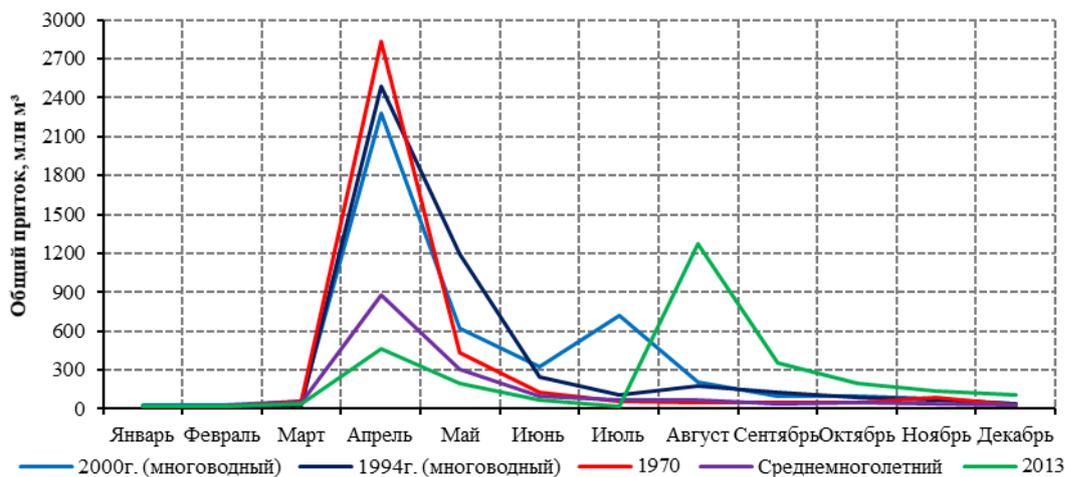


Рис. 2 - Распределение общего притока к Ириклинскому водохранилищу в разные по водности годы за период 1963-2020 гг., млн м³

Годовой приток, превысивший 4500 млн м³, наблюдался в 1994 и 2000гг. Значение годового притока одинаково для этих лет, но распределение притока по месяцам несколько различается (рисунки 1, 2). В 2000 г. объем притока в апреле был меньше, чем в 1994 г., но летом 2000г. прошли дождевые паводки, и приток в июне-июле был наибольший за весь рассматриваемый период. Самый большой объем притока в апреле наблюдался в 1970г.

Годовой объем притока в 1976 и 1977 гг. (самые маловодные годы за период наблюдения) практически одинаков и распределение притока по месяцам в эти года также практически совпадает, разница в месячном притоке не превышает 6% от годового притока.

Наименьший объем общего притока в весенний период наблюдался в 1967 г. (208 млн м³), наибольший - в 1994 г. (3700 млн м³).

Как было сказано выше, на приток по р. Урал приходится в среднем 64% общего притока, следовательно, и многолетнее изменение общего притока в основном зависит от режима р.Урал, особенно в зимний, летний и осенний сезоны, когда на приток по р.Урал приходится в среднем 78% общего притока. Отметим, что до 1988 г. доля притока по р.Урал в эти сезоны составляла 84%, а после 1988 г. - 72%. В тоже время доля бокового притока увеличилась соответственно с 16% до 28%. Такое изменение доли притока связано с увеличением примерно в 2 раза бокового притока в зимний, летний и осенний сезоны в период 1989-2020гг. (рисунок 3).

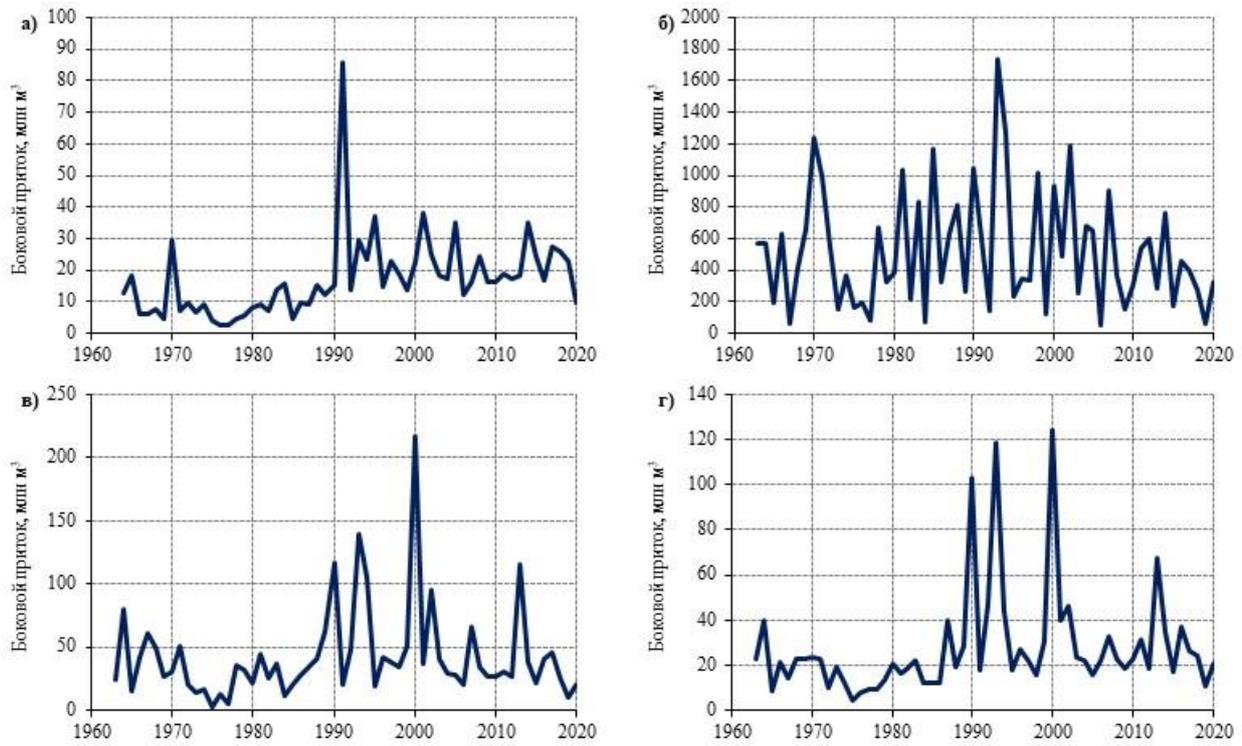


Рис. 3 - Многолетнее изменение бокового притока к Ириклинскому водохранилищу по сезонам: а) зимний; б) весенний; в) летний; г) осенний

На рисунке 4 представлены разностно-интегральные кривые сезонного притока р.Урал и бокового притока. В зимний сезон для бокового притока продолжительное многоводье начинается с 1990 г., для весеннего, летнего и осеннего сезонов многоводье длится примерно до 2002 г. и прерывается небольшим маловодьем во второй половине 1990-х годов. Для весеннего сезона с 2003 г наблюдается маловодная фаза (рисунок 4б)

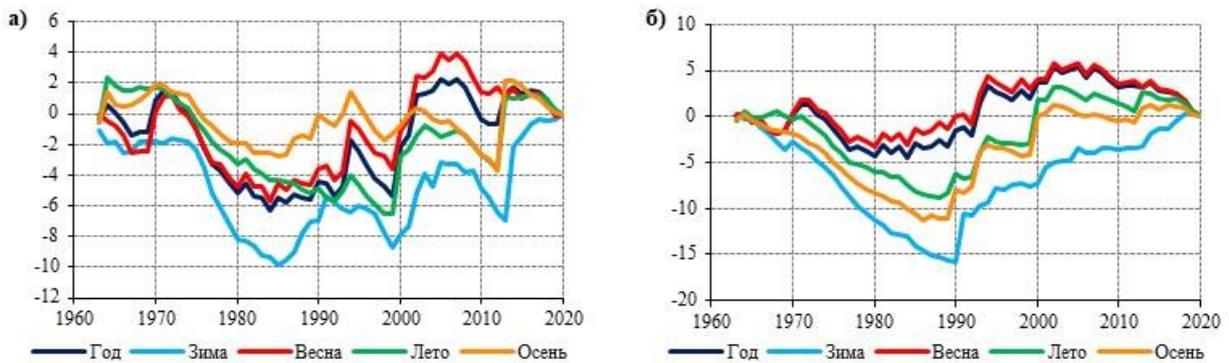


Рис. 4 - Разностно-интегральные кривые сезонного притока: а) р.Урал; б) боковой приток

Для притока по р.Урал распределение фаз водности несколько иное. Фаза маловодья начавшаяся в начале 1970-х годов продлилась примерно до середины 1980-х годов для всех сезонов за исключением летнего. Фаза маловодья с середины 1990-х годов более выражена во все сезоны. Наблюдается чередование фаз водности продолжительностью примерно 5 лет.

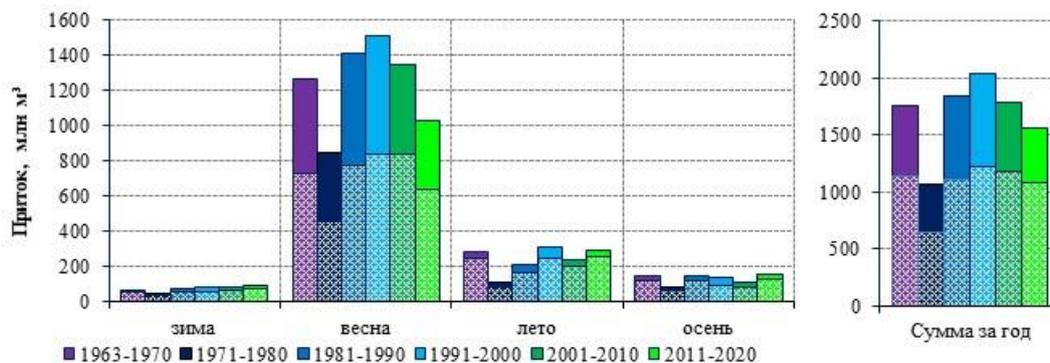


Рис. 5 - Изменение сезонного и годового притока к Ириклинскому водохранилищу за 10- летние периоды, млн м³. Штриховкой выделен приток по р.Урал.

Для анализа многолетних изменений период расчета притока к Ириклинскому водохранилищу был разбит на 10-тилетние периоды, исключая 1963-1970 гг. Для этих периодов рассчитаны средние значения притока. Было выявлено, что в период 1971-1980 гг. наблюдалось минимальное среднее значение общего притока во все сезоны, а в период 1991-2000 гг. - максимальное в весенний и летний сезоны (рисунок 5), даже несмотря на маловодье 1995-1999 гг., так как на этот период приходятся 3 года, когда годовой объем притока превышал 3500 млн м³ (1993, 1994, 2000 гг.).

В последнее десятилетие 2011-2020 гг. наблюдается снижение притока в весенний сезон по сравнению с тремя предыдущими периодами, но в осенний и зимний сезоны, напротив, фиксируется наибольшее значение среднего притока за счет высокого притока с августа 2013 г по январь 2014 г.

Проведенный анализ показал, что современные изменения притока к Ириклинскому водохранилищу связаны в основном с внутригодовым перераспределением, особенно боковой приточности, т.е. уменьшением притока в период наполнения водохранилища весной и увеличением в летние, осенние и зимние сезоны. Кроме того, в последние десятилетия наблюдается снижение доли притока по р.Урал и увеличение доли бокового притока в суммарном притоке к водохранилищу.

Исследование выполнено в рамках работы по Государственному контракту №2048 от 08 июля 2022г.

СТЕРИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Е.А. Захарчук^{1,2}, Е.Н. Литина^{1,2}, В.Н. Сухачев^{1,2}, Н.А. Тихонова^{1,2}

¹Санкт-Петербургский государственный Университет, Санкт-Петербург

² Государственный океанографический институт, Санкт-Петербург

STERIC OSCILLATIONS OF THE BALTIC SEA LEVEL E.A.

Zakharchuk^{1,2}, E.N. Litina^{1,2}, V.N. Sukhachev^{1,2}, N.A. Tikhonova^{1,2}

St. Petersburg State University, St. Petersburg 2 State Oceanographic Institute, St. Petersburg

Аннотация. Исследуется пространственно-временная структура стерических колебаний уровня Балтийского моря в диапазоне межгодовых и сезонных масштабов изменчивости. Приводятся оценки линейных трендов стерических колебаний, их сезонные амплитуды, и межгодовая изменчивость.

Annotation. The spatiotemporal structure of steric fluctuations in the Baltic Sea level is studied in the range of interannual and seasonal variability scales. Estimates of linear trends in steric fluctuations, their seasonal amplitudes, and interannual variability are given.

Важнейшей составляющей повышения уровня Мирового океана являются его стерические изменения, обусловленные изменениями плотности воды без изменения массы из-за изменений температуры и солёности

Цель данной работы – исследовать пространственно-временную структуру, а также возможные причины современных изменений уровня моря, вызванных вариациями плотности воды, в диапазоне межгодовых и сезонных масштабов изменчивости.

Данные и методы

Для исследования стерических колебаний уровня Балтийского моря использовались два источника океанологической информации. Первый - судовые измерения температуры (T) и солёности (S) воды на разных горизонтах гидрологических станций, поставленных в рамках международного мониторинга Балтийского моря за период 1993-2020 гг., которые были получены из базы данных DAS (<http://nest.su.se/das/>). Анализ базы DAS позволил отобрать 5 станций, наиболее обеспеченных данными, для формирования рядов среднемесячных значений T и S .

Второй источник информации - данные по T и S регионального реанализа океанологических полей (Liu et al., 2019), основанного на численной реализации гидродинамической модели NEMO 3.6 (Nucleus for European Modeling of the Ocean) (Hordoir et al., 2015; Pemberton et al., 2017), для условий Балтийского моря. Данные реанализа по T и S имеют суточное осреднение, продолжительность с 1993 по 2020 гг., разрешение по горизонтали 3,9 км и 56 горизонтов по вертикали (толщина слоев меняется в зависимости от глубины от 3 до 22 м).

Стерические колебания уровня моря (ζ_ρ) рассчитывались по следующей формуле (Белоненко и Колдунов, 2006):

$$\frac{\Delta \zeta_\rho}{\Delta t} = - \sum_{i=1}^n \frac{1}{\rho_0} \frac{\Delta \rho_i}{\Delta t} \Delta z_i \quad (1)$$

где $\frac{\Delta \zeta_\rho}{\Delta t}$ - стерические изменения уровня моря за отрезок времени Δt , ρ_0 - средняя плотность воды, $\frac{\Delta \rho_i}{\Delta t}$ - изменение во времени плотности воды в каждом i -м слое ($i=1,2,3,\dots,n$), Δz_i - толщина каждого слоя.

Для оценки сравнительного вклада T и S в изменения стерических колебаний уровня моря последние аппроксимировались суммой термо- ($\zeta_{\rho(T)}$) и гало- ($\zeta_{\rho(S)}$) стерических составляющих путем вычисления аномалии плотности при постоянной средней по времени солёности (S^*) или температуры (T^*) соответственно (Storto et al., 2019):

$$\Delta \zeta_\rho = \Delta \zeta_{\rho(T)} + \Delta \zeta_{\rho(S)} = - \frac{1}{\rho_0} \sum_{i=1}^n \Delta \rho(T, S^*) \Delta z_i - \frac{1}{\rho_0} \sum_{i=1}^n \Delta \rho(T^*, S) \Delta z_i \quad (2)$$

Плотность воды (ρ) рассчитывалась по уравнению состояния, описанному в работе (Jackett and McDougall, 1995).

Сравнение среднемесячных значений стерических колебаний уровня моря, рассчитанные по формуле (1) по судовым измерениям T и S на океанографических станциях и по данным регионального реанализа показало неплохое согласие в особенностях изменчивости стерического уровня моря. Поэтому, для оценки изменений стерических колебаний Балтийского моря, было решено использовать океанский реанализ.

По рассчитанным на основе данных реанализа по формулам (1) и (2) рядам среднемесячных значений стерических колебаний уровня, а также их термостерических и галостерических компонент, оценивались линейные тренды.

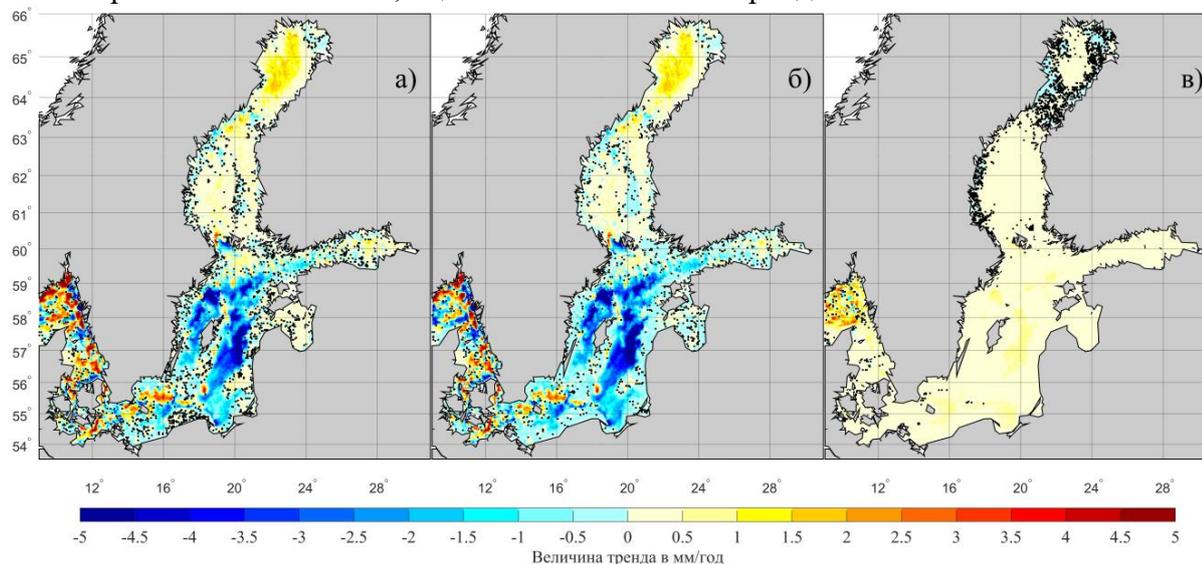


Рисунок 2. Оценки величин линейных трендов в рассчитанных по данным реанализа рядах стерических (а), гало- (б) и термостерических (в) колебаний уровня моря за период 1993-2020 гг. Черными точками обозначены районы, где тренды не были значимыми.

Тренды стерических колебаний уровня в Балтийском море достигают значений ± 5 мм/год. В центральной части открытой Балтики в рассматриваемый период 1993-2020 гг. происходит понижение стерического уровня моря со скоростью $-0.5 - (-5.0)$ мм/год за счет увеличения плотности морских вод (см. рис. 2а), в то время как во многих районах пр. Каттегат, Ботнического, Финского и Рижского заливов, а также на севере открытой Балтики и в отдельных районах юго-западной части моря стерический уровень растёт. Рис. 2в показывает, что практически на всей акватории Балтийского моря влияние термостерической компоненты приводит к повышению уровня за счет термического расширения водного столба со скоростью $0.5 - 1.0$ мм/год, но эти изменения уровня менее значительны по сравнению с воздействием галостерической компоненты (см. рис. 3б), которая оказывает основное влияние на стерические изменения уровня моря в рассматриваемый нами период.

Значительное понижение стерического уровня в открытой Балтике и, меньшее, – на западе Финского залива в рассматриваемый нами период (см. рис.2), связано с тем, что, несмотря на наблюдающееся уменьшение солёности в поверхностном слое этих регионов (Захарчук и др., 2017; Литина и др., 2020), во всей водной толще, в среднем, отмечается осолонение водных масс, которое началось в середине 1990-х и продолжается по настоящее время (Lehmann et al., 2022; Захарчук и др., 2017). В результате, происходит увеличение плотности водных масс, которое, как показывают результаты на рис.2, не компенсируется ростом термостерической компоненты уровня, связанной с потеплением климата.

Другой механизм работает в Ботническом заливе. Пороги на его юге препятствуют распространению на север осолоняющихся глубинных вод открытой Балтики (Marnefelt and Omstedt, 1993; Meier, 2007). В результате солёность водной массы Ботнического залива уменьшается, что в совокупности с повышением температуры воды из-за потепления климата приводит к уменьшению её плотности и росту стерического уровня.

Для исследования сезонных изменений стерических колебаний уровня моря проводился гармонический анализ среднесуточных рядов $\zeta_p(t)$ (Voinov, 2002). Оценивались амплитуды (A) и фазы (G) 4 гармоник: годовой (Sa) – 365.2 сут, полугодовой (Ssa) – 182.6 сут, третьгодовой (Sta) – 121.8 сут и четвертьгодовой (Sqa) – 91.3 сут.

Преобладающее влияние на сезонную изменчивость стерических колебаний уровня Балтийского моря оказывает годовая гармоника Sa. Её амплитуда в среднем для моря больше, приблизительно, в 5 раз по сравнению с амплитудой гармоники Ssa и более чем на порядок превышает амплитуды гармоник Sta и Sqa.

На рисунке 3 показаны величины линейных трендов в изменениях амплитуд гармоник Sa, Ssa, Sta и Sqa стерических колебаний уровня моря за период 1993-2020 гг. Эти результаты свидетельствуют, что, за исключением юго-западной части, во всех других районах Балтийского моря, где отмечаются значимые величины трендов, наблюдается увеличение амплитуд стерических колебаний на частотах гармоник Sa, Ssa, Sta и Sqa.

Рост амплитуд годовых стерических колебаний уровня Балтийского моря можно объяснить увеличением температуры летних максимумов воды из-за потепления климата, которая растёт быстрее температуры зимних минимумов (Захарчук и др., 2017).

Доминирующий вклад галостерической компоненты в увеличение амплитуд сезонных колебаний уровня моря на частотах гармоник Ssa, Sta и Sqa в центральной части открытой Балтики и основных заливах моря может быть связан с наблюдающимся в последние десятилетия распреснением верхнего квазиоднородного слоя, хотя в глубинном и придонном слоях отмечается осолонение водных масс (Захарчук и др., 2017б).

Выводы

Исследование стерических колебаний уровня Балтийского моря на основе судовых измерений и данных регионального реанализа температуры и солёности воды позволяет сделать следующие основные выводы:

1. В диапазоне межгодовой изменчивости вариации стерического уровня Балтийского моря за период с 1993 по 2020 гг. связаны с доминирующим влиянием галостерической компоненты: в открытой Балтике и на западе Финского залива происходит, в основном, понижение стерического уровня моря со скоростью $-0.5 - (-5.0)$ мм/год за счет преимущественного увеличения солёности водных масс, которое началось в середине 1990-х, в то время как в Ботническом заливе стерический уровень растёт со скоростью $0.5 - 2.0$ мм/год из-за обновления его вод поверхностными водами открытой Балтики, солёность которых в последние десятилетия уменьшается.

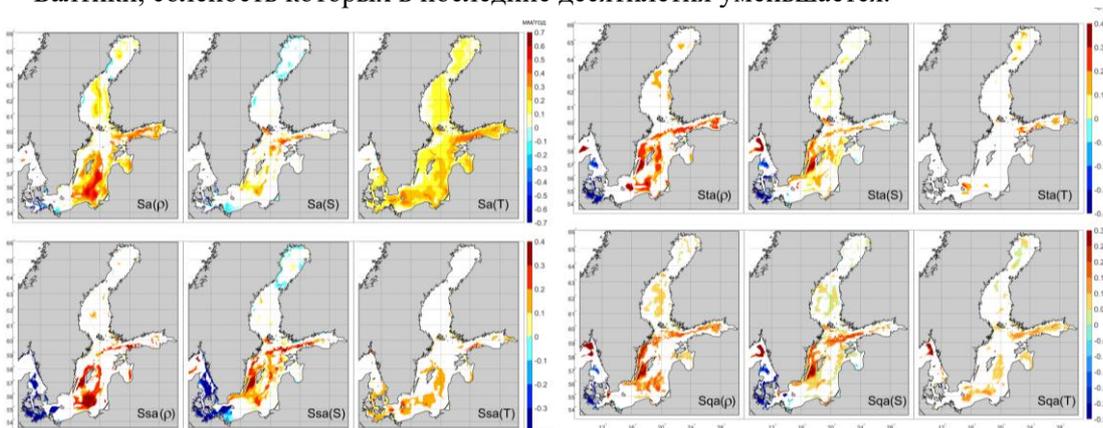


Рисунок 3. Величины линейных трендов в изменениях амплитуд гармоник Sa, Ssa, Sta и Sqa суммарных стерических (с символом ρ), галостерических (S) и термостерических (T) колебаний уровня моря за период 1993-2020. Белым цветом обозначены районы, где величины трендов не являются значимыми.

2. В диапазоне сезонной изменчивости преобладающий вклад в стерические колебания уровня оказывает годовая гармоника Sa, амплитуда которой, в среднем для моря, больше, приблизительно, в 5 раз по сравнению с амплитудой полугодовой гармоники Ssa и более чем на порядок превышает амплитуды гармоник Sta и Sqa.

3. Основное влияние на сезонные стерические колебания уровня в период 1993 по 2020 гг. оказывает термостерическая компонента, и только на юго-западе моря отмечается существенное влияние галостерической компоненты.
4. Результаты скользящего гармонического анализа показывают, что за исключением юго-западной части, во всех других районах Балтийского моря наблюдается увеличение амплитуд сезонных стерических колебаний уровня.
5. На юго-западе Балтийского моря отмечаются отрицательные тренды в изменениях амплитуд сезонных гармоник стерических колебаний с преобладанием вклада галостерической компоненты, с величинами $-0.1 - (-0.6)$ мм/год.
6. Анализ и обобщение различной гидрометеорологической информации и литературных источников позволяют предположить, что выявленные современные региональные изменения стерических колебаний уровня Балтийского моря связаны с повышением температуры воздуха, увеличением атмосферных осадков, уменьшением интенсивности ветра над морем, распреснением верхнего квазиоднородного слоя и увеличением солёности глубинных и придонных вод Балтики из-за водообмена с осолоняющимися водами Северного моря.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00209, <https://rscf.ru/project/22-27-00209/>

Литература

1. Белоненко Т.В., Колдунов А.В. Стерические колебания уровня в северо-западной части Тихого океана // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Вып. 3. 2006. С. 81-88.
2. Liu Ye, L. Axell, S. Jandt, I. Lorkowski, A. Lindenthal, S. Verjovkina, F. Schwichtenberg . Quality information document. Baltic Sea Production Centre BALTICSEA_REANALYSIS_PHY_003_011. Copernicus., Marine Environment monitoring service. 2019. Issue 2.5. 35pp. <https://doi.org/10.48670/moi-00013>
3. Hordoir, R., L. Axell, U. Löptien, H. Dietze, and I. Kuznetsov (2015), Influence of sea level rise on the dynamics of salt inflows in the Baltic Sea, *J. Geophys. Res. Oceans*, 120, doi:10.1002/2014JC010642.
4. Pemberton, P., Löptien, U., Hordoir, R., Höglund, A., Schimanke, S., Axell, L., and Haapala, J.: Sea-ice evaluation of NEMO-Nordic 1.0: a NEMO-LIM3.6-based ocean-sea-ice model setup for the North Sea and Baltic Sea, *Geosci. Model Dev.*, 10, 3105-3123, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3105-2017>, 2017.
1. Storto, A., Bonaduce, A., Feng, X., Yang, C. Steric Sea Level Changes from Ocean Reanalyses at Global and Regional Scales. *Water*. 2019, 11, 1987; doi:10.3390/w11101987.
2. Jackett, D. R. and T. J. McDougall, 1995, Minimal Adjustment of Hydrostatic Profiles to Achieve Static Stability, *J. of Atmos. and Oceanic Techn.*, vol. 12, pp. 381-389. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426\(1995\)012%3C0381:MAOHPT%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426(1995)012%3C0381:MAOHPT%3E2.0.CO;2)
3. Захарчук Е.А., Е. Н. Литина, Клеванцов Ю.П., Сухачёв В.Н., Тихонова Н.А. Нестационарность гидрометеорологических процессов Балтийского моря в условиях меняющегося климата. Труды ГОИН. №218. 2017(6) г., стр. 6 - 62.
4. Lehmann, A., K. Myrberg, P. Post, I. Chubarenko, I. Dailidienė, Hans-Harald Hinrichsen, K. Hüseyin, T. Liblik, H. E. Markus Meier, U. Lips, and T. Bukanova. Salinity dynamics of the Baltic Sea. *Earth System Dynamics* · 13, 373–392, 2022. DOI: 10.5194/esd-13-373-2022
5. Захарчук Е.А., Сухачёв В.Н., Тихонова Н.А. Механизмы опасных подъёмов уровня моря в Финском заливе. Издательство «Петербург XXI век». Санкт-Петербург. 2017(а). 151 стр.
6. Marmefelt, E. and Omstedt, A.: Deep water properties in the Gulf of Bothnia, *Cont. Shelf Res.*, 13, 169–187, 1993.
7. Meier, H. E. M.: Modeling the pathways and ages of inflowing salt and freshwater in the Baltic Sea, *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 74, 610–627, 2007.
8. Voinov G. N. Tides and Tidal streams. In: V. A. Volkov, O. M. Johannessen, V. E. Borodachov, G. N. Voinov, L. H. Pettersson, L. P. Bobylev and A. V. Kouraev (eds.). *Polar Seas Oceanography. An integrated case study of the Kara Sea*. Praxis Publishing. Chichester, UK. 2002. P. 61 – 77.

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОБЛАЧНОСТИ НА АРХИПЕЛАГЕ ШПИЦБЕРГЕН

Зотова Е. В.¹, Иванов Б. В.^{1,2}, Священников П. Н.^{2,1}

¹ Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

ANNUAL VARIABILITY OF SVALBARD CLOUD COVER

E. Zotova¹, B. Ivanov^{1,2}, P. Svyaschennikov^{2,1}

¹Arctic and Antarctic Research Institute

²Saint Petersburg State University

Аннотация: В данной работе приводится сравнительный анализ данных о количестве общей облачности, полученных на трех метеорологических станциях Шпицбергена и реанализа ERA5.

Abstract: The comparative analysis of data from three meteorological stations and ERA5 reanalysis is provided for total cloud cover data in current work.

Известно, что климат Арктики меняется быстрее, чем в других регионах [1, 2]. Появляется необходимость исследовать различные атмосферные характеристики, такие как: температура воздуха, скорость и направление ветра, атмосферное давление и тд. Облачность является одной из важных характеристик, так как влияет на энергообмен систем океан-атмосфера и земля- атмосфера [3]. Исследования показывают, что увеличение количества облаков вызывают положительную обратную связь, что приводит к увеличению приземной температуры воздуха [4, 5].

Основной целью исследования является изучение закономерностей и особенностей характеристик облачности на архипелаге Шпицберген и сравнение результатов наблюдений с данными реанализа. Выявляется межгодовое распределение облачности на Шпицбергене, используя данные трёх метеорологических станций: Хорнсунд (Польша), Баренцбург (Россия) и Нью-Алесун (Норвегия), а также реанализ ERA5. Выбранные станции предоставляют продолжительные ряды данных, а их широтное распределение позволяет оценить зависимость между количеством облачности и положением станции. Выполнены следующие задачи: обработка данных о количестве общей облачности, полученных с трёх метеостанций; обработка данных реанализа; выявление закономерностей в распределении облачности; сравнение результатов наблюдений и реанализа.

Гидрометеорологическая обсерватория Баренцбург (78°04'N, 14°13'E) предоставляет данные о количестве общей облачности с 1966 по 2019 гг., определяемой в баллах (десятичная шкала) [1]. Данные были получены в стандартные синоптические сроки (UTC 00:00, 03:00, 06:00, 09:00, 12:00, 15:00, 18:00, 21:00). Полярная станция Хорнсунд (77°00'N, 15°33'E) предоставляет данные о количестве общей облачности с 1983 по 2018 гг. [2]. Данные были получены в стандартные синоптические сроки (UTC 00:00, 03:00, 06:00, 09:00, 12:00, 15:00, 18:00, 21:00) и представлены в октах (восьмеричная шкала). Метеорологическая станция Нью-Алесун (78°94'N, 11°89'E) предоставляет данные с 1969 по 2020 гг. [3]. Облачность наблюдалась визуально три раза в сутки (UTC 6:00, 12:00, 18:00) и также представлена в октах. Реанализ ERA5 предоставляет собой ежечасные оценки количества общей облачности с 1979 по 2020 гг. [4]. Данные преобразованы в регулярную сетку координат с масштабом 0,25x0,25 градуса, где доля облачности представлена от 0 до 1 как доля квадрата сетки, покрытого облачностью[5]. Все данные, полученные со станций и реанализа, были переведены в баллы и пересчитаны в проценты от общего числа случаев, а также разбиты на градации от 0-1 баллов (безоблачное небо) до 9-10 баллов (пасмурное небо). Для оценки межгодовых изменений облачности был выполнен регрессионный анализ.

На рис. 1 показана многолетняя изменчивость количества общей облачности для выбранных станций с 1983 по 2018 гг.

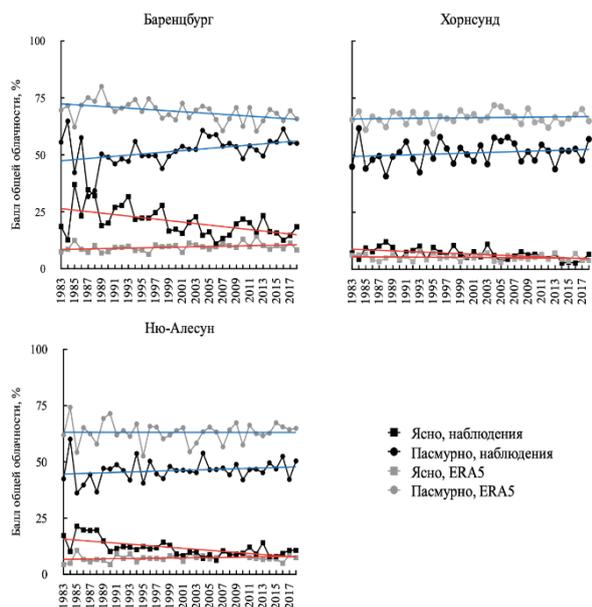


Рисунок 1: Межгодовая изменчивость среднегодовых значений ясного и пасмурного неба по результатам наблюдений и реанализа

Таблица 1: коэффициенты корреляции и сдвига

		Пасмурно		Ясно	
		сдвиг(%/декада)	R ²	сдвиг(%/декада)	R ²
Баренцбург	Наблюдения	2,5	0,15	-3,3	0,29
	ERA5	-1,9	0,23	0,6	0,13
Хорнсунд	Наблюдения	0,9	0,04	-1,2	0,26
	ERA5	0,3	0,01	-0,18	0,02
Нью-Алесун	Наблюдения	-0,02	0	-1,5	0,32
	ERA5	0,05	0	0,2	0,02

По данным наблюдений в Баренцбурге наблюдается незначительное увеличение процента пасмурного неба - 0,75%/декада (отмечена синим на графике). Однако корреляция не доказана на самом низком уровне значимости (t -coefficient = 1,25). Процент случаев ясного неба имеет тенденцию к снижению (красная линия на графике) (2,1%/декада). Корреляция доказана на уровне значимости $\alpha = 0.05$ (t -coefficient = 2,399).

По данным реанализа, линия тренда показывает снижение случаев пасмурного неба (1,8%/декада). Корреляция доказана на самом высоком уровне значимости $\alpha = 0.01$ (t -coefficient=3,72). Процент случаев ясного неба увеличивается (0,4%/декада). Корреляция не доказана на самом низком уровне значимости (t -coefficient=0,606).

По данным визуальных наблюдений на станции Хорнсунд, процент случаев пасмурного неба плавно увеличивается (0,9%/декада). Корреляция не доказана даже на самом низком уровне значимости (t -coefficient = 1,127). Количество случаев ясного неба снижается (1,2%/декада) и данные лучше коррелируют, что доказано на самом высоком уровне значимости $\alpha = 0.01$. (t -coefficient = 2,93).

По данным реанализа, наблюдается увеличение случаев пасмурного неба (0,3%/декада), что в три раза ниже, чем результаты наблюдений. Коэффициент корреляции низкий. Скорость снижения количества случаев ясного неба 1,5%/декада, что в 0,25 раз больше, чем результат наблюдений.

По данным, полученным на станции Нью-Алесун, процент случаев пасмурного неба практически не изменяется со временем. Скорость снижения менее 0,1% за декаду, а коэффициент корреляции ($R=0$) не значимый. Линия тренда показывает уменьшения количества случаев ясного неба со скоростью 1,5% за декаду. Корреляция доказана на самом высоком уровне значимости $\alpha = 0.01$.

По данным реанализа, линия тренда для случаев пасмурного неба согласуется с результатом, полученным на станции: практически не меняется со временем и $R=0$. Однако, среднее значение случаев пасмурного неба по результатам реанализа в 1,5 раза выше, чем по результатам наблюдений. Сравнение случаев ясного неба показывает несогласованность трендов. Данные реанализа дают незначительное возрастание тренда, в то время как данные наблюдений показывают отрицательные значения. По данным реанализа, скорость возрастания составила 0,2% за декаду, однако корреляция не может быть доказана на самом низком уровне значимости.

Таким образом выявлено определенное несоответствие между значениями ясного и пасмурного неба по данным наблюдений и реанализа для всех трех станций. Сравнение результатов наблюдений и реанализа для случаев ясного неба показало в целом лучшую согласованность, чем сравнение случаев пасмурного неба. Разница между результатами наблюдений и реанализа приблизительно в три раза ниже, чем для случаев пасмурного неба. Сравнение межгодовых изменений показало несогласованность результатов наблюдений и реанализа. По данным наблюдений количество случаев пасмурного неба медленно увеличивается по данным всех трех станций, однако Хорнсунд и Нью-Алесун показывают незначительный рост по сравнению с Баренцбургом. В тоже время реанализ же показывает противоположную тенденцию, а именно уменьшение случаев пасмурного неба на ближайшем к Баренцбургу узле сетки.

Таким образом, использование данных реанализа для оценки годовых тенденций изменения облачности в районе архипелага Шпицберген, а также для оценки повторяемости ясного и пасмурного неба в различные сезоны года можно осуществлять только с учетом всех выявленных неопределенностей.

Литература:

1. Meier, W.N., Hovelsrud, G.K., van Oort, B.E.H., Key, J.R., Kovacs, K.M., Michel, C., Haas, C., Granskog, M.A., Gerland, S., Perovich, D.K., Makshtas, A. and Reist, J.D. (2014) Arctic sea ice in transformation: a review of recent observed changes and impacts on biology and human activity. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 185–217.
2. Francis, J. A., Vavrus, S. J. & Cohen, J. (2017) Amplified Arctic warming and mid- latitude weather: new perspectives on emerging connections. *WIREs Clim. Chang.* 8, e474.
3. Kay, J.E. and L'Ecuyer, T. (2013) Observational constraints on Arctic Ocean clouds and radiative fluxes during the early 21st century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(13), 7219–7236.
4. Chernokulsky, A., Esau, I. (2019) Cloud cover and cloud types in the Eurasian Arctic in 1936-2012. *International Journal of Climatology*, 39(15), 5771-5790.
5. Graverson, R.G., Langen, P.L. and Mauritsen, T. (2014) Polar amplification in CCSM4: contributions from the lapse rate and surface albedo feedbacks. *Journal of Climate*, 27(12), 4433–4450.
6. <http://meteo.ru/data/163-basic-parameters>
7. hornsund.igf.edu.pl
8. <https://www.met.no/en/free-meteorological-data/Download-services>
9. <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/browse-reanalysis-datasets> Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., et al. (2020). The ERA5 global reanalysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146, 1999–2049.

О СПОСОБЕ ПОЛУЧЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ О ВНУТРЕННИХ ВОЛНАХ, МАСКИРУЕМЫХ ЕСТЕСТВЕННЫМ ГИДРОФИЗИЧЕСКИМ ПОЛЕМ

В.В. Иванов

Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН, Санкт-Петербург, Россия

ON THE METHOD OF OBTAINING EXPERIMENTAL DATA ON INTERNAL WAVES MASKED BY A NATURAL HYDROPHYSICAL FIELD

V.V. Ivanov

Institute of terrestrial magnetism, ionosphere and radio wave propagation Russian Academy of Sciences, Saint Petersburg, Russia

Разработан способ адаптивной обработки и отображения оператору гидрофизической информации о внутренних волнах, маскируемых естественным гидрофизическим полем. Выполнен анализ натурной гидрофизической информации. Показана высокая эффективность обнаружения внутренних волн в квазиоднородной морской среде.

A method of adaptive processing and display to the operator of hydrophysical information about internal waves masked by a natural hydrophysical field has been developed. The analysis of natural hydrophysical information is carried out. The high efficiency of detecting internal waves in a quasi-homogeneous marine environment is shown.

Известно, что качество выходных результатов прикладных систем зависит от качества оценок состояния океанической среды и связано “с процедурами адаптивной выборки натуральных данных и адаптивным моделированием” [1].

Существующие способы обнаружения внутренних волн при проведении как натуральных, так и лабораторных экспериментов предполагают обязательное наличие слоя скачка плотности. Это обеспечивает значимые, относительно естественного поля, отклонения плотности среды, которые можно идентифицировать как внутренние волны (ВВ). По сути, реализуется энергетическое (“пороговое”) правило принятия решения о присутствии в этом слое ВВ [1, 2].

Данный подход к проблеме обнаружения ВВ на основе признаков, реализующих “пороговое” правило принятия решения, не обеспечивает возможность обнаружения ВВ, генерируемых в квазиоднородном слое, когда сигналы о них маскируются естественным гидрофизическим полем. (отношение сигнала к шуму $c/\text{ш} \leq 1$).

Таким образом, актуальность работы определялась необходимостью использования интеллектуальных возможностей человека (оператора), обеспечивающих в условиях естественных помех обнаружение слабых сигналов ($c/\text{ш} < 1$), а также информативных и отличительных признаков ВВ.

Такая задача могла быть выполнена только при условии решения проблемы оптимального взаимодействия между оператором и трактами обработки системы по критерию максимума эффективности, который обеспечивается при условии сохранения адекватности информационных потоков в трактах первичной обработки информации, средствах отображения и сенсорном (зрительном, как более информативном) анализаторе оператора.

Для измерения модуляционной передаточной функции на вход системы (рис. 1-а) подаётся ряд изображений чередующихся чёрных и белых полос в виде прямоугольной решётки, яркость которой распределена вдоль оси X по закону, определяемому знаком $\sin(2\pi\omega x)$. Полосы отличаются друг от друга по пространственной частоте. На выходе формируется изображение с коэффициентом модуляции (контрастом) отличным от входного сигнала (рис. 1-б).

Совокупность этих значений для разных пространственных частот и составляет пространственную модуляционную передаточную функцию системы. Из графика, позаимствованного из [3], характеризующего минимум коэффициента модуляции (контраста решётки), необходимого для обнаружения той или иной пространственной частоты, видно, что максимальная чувствительность зрительной системы наблюдается в области средних пространственных частот – $\omega = 1-10$ цикл/град.

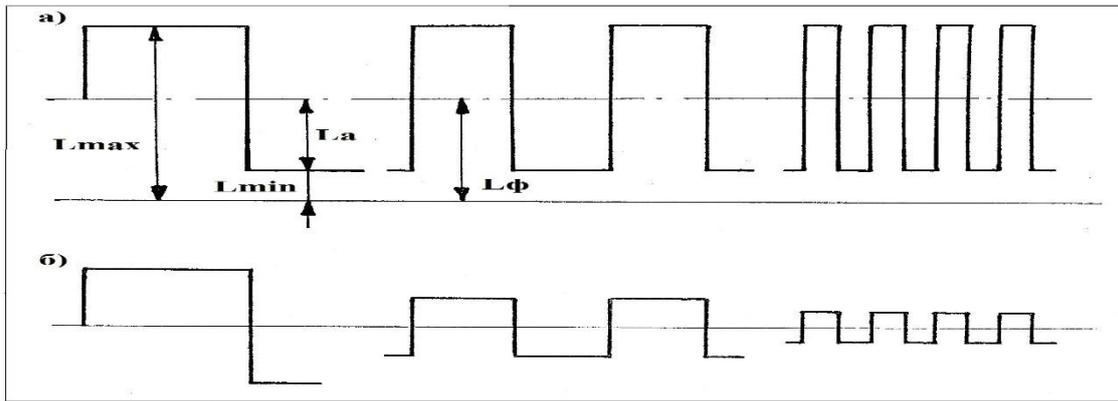


Рис. 1. Зависимость яркости (выходного сигнала – б) от ширины чередующихся полос прямоугольной решётки (входного сигнала – а)

Сформулированы требования по отображению оператору информации в виде квазипериодических относительно более широких полос, характеризующих сигналы, генерируемые ВВ, на фоне более узких (“фоновых”) полос, распределённых по случайному закону:

1. Яркость экрана дисплея в пределах $10-30 \text{ кд/м}^2$ (30 кд/м^2 – адаптационный уровень, при превышении которого острота зрения изменяется незначительно). Угловой размер экрана $10-15^\circ$, что соответствует, при размерах экрана 250 мм (по горизонтали) на 200 мм (по вертикали), – расстоянию 1200-1000 мм от глаз наблюдателя. Ориентация решётки – вертикальная. Данные параметры обеспечивают максимум чувствительности при пространственной частоте квазипериодических полос-сигналов 4-2 цикл/град.

2. Для реализации эффекта снижения чувствительности к восприятию оператором “фоновых” полос и повышения за счёт этого относительной чувствительности зрительной системы (при восприятии квазипериодических широких полос), их пространственная частота должна быть более 4 цикл/град и лежать в пределах 1.5 ± 0.5 октавы. То есть, исходя из известного выражения $-\log_2(f_2/f_1) = 1.5 \pm 0.5$, где $f_2/f_1 = 4-2$ цикл/град [4], – составлять 16-4 цикл/град.

В основу способа адаптивной обработки и отображения оператору гидрофизической информации (ГФИ) о ВВ положен апробированный на практике метод нейродинамического кодирования биофизических сигналов [5, 6]. Способ включает выполнение предварительной обработки, с целью получения функции изменения мощности текущей информации в диапазоне частот 0.0-0.1 Гц.. После этого проводится (рис. 2):

1. Определение частоты дискретизации (тактовых сигналов) и амплитуды дискретных импульсов, при которых обеспечивается наибольшая контрастность квазипериодических широких полос по сравнению с промежуточными – “фоновыми” полосами.

2. Формирование последовательности двоичных уровней определённой в п. 1 амплитуды в тактовых промежутках времени.

3. Преобразование последовательности двоичных уровней в аппроксимирующую функцию $g(t)$.

4. Сравнение аппроксимирующей функции с входным аналоговым сигналом $f(t)$, характеризующим процесс в целом, и формирование сигнала ошибки в виде разности между функциями сигнала и аппроксимации, который представляем, в зависимости от знака разности, одним из возможных уровней квантования $h(t)$.

5. Формирование кода анализируемого сигнала (серии дискретных импульсов $L(t)$), представляющего собой случайную последовательность бинарных импульсов.

6. Воспроизведение дискретных импульсов в виде чёрных и белых вертикально ориентированных полос применительно к экрану дисплея, которые и предъявляем оператору.

Способ воплощён при анализе натурной гидрофизической информации – записи электропроводности морской среды на самописец в диапазоне частот 0.01-0.25 Гц. Контактный датчик был установлен на движущемся в водной среде объекте. Первым галсом объект генерировал ВВ, а затем, после маневрирования, выходил на галс, перпендикулярный первому, пересекал клин ВВ с одновременной регистрацией электропроводности на самописце.

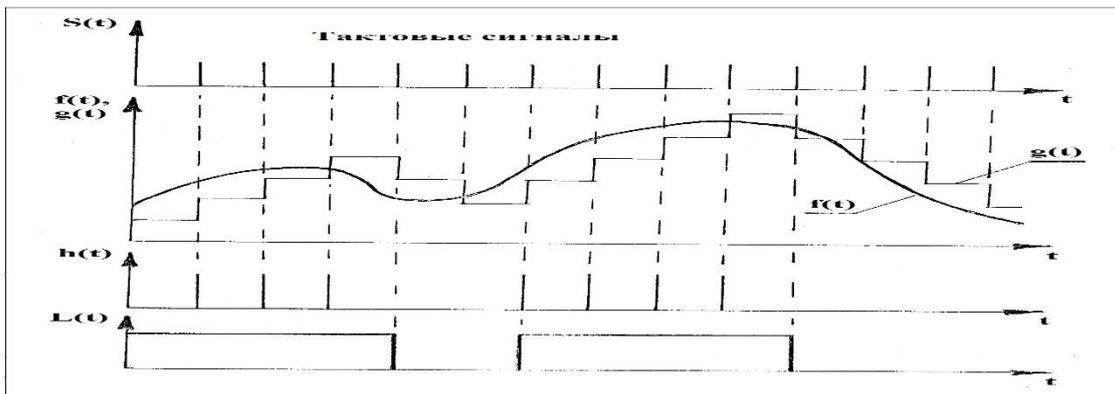


Рис. 2. Иллюстрация способа адаптивной обработки и отображения оператору ГФИ о ВВ

Серии дискретных импульсов $L(t)$, полученные в результате обработки ГФИ о ВВ, были представлены оператору для восприятия: в виде блоков чередующихся (вертикальных) чёрных и белых полос (решётки), соответствующих длине анализируемой выборки.

Рис. 3 иллюстрирует фрагмент представляемого оператору изображения.

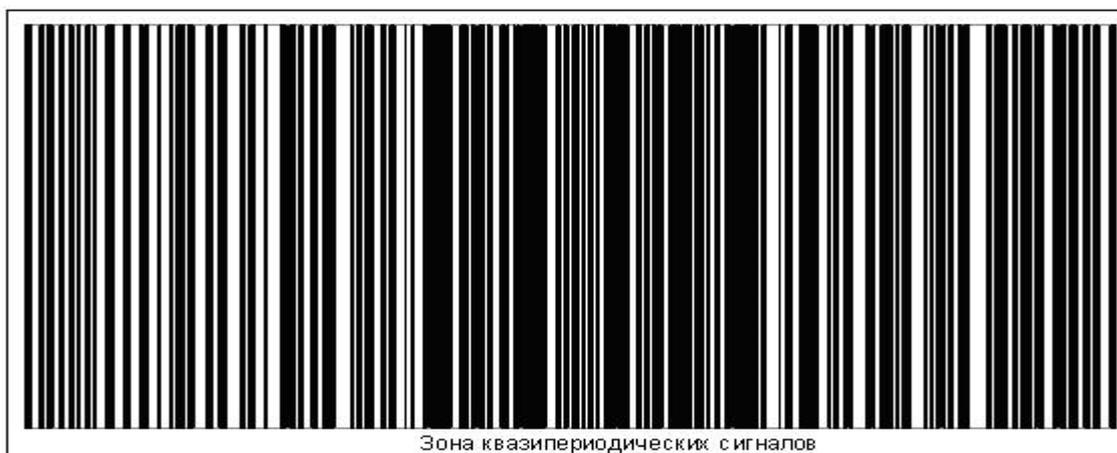


Рис. 3. Фрагмент информационного изображения представляемого оператору

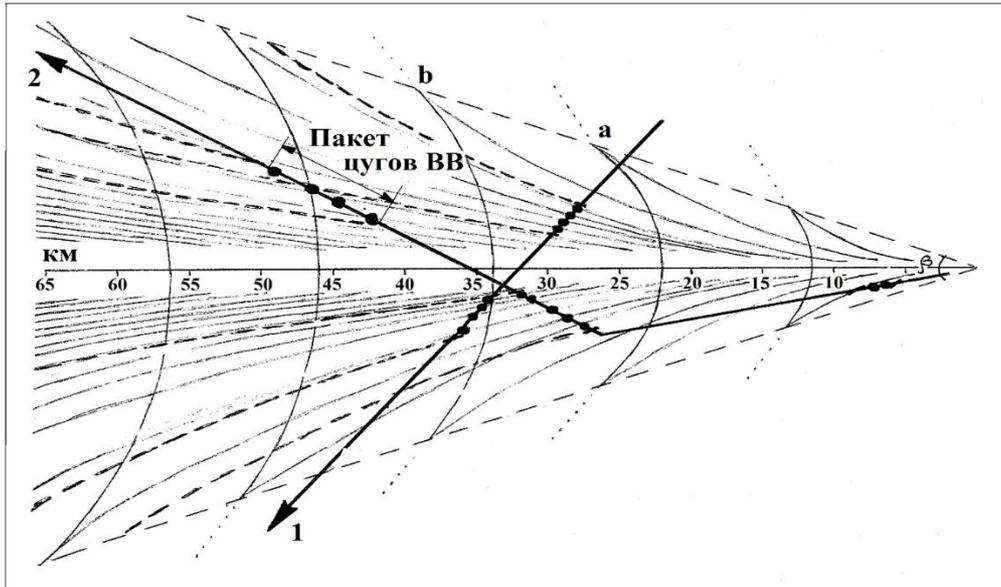
Исключая промежуточные расчёты и преобразования, выполненные с использованием всех имеемых изображений, включающих зоны квазипериодических сигналов, и в соответствии с рекомендациями работы [7], проведена оценка параметров клина ВВ и построена его картина (рис. 4).

Среднее расстояние между гребнями ВВ на границе клина – ab составило 13.5 км. Сопоставление двух пересечений клина ВВ и его картины показывает их полную согласованность. Пакеты цугов ВВ представляют собой зоны пересечения носителем аппаратуры записи электропроводности гребней ВВ.

Картина клина ВВ проявляет важную особенность, связанную с обнаружением ВВ, – регулярность расположения гребней ВВ увеличивается со временем, что создаёт предпосылку для их надёжного обнаружения на большом удалении от источника их генерации и решения задачи определения места расположения источника.

Клин ВВ может быть построен (с использованием рекомендаций работы [7]) по результатам обнаружения и определения параметров двух цугов (трёх “пакетов” квазипериодических широких полос), один из которых пересекается дважды.

Разработан второй вариант представления ВВ – “пакетов” из 3-4 и более широких полос на фоне узких – распределённых по случайному закону. При этом регистрация электропроводности проводилась контактным датчиком, установленным на буксируемой линии. Надводный носитель последовательно параллельными галсами пересекал ось клина ВВ.



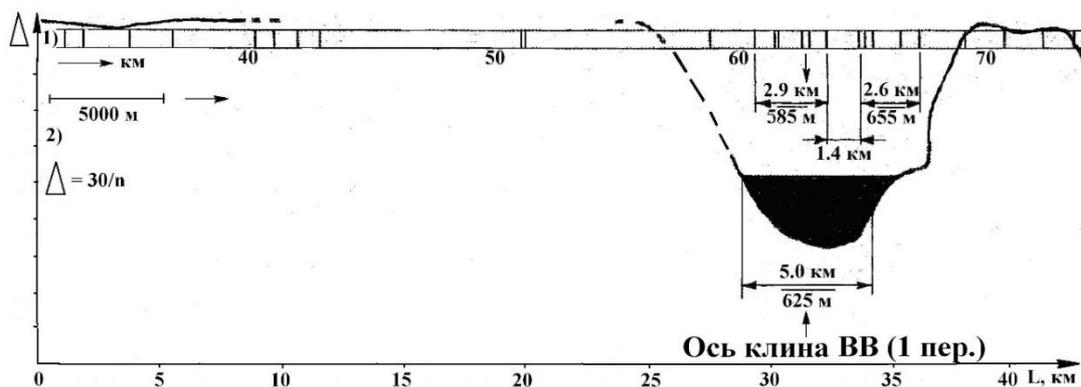
Способ включает следующий алгоритм:

- используя оптимальное (по результатам обработки серии дискретных импульсов $L(t)$, полученные в результате обработки всей имеющейся ГФИ о ВВ) “скользящее” вдоль общей серии импульсов окно анализа, соответствующее длине выборки ~ 5000 м, через каждые пол-интервала (~ 2500 м) проводим счёт числа импульсов;

- определяем параметр $\Delta = 30/n$ (30 – произвольное число, выбрано для более наглядного представления Δ ; n – число импульсов в каждом окне), строим кривую распределения Δ на всём интервале анализа;

- проводим установку порогового уровня соответствующего минимальному значению $\Delta = \Delta_{\text{мин}}$ на “фоновом” интервале; значениям $\Delta < \Delta_{\text{мин}}$ ставим в соответствие зоны проявления ВВ – “пакетов” квазипериодических широких полос.

Рис. 5 представляет два фрагмента распределения показателя Δ . На первом фрагменте показано первое пересечение клина ВВ, представленное в виде одного пакета. На втором – 5-е, 6-е и 7-е пересечения, на которых обнаруживаются оба пакета цугов ВВ справа и слева от оси клина.



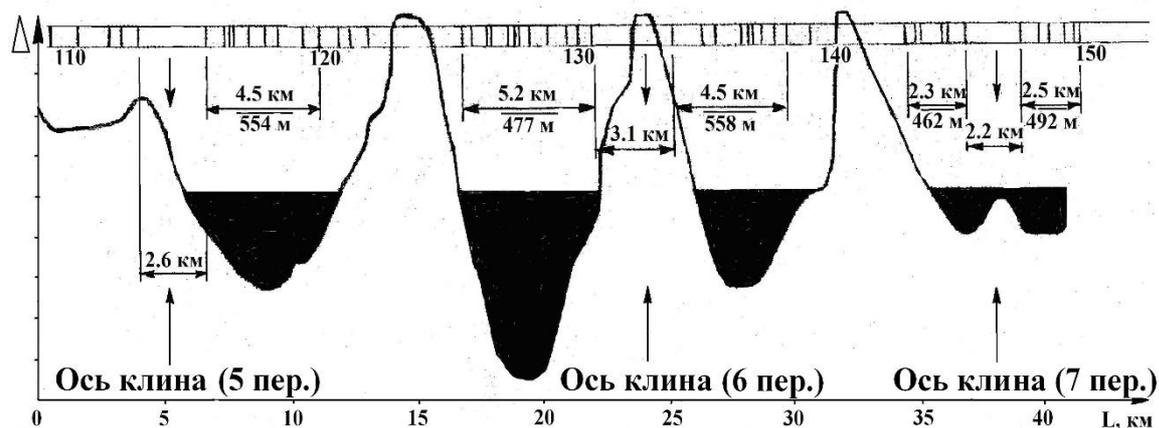


Рис. 5. Распределение показателя Δ при пересечении обоих пакетов цугов ВВ справа и слева от оси клина. 1-й фрагмент – первое пересечение, 2-й фрагмент – 5-е, 6-е и 7-е пересечения

Выводы

Разработан способ обработки и отображения оператору гидрофизической информации о коротких ($\lambda < 2H$, где λ – длина волны, H – глубина моря) внутренних волн, как вынужденных (генерируемых различными силами), так и свободных, позволяющий решать задачу обнаружения зрительным анализатором оператора (или математическим путём) слабых ($c/\text{ш} < 1$) квазипериодических сигналов на фоне помех. Данный способ наиболее эффективен при анализе ГФИ, регистрируемой в квазигомогенной среде, в которой волны, имеющие амплитуды, сопоставимые с амплитудами в слое скачка плотности, существующими “энергетическими” способами не обнаруживаются.

Способ обнаружения внутренних волн, маскируемых естественным гидрофизическим полем, открывает новые возможности для изучения свойств океанов и морей. Он сможет существенно повысить значимость не только натуральных экспериментов с использованием контактных датчиков при проведении измерений по траектории движения носителя, но и лабораторных, – проводимых, например, в гидрофизических бассейнах.

Появляется реальная возможность исследования внутренних волн, генерируемых как артефактами рельефа океанического дна, так и искусственно созданными объектами различной формы и размеров в условиях гидрофизического бассейна со стратифицированной по плотности жидкостью.

Способ позволяет внести существенный вклад в разработку детальной картины распределения глубинных и придонных течений.

Литература

1. Коваленко В.В., Родионов А.А., Ванкевич Р.Е. Методические основы построения систем оперативной океанографии в приложении к задачам подводного наблюдения. // Фундаментальная прикладная гидрофизика. Т. 14. № 3. 2021. С. 4-20.
2. Шамраев Ю.И., Шишкина Л.А. Океанология. Л.: Гидрометеиздат. 1980. 382 с.
3. Шелепин Ю.Е. и др. Визоконтрастометрия: Измерения пространственных передаточных функций зрительной системы. Л.: Наука. 1985. 103 с.
4. Стефаник Том. Неакустические методы обнаружения подводных лодок. // Журнал “В мире науки”. Май 1988. С. 6-13.
5. Смирнов К.Ю. Телемедицина. // Новые информационные технологии на пороге XXI века. СПб.: Изд. РАН. Глава 5. 1998.
6. Смирнов К.Ю., Смирнов Ю.А. Нейродинамические принципы формирования биофизических сигналов. // Центр биомедицинских исследований “Динамика”. СПб. 2000.
7. Лайтхилл Д. Волны в жидкостях. Пер. с англ. М.: Изд. Мир. 1981. 598 с.

О ПРОЯВЛЕНИИ ЭФФЕКТОВ ВЛИЯНИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ АНТАРКТИДЫ НА ЧУВСТВЕННОЕ ВОСПРИЯТИЕ ЧЕЛОВЕКОМ ПРОСТРАНСТВА-ВРЕМЕНИ

В.В. Иванов

Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН,
Санкт-Петербург, Россия

ON THE MANIFESTATION OF THE EFFECTS OF THE INFLUENCE OF THE EXTREME CONDITIONS OF ANTARCTICA ON THE HUMAN SENSORY PERCEPTION OF SPACE-TIME

V.V. Ivanov

Institute of terrestrial magnetism, ionosphere and radio wave propagation Russian Academy of Sciences, Saint Petersburg, Russia

Выполнен мониторинг психофизического показателя – длительности “индивидуальной минуты” в экстремальных условиях Антарктиды. Определены особенности связи флуктуаций длительности “индивидуальной минуты” с новым психофизическим показателем – длиной “индивидуального дециметра” – связь обратная и с солнечной активностью – связь прямая – при сопоставлении годовых трендов и обратная – при сопоставлении среднемесячных флуктуаций. Определены особенности чувственного восприятия длительности “индивидуальной минуты” и длины “индивидуального дециметра” в циклах вариаций скорости вращения Земли вокруг оси – динамика показателей в интервалах максимума и минимума скорости вращения Земли совпадают. Показано, что вариации пространственно временного фактора, определённого по данным о длительности “индивидуальной минуты”, длине “индивидуального дециметра” и абсолютной скорости движения Земли, и флуктуации отношения частоты сердечных сокращений к частоте дыхания изменяются синфазно. Определена общая причина исследуемых связей – снижение в 2.8 раза (по сравнению с географической широтой Санкт-Петербурга) скорости вращения Земли.

The monitoring of the psychophysical indicator – the duration of the “individual minute” in the extreme conditions of antarctica was carried out. The features of the relationship of fluctuations in the duration of the “individual minute” with a new psychophysical indicator – the length of the “individual decimeter” – the relationship is inverse and with solar activity – the relationship is direct – when comparing annual trends and inverse – when comparing average monthly fluctuations. The features of sensory perception of the duration of the “individual minute” and the length of the “individual decimeter” in cycles of variations of the earth's rotation speed around the axis are determined – the dynamics of indicators in the intervals of the maximum and minimum of the earth's rotation speed coincide. It is shown that the variations of the space-time factor determined by the data on the duration of the “individual minute”, the length of the “individual decimeter” and the absolute velocity of the earth, and fluctuations in the ratio of heart rate to respiratory rate change in phase. The general reason for the studied connections is determined – a 2.8-fold decrease (compared to the geographical latitude of st. Petersburg) in the earth's rotation speed.

Результаты исследования космофизической обусловленности флуктуаций физиологических, психофизических и других показателей в условиях Заполярья [1] стали основой для изучения особенностей динамики длительности “индивидуальной минуты” (ДИМ) в экстремальных условиях Антарктиды.

Регистрация ДИМ, а также частоты сердечных сокращений (ЧСС), частоты дыхания (ЧД) и их отношения ЧСС/ЧД проводилась в среднем 7-8 раз в сутки в период зимовки на пол. ст. Восток в период с 29.01.2001 г. по 26.01.2002 г. Кроме того регистрация ДИМ проведена в Санкт-Петербурге в периоды до- (1.09.2000 г.-28.01.2001г.) и после зимовки (27.01-6.07.2002 г.).

Это позволило провести сопоставление ДИМ в разных климатогеографических условиях. Динамика ДИМ после усреднения по 9-ти точкам методом скользящего среднего приведена на рис. 1.

Анализ динамики ДИМ показывает, что до зимовки значение ДИМ и длительности физической минуты (ДФМ), равной 60 с, в среднем совпадали. С началом зимовки произошло её резкое снижение до минимума (46 с), отражающее процесс адаптации организма испытуемого к изменению климатогеографического фактора, связанного, в том числе, с гипоксией (пол. ст. Восток расположена на высоте 3500 м выше уровня моря).



Рис. 1. Среднесуточные флуктуации ДИМ в периоды: до зимовки (1.09.2000 г.-28.01.2001г.), во время зимовки (29.01.2001-26.01.2002 гг.) и после неё (27.01-6.07.2002 г.): результат усреднения по 9-ти точкам

Затем, по мере приближения к полярной ночи (ПН), уровень ДИМ повышается и стабилизируется во время ПН. Максимум ДИМ (59 с) наблюдается на границе ПН и обусловлен первым появлением Солнца над горизонтом.

Дальнейшее снижение ДИМ свидетельствует о нарушении деятельности “биологических часов”, приводящей к дезадаптации.

В этот же период завершения наблюдений в Антарктиде чётко обозначились тренды одновременного роста количества тиолов (восстановленная форма) и урохрома (окисленная форма) в моче испытуемого, то есть – увеличения антиоксидантной мощности одной системы и истощения другой. Такой десинхроноз может рассматриваться как ранний признак предстоящего развития патологических сдвигов [2].

Крутой положительный тренд ДИМ характерный для послезимовочного периода является признаком развития нозологического (до болезненного) состояния испытуемого, когда одновременно с ДИМ возрастает также и интенсивность психофизиологического напряжения.

О развитии десинхроноза к концу зимовки свидетельствует и постепенное (почти до нуля) снижение корреляции между ЧСС и ЧД (рис. 2), как признак развития патологического процесса сердечнососудистой системы.

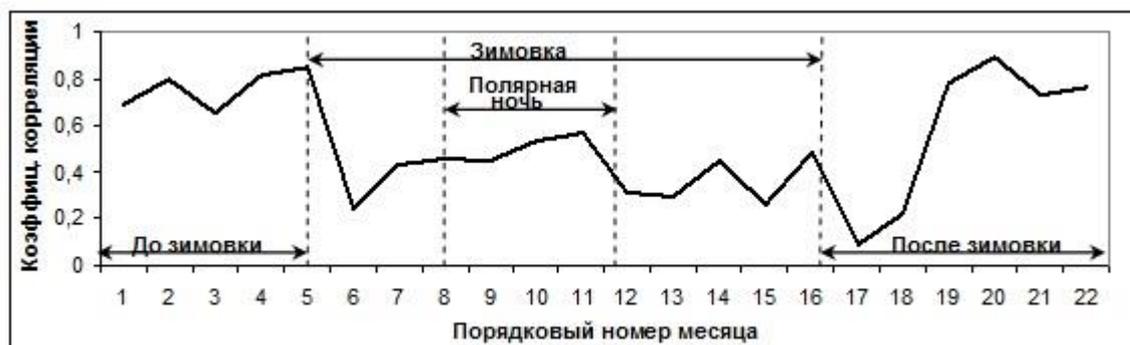


Рис. 2. Динамика коэффициента корреляции между частотой сердечных сокращений и частотой дыхания в периоды до- (сентябрь 2000 г. – январь 2001 г.) во время (февраль 2001 г. – январь 2002 г.) и после (февраль – июнь 2002 г.) зимовки

Если до зимовки значение коэффициента корреляции находилось в пределах 0.65-0.85, то после зимовки оно составило 0.1.

В суточной динамике ДИМ достоверно выражен циркадный ритм (рис. 3). Доверительные интервалы 95% (ДИ 95%) в точках максимума и минимума ДИМ не пересекаются.

На интервале 21-9 час имеет место тенденция возрастания значений ДИМ (диапазон – 56-60 с) с максимумом в 6 час утра, низкие значения ДИМ (51-53 с) проявлены на интервале 9-21 час с тремя локальными минимумами в 9, 13-15 и 19-21 час.



Рис. 3. Внутрисуточная динамика ДИМ в экстремальных условиях Антарктиды (2001-2002 гг.). Вертикальные отрезки – ДИ95%

Рассмотрены внутрисуточные флуктуации ДИМ на различных сезонных интервалах: до ПН, в период ПН, до полярного дня (ПД) и в период ПД. Обнаружен факт нарушения (почти отсутствия) циркадного ритма в начальный период зимовки, после смены одного климатогеографического района (Санкт-Петербург) на другой (пол. ст. Восток, Антарктида), и в период ПН. Восстановление этого ритма произошло после ПН и сохранялось до конца зимовки.

Известно, что степень напряжения механизмов, регулирующих сердечный ритм, адекватно характеризует адаптацию организма к стресс-реакциям, к каковым нужно отнести резкое изменение климатогеографических условий. При этом центральные механизмы регуляции кровообращения и дыхания тесно связаны [3, 4]. Это обусловило целесообразность регистрации в Антарктиде данных о ЧСС, ЧД и их отношении – ЧСС/ЧД в период февраль 2001-январь 2002 гг. и возможность последующего сопоставления их с динамикой ДИМ.

Прежде всего, отметим наличие обратной связи между ДИМ и ЧСС ($r = -0.43$), ДИМ и ЧД ($r = -0.52$), которая, после усреднения ДИМ, ЧСС, ЧД по 5-ти точкам методом скользящего среднего, становится более выраженной: $r = -0.79$ и $r = -0.68$, соответственно.

На рис. 4 приведены среднесуточные, усреднённые на интервале 31 сут методом скользящего среднего, флуктуации ДИМ, ЧСС, ЧД, ЧСС/ЧД (кривые 1-4).



Рис. 4. Сопоставление среднесуточных (с усреднением по 31 точке) флуктуаций ДИМ (кривая 1), ЧСС (кривая 2), ЧД (кривая 3), ЧСС/ЧД (кривая 4) за период февраль 2001-январь 2002 гг.

Начало зимовки характеризуется резким повышением уровней ЧСС и ЧД и снижением ДИМ до минимума относительно данных, регистрируемых в Санкт-Петербурге,

В дальнейшем динамика ДИМ и физиологических показателей определялась также действием сезонного фактора – сменой ПД на ПН (с конца апреля по август 2001 г.) и ПН на ПД.

Изменение ЧСС и ДИМ (кривые 1 и 4), ЧД и ЧСС/ЧД (кривые 2 и 3) в течение всей зимовки происходит противофазно.

Сопоставление динамики ЧСС и ДИМ в периоды до-, во время и после зимовки показало, что основной причиной перераспределения средних уровней и изменения их вариабельности на данных интервалах является изменение активности сердечнососудистой системы, определяющей ритм сердца, и влияющей на чувственное восприятие времени.

В период зимовки (по сравнению с предыдущим и последующим интервалами) резко возросла нагрузка на сердечнососудистую систему, психофизическая активность заметно снизилась.

Об этом свидетельствуют возросшие в период зимовки средние значения ЧСС и ЧД, составившие 63.9 уд/мин (по сравнению с 55.6 и 59.2 уд/мин) и 9.3 л/мин (по сравнению с 8.2 и 8.4 л/мин), соответственно, и более низкий уровень ДИМ – 53.3 с (по сравнению с 61 и 71.1 с).

Исследована связь ДИМ с космофизическими факторами. Проведено сопоставление усреднённых за 2001-2002 гг. на интервале 27 сут флуктуаций ДИМ, ЧСС и вариаций солнечной активности (СА) при условии совмещения локальных максимумов СА в одной точке (рис. 5).



Рис. 5. Сопоставление динамики усреднённых за период 2001-2002 гг. на интервале 27 сут флуктуаций ДИМ (кривая 1), ЧСС (кривая 2) и вариаций СА (радиоизлучение Солнца на частоте 2800 МГц) (кривая 3) при условии совмещения максимумов СА в одной точке. Вертикальные отрезки – доверительные интервалы (ДИ95%)

ДИМ и ЧСС изменяются в противофазе. Минимум ДИМ и максимум СА практически совпадают. Локальные максимумы и минимумы ДИМ и ЧСС достоверно отличаются (ДИ95%). Максимальные значения ДИ95% составляют: для ДИМ ± 0.8 с, для ЧСС ± 1.4 уд/мин.

Использование данных о полиномиальной связи между ДИМ и длиной “индивидуального дециметра” (ДИД), приведённых ранее [5], позволяет провести адекватную прогнозную оценку среднемесячных значений ДИД в зависимости от изменения среднемесячных флуктуаций ДИМ, регистрация которых проведена в экстремальных условиях Антарктиды в феврале 2001 г.-январе 2002 г. (рис. 6, кривые 1, 2).



Рис. 6. Сопоставление среднемесячных прогнозных значений ДИД (кривая 1) и среднемесячных (регистрируемых в период февраль 2001г. – январь 2002 г. в Антарктиде) флуктуаций ДИМ (кривая 2)

Низкие значения ДИМ, не превышающие 57 с, обусловили высокие значения прогнозируемой длины “индивидуального дециметра” за границей эталона, равного 100 мм, в диапазоне 102.5-110.5 мм. Максимальный эффект (максимум чувственного восприятия пространства) имел место в конце зимовки (август-месяц 2002 г.).

При этом процессы изменяются в противофазе. Подобная связь в умеренных широтах (Санкт-Петербург) реализуется со сдвигом по фазе ДИД относительно ДИМ на 1.5-2 месяца. Отсутствие сдвига по фазе между флуктуациями ДИМ и ДИД в Антарктиде связано со снижением в 2.8 раза (по сравнению с географической широтой СПб) скорости вращения Земли (СВЗ), что привело к ситуации, когда её влияние на исследуемые процессы стало незаметным.

Для проверки этого предположения проведены исследования чувственно воспринимаемого времени – ДИМ и ЧСС в циклах вариаций скорости вращения Земли вокруг оси. Одним из оснований необходимости такой проверки явились результаты работы [6], в которой обращено внимание на возможность влияния нестабильности вращения Земли на биосферные процессы.

В частности, исследованы космофизические причины (включая воздействие СВЗ и нутации земной оси) залповых поступлений метана в горные выработки для двух регионов, расположенных в разных широтных зонах, – “северного” (45-60° с.ш.) и ”южного” (20-50° с.ш.). Превышение СВЗ во втором регионе в среднем в 1.5 раза выше, чем в первом. Показано, что наряду с нутацией на динамику интенсивности аварий оказывает влияние изменение (отклонение от эталона) СВЗ как в течение года, так и на коротком интервале с привязкой к перигею Луны.

Рис. 7 иллюстрирует изменения среднего уровня ДИМ в период февраль 2001-январь 2002 г. в интервалах максимума (кривая 1) и минимума (кривая 2) СВЗ.

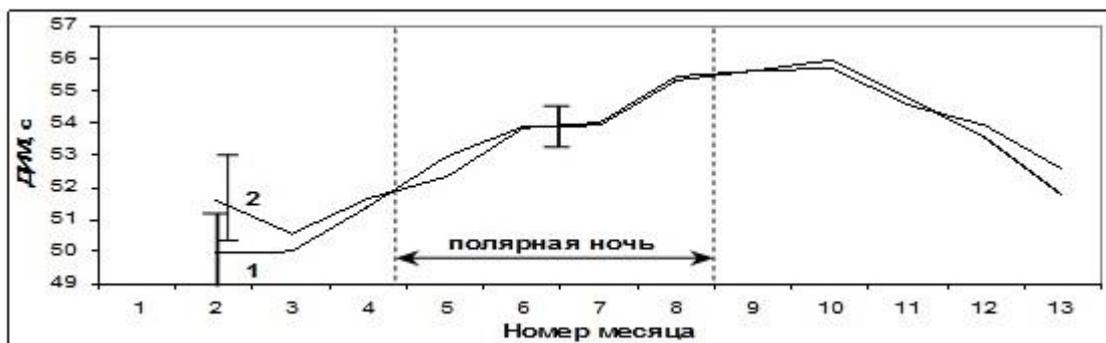


Рис. 7. Средние уровни ДИМ за февраль 2001-январь 2002 гг., полученные в интервалах максимума (кривая 1) и минимума (кривая 2) СВЗ. Вертикальные отрезки – доверительные интервалы (ДИ95%)

Эффект рассогласования ДИМ в интервалах максимума и минимума СВЗ (кривые 1 и 2, рис. 7) отсутствует. Кривые 1 и 2 достоверно (ДИ95%) не отличаются. Для ДИМ – $ДИ95\%_{\text{макс}} = \pm 1.2 \text{ с}$, для ЧСС – $ДИ95\%_{\text{макс}} = \pm 1.5 \text{ уд/мин}$. Максимальные значения доверительных интервалов проявлены в начале зимовки (февраль-месяц).

Те же результаты получены и для ЧСС.

Причина отсутствия рассогласованности ДИМ и ЧСС та же, что и отмеченная ранее: в условиях их регистрации на ст. Восток (Антарктида) влияние СВЗ на их динамику проявлено в меньшей степени, поскольку на широте пол. ст. Восток ($\sim 78^\circ \text{ ю.ш.}$) СВЗ в 2.8 раза меньше, чем на широте СПб ($\sim 60^\circ \text{ с.ш.}$).

Введение в работе [5] пространственно-временного фактора (ПВФ), определяющего динамику показателей физиологической биохимии – тмолурохромного отношения ($TUPO$) и отношения ЧСС/ЧД, позволяет, с учётом его нового пространственного компонента – ДИД, исследовать особенности связи ЧСС/ЧД и ПВФ (в индивидуальных км за индивидуальную сек, рис. 8).

Динамика среднемесячных значений ЧСС/ЧД и $V_{\text{пка}}$ проявляет подобный характер ($r = 0.89$). Кривые 1 и 2 практически совпадают по фазе.

Это позволяет заключить: в условиях регистрации физиологических, психофизических (биохимических и др.) показателей организма человека на ст. Восток (Антарктида) влияние СВЗ на их динамику практически не проявляется, что уже было показано ранее (рис. 2.75, 2.76) применительно к ДИМ и ЧСС.

Причина та же: на широте ст. Восток ($\sim 78^\circ \text{ ю.ш.}$) СВЗ в 2.8 раза меньше, чем на широте СПб ($\sim 60^\circ \text{ с.ш.}$).



Рис. 8. Среднемесячные флуктуации ЧСС/ЧД (кривая 1) и вариации ПВФ – $V_{\text{пка}}$ (кривая 2) в икм/ис, регистрируемые в условиях Антарктиды в период февраль 2001-январь 2002 гг.

Выводы

Выполнен мониторинг психофизического показателя – длительности “индивидуальной минуты” (ДИМ) в экстремальных условиях Антарктиды.

Введён новый психофизический тест – длина “индивидуального дециметра” (ДИД), который открыл новые возможности для изучения природы чувственного восприятия пространства-времени, как целого. Определены особенности связи среднесуточных флуктуаций психофизических показателей ДИД и ДИМ.

Исследовано влияние СА на ДИМ на длительном интервале анализа (1996-2000 гг.), которое оказалось согласованным при сопоставлении годовых трендов, и обратным – при сопоставлении среднемесячных флуктуаций ДИМ и вариаций СА.

Исследованы изменения чувственно воспринимаемых пространства и времени в циклах вариаций скорости вращения Земли вокруг оси. Эффект рассогласования динамики ДИМ и ДИД в интервалах максимума и минимума СВЗ отсутствует.

Определена общая причина исследуемых связей – снижение в 2.8 раза (по сравнению с географической широтой Санкт-Петербурга) скорости вращения Земли.

Получены достоверные свидетельства существования новых представлений о времени и о пространстве, об организации психики, биохимической и физиологической деятельности во времени и пространстве, что открывает новые возможности для изучения природы чувственного восприятия пространства-времени, как целого. Появляется реальная возможность при проведении исследований с биообъектами, как на Земле, так и в Космосе (с космонавтами – при подготовке и проведении космических полетов), учитывать особенности восприятия ими времени и пространства и тем самым повышать точность принятия решений и обеспечивать объективность результатов.

Литература

1. Иванов В.В., Горшков Э.С. О космофизической обусловленности флуктуаций физиологических показателей человека в условиях Заполярья. *Proceedings the 34th Annual Seminar “Physics of Auroral Phenomena”*. Apatity, 2011. С. 223-226

2. Горшков Э.С., Иванов В.В., Соколовский В.В. Редокс реакции в космобиологии. СПб.: Изд. Политехнического университета. 2014. 194 с.

3. Баевский Р.М. Прогнозирование состояний на грани нормы и патологии. М.: Медицина. 1979. 295 с.

4. Моисеева Н.И., Любичский Р.Е. Воздействие гелиогеофизических факторов на организм человека. Л.: Наука. 1986. 136 с.

5. Иванов В.В. Пространственно-временные признаки в динамике физиологических показателей человека, регистрируемых в условиях Арктики, Антарктики и на широте Санкт-Петербурга. //Сборник трудов V Юбилейной Всероссийской конференции “Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития” имени Л.Н. Карлина/MGO 2021. М.: Изд-во Перо. 2021. С. 159-168. ISBN 978-5-00189-825-2

6. Иванов В.В. Космофизические причины залповых поступлений метана в горные выработки. //Научно-технический журнал “Уголь”. № 10. 2017. С. 32-35.

ПРОВЕРКА МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА ЗАМЕРЗАНИЯ КАМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА НА НЕЗАВИСИМОМ МАТЕРИАЛЕ

В.Г. Калинин, К.Д. Микова

Пермский государственный научно-исследовательский университет, г. Пермь, Россия

VERIFICATION OF THE FREEZING FORECASTS OF THE KAMA RESERVOIR ON INDEPENDENT DATA

V.G. Kalinin, K.D. Mikova

Perm State University, Perm, Russia

Статья посвящена проверке эмпирических зависимостей сроков появления устойчивых ледяных образований от дат устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через 0°C к отрицательным значениям, полученных для условий Камского водохранилища за период 1956–1995 гг. Оценка возможности их использования в качестве методики краткосрочных и среднесрочных прогнозов выполнена на независимом материале (1996–2021 гг.). Показано, что обеспеченность допустимой погрешности выпускаемых прогнозов P на большинстве постов снизилась в среднем на 22% из-за увеличения частоты возвратов тепла в период замерзания.

The article is devoted to the verification of the correlations of the ice dates vice the zero-isotherm dates on the Kama reservoir for 1956–1995. The possibility of their use as a methodology for short-term and medium-term forecasts was made on an independent data (1996–2021). Forecast accuracy P at most gauge stations due to an increase in the heat returns frequency during the autumn period was decreased by 22%.

Прогнозы ледового режима необходимы для бесперебойного функционирования водного хозяйства рассматриваемой территории. Они играют важную роль при планировании работы гидротехнических сооружений, водного транспорта, организации ледовых переправ и др. Ледяные образования ежегодно наблюдаются практически на всех реках и водохранилищах Российской Федерации. Их продолжительность составляет до 5-6 месяцев [1]. Наблюдающиеся в последние десятилетия изменения климата, приводят к сокращению периода с ледовыми явлениями на водных объектах. Так, на реках бассейна Волги за последние 45 лет из-за создания водохранилищ и потепления климата произошло сокращение средней продолжительности ледостава [2]. В работе В.С. Вуглинского и Т.П. Гронской [3] отмечено, что с начала 80-х годов прошлого века наблюдается возрастание градиентов изменений характеристик ледового режима водных объектов. Продолжительность ледостава на реках ЕТР уменьшилась на 5-10%. Недоучет климатических изменений может сказаться на качестве и оправдываемости прогнозов ледового режима. Это обуславливает необходимость проведения исследований оценки оправдываемости методик прогноза.

Ранее для условий камских водохранилищ выявлены закономерности формирования ледового режима и получены эмпирические зависимости за репрезентативный 40-летний период (1956–1995 гг.) для краткосрочного и среднесрочного прогнозов их замерзания и вскрытия [4]. В настоящее время на Камском водохранилище период наблюдений составляет 66 лет. За последние 26 лет эти зависимости не проверялись и не уточнялись. Возникает вопрос, насколько эффективно их использование в условиях современных климатических изменений.

Целью настоящей работы является проверка полученных ранее зависимостей сроков появления устойчивых ледяных образований от даты устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через 0°C к отрицательным значениям на Камском водохранилище на независимом материале (1996–2021 гг.).

Водосбор Камского водохранилища охватывает территорию Верхней и Средней Камы и расположен на северо-востоке европейской части России. Переход среднесуточной температуры воздуха через 0°C к отрицательным значениям по средним многолетним данным наблюдается с 15 октября на севере до 26 октября – на юге.

Камское водохранилище создано на реке Каме в 1954 г., наполнено в 1956 г. Водохранилище является первым в Камском каскаде и осуществляет сезонное, недельное и

суточное регулирование стока. Формирование ледяных образований в виде заберегов и сала на Камском водохранилище по средним многолетним данным начинается на мелководьях краевых заливов и плесов (рис. 1), где быстрее всех происходит выхолаживание водных масс. Это, в первую очередь, верховья Чусовского (Ниж. Шалыги), Иньвинского (Майкор) и Косьвинского заливов, затем с севера на юг от Березников, Пожвы к Чермозу. В это же время процессы ледообразования наблюдаются в Нижнелуховском и Обвинском заливах. Далее замерзание происходит в центральной части и одновременно на Чусовском (Ветляны) и Сылвинском (Троица) плесах. Процесс образования льда заканчивается на приплотинном глубоководном участке. Таким образом, общая тенденция замерзания водохранилища – с севера на юг и от краевых плесов к центральной части.

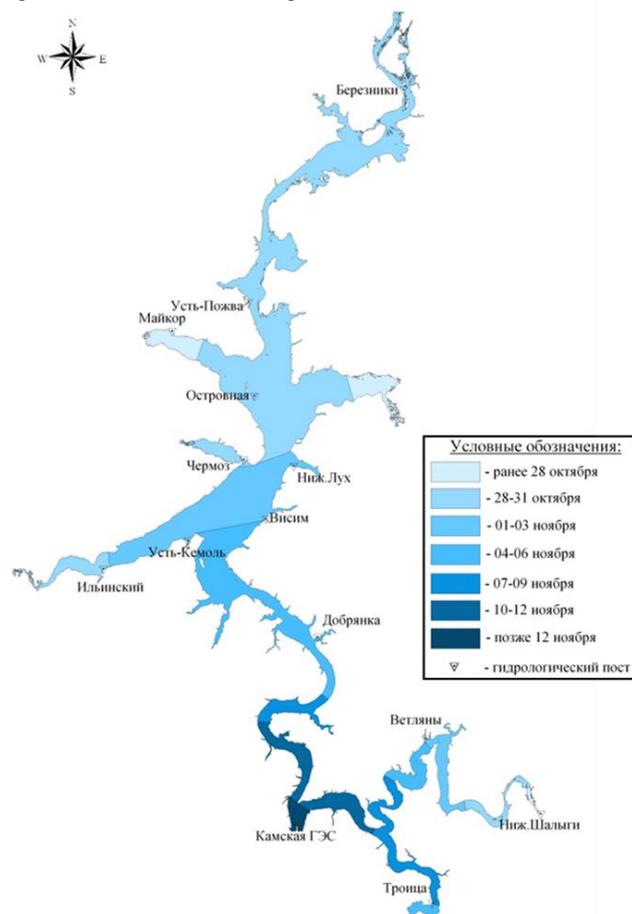


Рис. 1. Среднемноголетние сроки появления льда на Камском водохранилище за период 1956–1995 гг.

Исходными данными для выполнения настоящего исследования послужили даты появления устойчивых ледяных образований в осенний период на девяти гидрологических постах (г/п) Камского водохранилища и даты устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через 0°C к отрицательным значениям по ближайшим метеостанциям за период 1996–2021 гг. Для построения зависимостей эти даты были переведены в числа от 1 сентября. Примеры зависимостей сроков появления устойчивых ледяных образований от дат устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через 0°C к отрицательным значениям по г/п Березники и Усть-Пожва представлены на рис. 2, а характеристики зависимостей по всем г/п – в таблице.

Проверка зависимостей на независимом материале (1996–2021 гг.) выполнена по величине обеспеченности допустимой погрешности P [5].

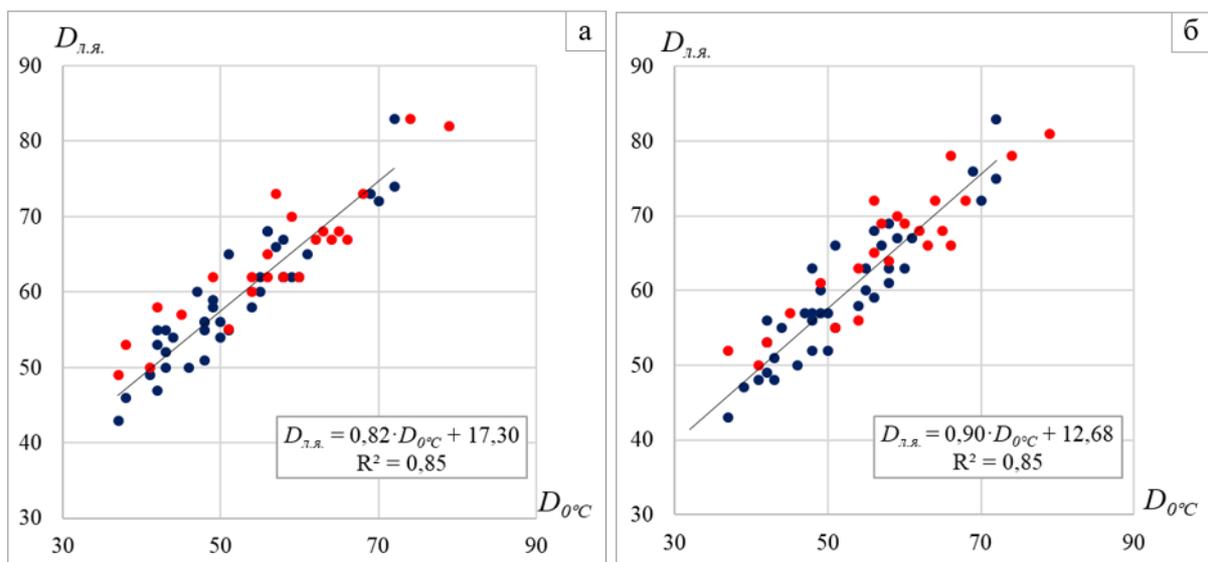


Рис. 2. Зависимости сроков появления устойчивых ледяных образований $D_{л.я.}$ от даты устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через $0^{\circ}C$ к отрицательным значениям $D_{0^{\circ}C}$: а – г/п Березники; б – г/п Усть-Пожва (1956–1995 гг. – синий цвет; 1996–2021 гг. – красный цвет)

Анализ полученных результатов показал, что по сравнению с обеспеченностью допустимой погрешности, рассчитанной на зависимом материале (1956–1995 гг.), оправдываемость прогнозов на большинстве постов снизилась в среднем на 22% (таблица). Причиной этого может являться увеличение амплитуды отклонений ежегодных дат от их средних многолетних значений и смещение сроков замерзания в позднюю сторону после 1995 г. Так, на г/п Березники средние сроки появления льда за период 1956–1995 гг. отмечались 28 октября, а за период 1996–2021 гг. – 4 ноября, т.е. смещение составило 7 сут (рис. 3).

Таблица. Характеристики зависимостей сроков появления устойчивых ледяных образований от даты устойчивого перехода температуры воздуха через $0^{\circ}C$ к отрицательным значениям

Гидрологический пост	r	Δ , сут	S , сут	Уравнение регрессии	$P_{1956-1995}$, %	$P_{1996-2021}$, %
Березники	0,92	7	3,2	$D_{л.я.} = 0,82 \cdot D_{0^{\circ}C} + 17,30$	76	54
Усть-Пожва	0,90	8	3,8	$D_{л.я.} = 0,85 \cdot D_{0^{\circ}C} + 15,72$	84	54
Майкор	0,91	4	3,1	$D_{л.я.} = 0,76 \cdot D_{0^{\circ}C} + 17,58$	63	46
Чермоз	0,87	6	4,0	$D_{л.я.} = 0,77 \cdot D_{0^{\circ}C} + 19,54$	66	50
Ильинский	0,91	6	3,7	$D_{л.я.} = 0,69 \cdot D_{0^{\circ}C} + 24,23$	78	62
Добрянка	0,74	11	6,1	$D_{л.я.} = 0,73 \cdot D_{0^{\circ}C} + 27,61$	55	35
КамГЭС	0,70	20	0,70	$D_{л.я.} = 0,51 \cdot D_{0^{\circ}C} + 47,98$	95	58
Ниж. Шалыги	0,96	4	2,3	$D_{л.я.} = 0,86 \cdot D_{0^{\circ}C} + 12,16$	79	62
Троица	0,66	14	6,3	$D_{л.я.} = 0,62 \cdot D_{0^{\circ}C} + 34,89$	58	69

Примечание: r – коэффициент корреляции; Δ – средняя заблаговременность прогноза; S – средняя квадратичная погрешность проверочного прогноза; $P_{1956-1995}$ – обеспеченность допустимой погрешности на зависимом материале; $P_{1996-2021}$ – обеспеченность допустимой погрешности на независимом материале; Жирным выделены характеристики зависимостей (за 1956–1995 гг.), рекомендованные для выпуска прогнозов [4]. Для г/п КамГЭС в графе S помещена величина S/σ , т.к. по заблаговременности зависимость относится к среднесрочным прогнозам.

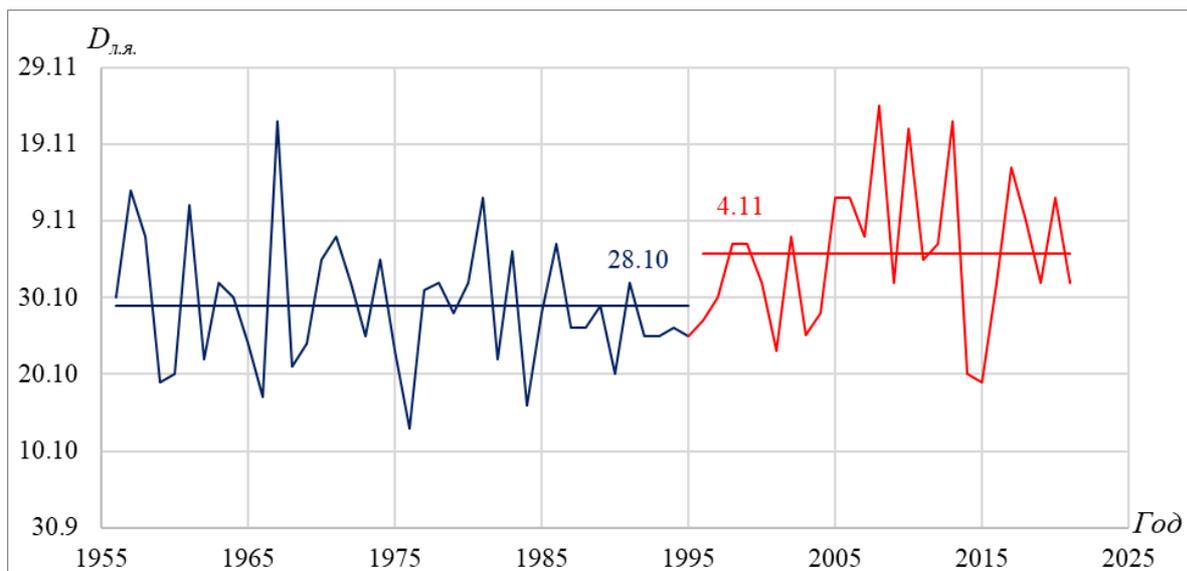


Рис. 3. Изменение сроков появления устойчивых ледяных образований $D_{л.я.}$ по г/п Березники для двух периодов (1956–1995 гг. и 1996–2021 гг.)

Период 1956–1995 гг. в целом характеризовался редкими возвратами тепла после перехода температуры воздуха через 0°C к отрицательным значениям, которые наблюдались 1–2 раза за десятилетие. После 1995 г. возвраты тепла осенью стали более частыми – 3–4 раза за десятилетие и даты устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C к отрицательным значениям сместились на более поздние сроки.

Таким образом, по сравнению с обеспеченностью допустимой погрешности, рассчитанной на зависимом материале (1956–1995 гг.), оправдываемость выпускаемых прогнозов, рассчитанная на независимом материале (1996–2021 гг.), на большинстве постов снизилась в среднем на 22%. Причиной этого может являться увеличение частоты возвратов тепла в период замерзания осенью и амплитуды отклонений дат от их средних многолетних значений, а также смещение сроков замерзания в позднюю сторону после 1995 г. Это привело к увеличению повторяемости больших ошибок и снижению оправдываемости прогнозов за период 1996–2021 гг.

Литература

1. Донченко Р.В. Ледовый режим рек СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 242 с.
2. Агафонова С.А., Айбулатов Д.Н., Фролова Н.Л., Козлов Д.В. Современное изменение ледового режима рек бассейна Волги // Природообустройство. 2014. № 3. С. 60–62.
3. Вуглинский В.С., Гронская Т.П. Изменения ледового режима рек и водоемов России и их возможные последствия для экономики // Современные проблемы гидрометеорологии. СПб.: Изд. Астерион, 2006. С. 229–244.
4. Калинин В.Г., Микова К.Д. О зависимостях сроков наступления ледовых явлений и критериях их оценки (на примере камских водохранилищ) // Метеорология и гидрология. 2006. № 12. С. 96–100.
5. Наставление по службе прогнозов. Разд. III. Ч. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 362 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И МОДЕЛИРОВАНИЯ ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ В УСЛОВИЯХ ВЛИЯНИЯ ЛЕСНЫХ КРОН

Д.Е. Клименко

ФГАОУ ВО «УрФУ имени первого Президента России Б.Н. Ельцина», г. Екатеринбург, Россия

RESULTS OF FIELD OBSERVATIONS AND SIMULATION OF RAIN FLOODS UNDER THE INFLUENCE OF FOREST CROWNS

D.E. Klimenko

FSAEI of HE "UrFU named after the first President of Russia B.N. Yeltsin", Yekaterinburg, Russia

Дождевые паводки на малых реках формируются вследствие выпадения ливневых осадков на водосборы и последующих потерь осадков. Наблюдения над осадками ведутся только на открытой местности, что не позволяет оценить величины потерь дождя на кронах деревьев. По результатам экспериментальных работ установлено, что емкость удержания осадков кронами изменяется от 1.9 до 10.0 мм. В результате натурных наблюдений установлен факт задержки кронами поступления осадков на поверхность водосборов. В зависимости от интенсивности ливня эта задержка может составлять от 30 до 180 мин., что существенно искажает время бассейнового добега и приводит к изменению расчетного гидрографа дождевого паводка по сравнению с непокрытыми лесом водосборами.

Rain floods on small rivers are formed as a result of heavy rainfall on watersheds and subsequent loss of precipitation. Precipitation observations are carried out only in open areas, which does not allow one to estimate the magnitude of rain losses on tree crowns. According to the results of experimental work, it was found that the capacity of sediment retention by crowns varies from 1.9 to 10.0 mm. As a result of field observations, it was established that crowns delayed the flow of precipitation to the surface of watersheds. Depending on the intensity of the shower, this delay can be from 30 to 180 minutes, which significantly distorts the time of the basin runoff and leads to a change in the calculated hydrograph of the rain flood compared to unforested watersheds.

Потери дождевых осадков на кронах лесообразующих пород являются одной из составных частей расходной части водного баланса лесных территорий, и, наряду с потерями на испарение с площади листовой поверхности, определяют количество влаги, поступающей под полог лиственных древостоев, характер увлажнения грунтов и расчетные характеристики паводочного стока малых водосборов лесопокрываемых территорий. Единых методов оценки предельной емкости перехвата осадков лиственными породами не существует, а также не существует способов оценки пространственной структуры этих потерь. Опубликованные результаты эмпирических исследований выражают величину предельной емкости удержания в зависимости от массы листьев, что затрудняет использование этих результатов в расчетах элементов водного баланса лесных участков. Перехват дождевых осадков, так и их испарение физически осуществляется поверхностью листовых пластин, и корректные оценки емкости удержания можно установить на основе связей только с площадью листовой поверхности древостоев.

Ранее автором выполнены эмпирические оценки предельной емкости удержания влаги древесными породами в расчете на единицу площади листовой поверхности, и приведен результат картографической интерпретации полученных результатов в расчетах предельного слоя удержания влаги в пределах покрытого лесом водосбора [1, 2].

На сегодняшний день известно несколько моделей водоудержания дождевых осадков на кронах древостоев за время дождя. Наиболее распространены среди них

модели Хортон, Мерриана, Джексона, Гэша, Фан (Gash et al., 1995; Puyker et al., 2012; Klaassen et al., 1998; Link et al., 2004; Herbst et al., 2008; Muzylo et al., 2009) [2].

По данным проводимого исследования, максимальные значения слоя осадков единичного ливня, перехваченного хвойными породами, варьируют от 1.7 до 5 мм; отдельное дерево может удерживать от 25 до 50 литров, в зависимости от породы, площади листовой поверхности и таксационных характеристик. На основании экспериментов по искусственному орошению ветвей установлены параметры зависимости между площадью листовой поверхности (LA , m^2) и максимальной массой удерживаемой на хвое воды (m , г), на основе которых рассчитаны величину перехвата за время выпадения дождя, а также потери на испарение с площади кроны [2].

На основании полученных данных по величинам перехвата был выполнен расчет гидрографов стока дождевых паводков для экспериментального водосбора р. Цепел.

Река Цепёл является правобережным притоком р. Язьва (150 км от устья). Гидрографическая сеть на участке изысканий представлена рекой Цепёл и ее крупнейшим притоком р. Ошмас. Водосбор расположен в среднегорьях Северного Урала, рельеф водосбора горный, в верхней части наблюдается высотная поясность (лес сменяется альпийскими лугами, горной тундрой и курумниками). Река берет начало на высоте 780 м, на западном склоне хребта Кваркуш. Площадь водосбора к расчетному створу 332 км². Средняя высота водосбора 520 м, средний уклон 90,0 ‰. Залесенность в 2019 г. 53,7%, озерность и заболоченность 0%.

Долина реки трапецеидальная, шириной 50 м, с очень крутыми склонами, сложенными суглинками. Пойма отсутствует. Русло прямолинейное, каменистое, с перекатами и островами, зарастает водной растительностью. Ширина в межень 35-40 м, средняя глубина 0,2-0,5 м на перекатах и 0,1-0,2 м на плёсах. Скорости течения изменяются от 0,5 до 0,7 м/с (фото 2-6).

Для р. Цепел было выполнено моделирование гидрографов дождевых паводков за ряд лет.

Моделирование было выполнено с помощью программы Rainfall Runoff Library от eWater Toolkit.

Данная программа предназначена для моделирования дождевого стока на водосборе с использованием данных о суточных осадках, расходах и суммарном испарении. Программа может быть использована для водосборов от 10 до 10000 км². Программное обеспечение (RRL) позволяют легко калибровать модели водосбора дождевых стоков.

Все данные были приведены в необходимый вид для данного программного обеспечения, и далее с помощью коэффициентов гидрограф для периода паводков (с июня по сентябрь включительно) был приведен в вид максимально близкий к наблюдаемому гидрографу. Далее из наблюдаемых осадков был вычтен средний перехват осадков растительностью, и с такими же коэффициентами, как для наблюдаемого гидрографа, был рассчитан гидрограф с учетом перехвата осадков пологом леса.

Все данные были приведены в необходимый вид для данного программного обеспечения, и далее с помощью коэффициентов гидрограф для периода паводков (с июня по сентябрь включительно) был приведен в вид максимально близкий к наблюдаемому гидрографу. Далее из наблюдаемых осадков был вычтен средний перехват осадков растительностью, и с такими же коэффициентами, как для наблюдаемого гидрографа, был рассчитан гидрограф с учетом перехвата осадков пологом леса.

Для моделирования была выбрана модель водного баланса AWBM, которая может связать сток с среднесуточными осадками и рассчитывает потери осадков для моделирования паводков.

Модель использует 3 поверхностных хранилища для моделирования частичных областей стока. Водный баланс каждого поверхностного хранилища рассчитывается независимо от других (рис. 1). Модель рассчитывает баланс влажности каждой частичной области с шагом в сутки. На каждом временном шаге осадки добавляются в каждый из 3 хранилищ, а суммарное испарение вычитается из каждого хранилища.

Параметры, принятые при моделировании стока:

$A1 = 0,920$; $A2 = 0,060$; $BF1 = 0,143$; $C1 = 0,9$; $C2 = 247,3$; $C3 = 610,2$; $K = 1,0$; $KS = 0,969$. Результаты моделирования представлены на рис. 2. Как видно из результатов моделирования, на водосборе р. Цепёл снижение максимальных расходов воды дождевых паводков за счет леса достигает 2-3 крат (т.е. с 18 до $7,50 \text{ м}^3/\text{с}$). При этом суточные суммы осадков не превышали 20-30 мм за все расчетные дни.

Ключевая роль леса заключается не столько в простом арифметическом «вычитании» осадков, удержанных на кронах, сколько в «срезке» предельного максимума интенсивностей осадков в начале дождя.

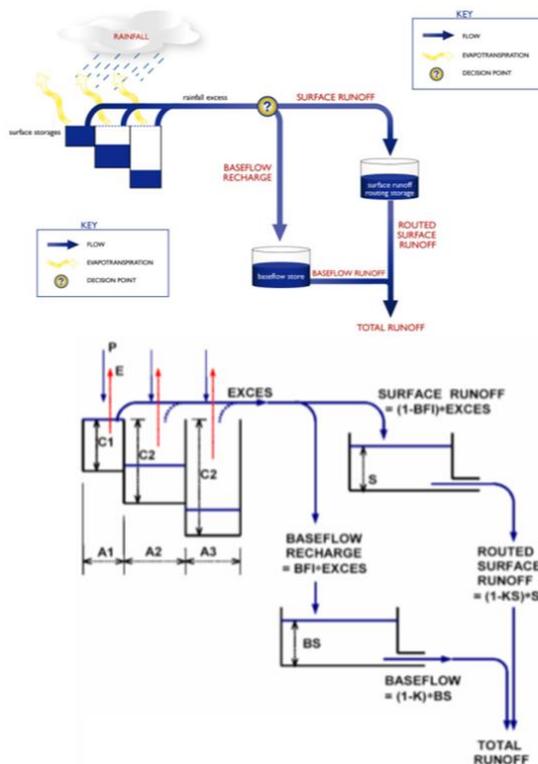


Рис. 1. Схема модели AWBM ($C1-C3$ – поверхностные хранилища; $A1-A3$ – частичные области представленные поверхностными емкостями; $BF1$ – индекс базового потока; K – постоянная ежедневного спада базового потока; BS – текущий объем в емкости базового стока; KS – постоянная ежедневного спада поверхностного стока; SS – текущий объем в емкости поверхностного стока) [3]

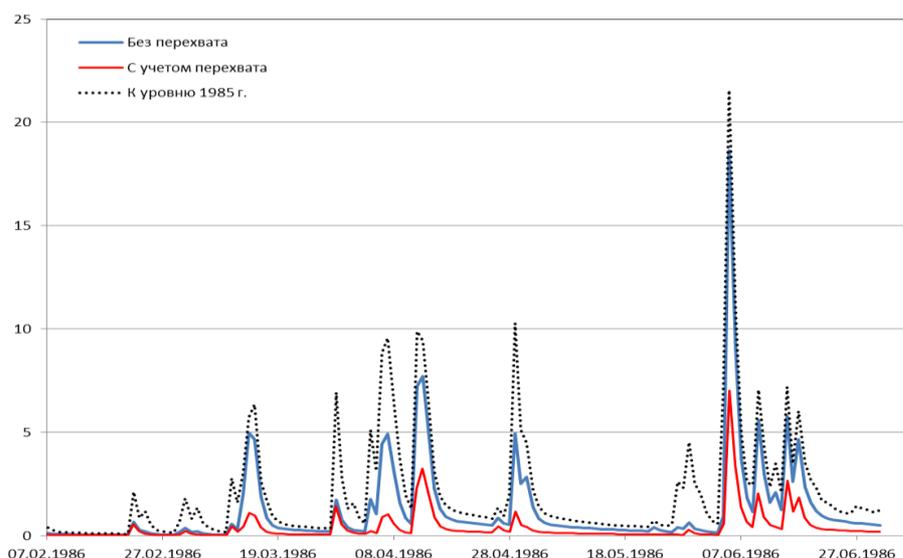


Рис.2. Смоделированные гидрографы дождевого паводка на малом водосборе (р. Цепёл) с учетом (красная линия) и без учета (зеленая линия) перехвата осадков пологом леса

Предельное насыщение крон происходит с момента начала дождя до накопления суммы осадков, соответствующей предельной емкости крон древостоев. Удержание осадков кронами меняет ход распределения осадков внутри дождя. Осадки высокой интенсивности, превышающей интенсивность впитывания почвогрунтами и способные сформировать поверхностный или почвенный сток удерживаются на кронах. Далее, со снижением интенсивности выпадения осадков, начинается процесс проникновения осадков под кроны древостоев, однако их интенсивность уже существенно ниже интенсивности осадков первой части дождя и эти осадки в большинстве случаев будут расходоваться на инфильтрацию и фильтрацию (концентрацию в почвогрунтах до достижения ими предельного насыщения). На формирование поверхностного склонового стока эта часть осадков будет идти в незначительной степени.

В связи с этим для р. Цепел также был выполнен инженерный расчет максимальных расходов дождевых паводков методами СП 33-101-2003, по формуле III типа [4]. При этом влияние леса учтено как на величину суточного слоя осадков, так и на изменение времени бассейнового добегаания.

Расчетное время бассейнового добегаания для р. Цепел составляет 200 мин. Относительный модуль стока $q'_{1\%}$ для данной продолжительности бассейнового добегаания принят равным для водосбора р. Цепел (при гидроморфологической характеристике склона $F_{ск}=44,5$) 0,034. Учитывая максимальную задержку времени поступления осадков при удержании кронами, равную 30 минут, а также тот факт, что время бассейнового добегаания учитывает интегрально все факторы (с момента поступления осадков на водосбор до добегаания их к замыкающему створу) из величины бассейнового добегаания вычтена величина времени удержания осадков кронами. Для 170 минут модуль стока $q'_{1\%}$ принят равным для водосбора р. Цепел ($F_{ск}=44,5$) 0,038. При этом максимальная величина перехвата осадков для водосбора р. Цепёл – 2,56 мм (т.о. скорректированный суточный максимум осадков для р. Цепёл – 72 мм по метеостанции Чердынь).

Максимальные расходы воды обеспеченностью 1% в условиях перехвата осадков кронами составят – 180 м³/с. При отсутствии перехвата кронами: для водосбора р. Цепёл – 211 м³/с. Следует отметить, что моделирование гидрографов велось для фактически

наблюденных осадков в конкретные годы, тогда как расчет по методике [4] предполагает определение максимальных расходов воды редкой вероятности превышения.

Результаты расчетов позволяют предполагать, что наибольшее влияние крон леса будет наблюдаться при дождях с малой интенсивностью и суммой осадков.

Несмотря на то, что погрешности расчета по формуле III типа (изложенной в СП 33-101-2003) достигают 30%, данный расчет выполнен при идентичных параметрах для случаев наличия и отсутствия перехвата. Результаты расчета показывают, что перехват осадков (закрывающийся в задержке времени поступления осадков на водосбор и уменьшении общей суммы осадков) способен снизить максимальный расход дождевого паводка на 16%.

Для подтверждения гипотезы о влиянии времени задержки поступления осадков на водосбор за счет удержания кронами в 2022 г. организованы наблюдения за перехватом осадков: были установлены две метеостанции в районе Коуровской астрономической обсерватории, расположенной в Свердловской области. Оборудованы стандартные метеостанции Davis Vantage Pro2 Plus 6162EU, одна из которых находится на открытой местности, а другая – под пологом смешанного леса (сосна, лиственница, береза), характерного для Среднего Урала. Наблюдения велись с 1 июня по 19 июля 2022 г., в условиях засушливого лета. Тем не менее удалось установить, что суммарные потери осадков на смачивание крон составили 85% (на открытой местности выпало 35,5 мм, под кронами 5,5 мм). Для отдельных дождей задержка времени проникновения составляет от 10 до 100 мин.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №20-05-00448.

Литература

1. Klimenko D.Y., Ostakhova A.L., Tuneva A. Experimental Data on Maximum Rainfall Retention on Crowns of Deciduous Tree Species of the Middle Ural (Russia) // *Forests*, 10(2):183, 2019. DOI: 10.3390/f100201832019.
2. Klimenko Dmitry E., Cherepanova Ekaterina S. and Khomyleva Alena A. Spatial Modeling of Maximum Capacity Values of Irrecoverable Rainfall Retention by Forests in a Small Watershed // *Forests*, 11(6), 641, 2020; <https://doi.org/10.3390/f11060641>.
3. The eWater Toolkit [electronic resource]. URL: <https://ewater.org.au/> (date of access: 5.11.2022).
4. СП 33-101-2003. Определение основных расчётных гидрологических характеристик. М.: Госстрой России, 2003. 74 с.

ВОЗДЕЙСТВИЕ БУДУЩИХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА СТОК С ВОДОСБОРА ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА И РЕКИ НЕВЫ

С.А. Кондратьев, М.В. Шмакова

Институт озероведения Российской академии наук – обособленное структурное подразделение ФГБУН «Санкт-Петербургский Федеральный исследовательский центр Российской академии наук», Санкт-Петербург, Россия

IMPACT OF FUTURE CLIMATE CHANGES ON RUNOFF FROM THE WATERSHED OF LAKE LADOGA AND THE NEVA RIVER

S.A. Kondratyev, M.V. Shmakova

Institute of Limnology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

Цель работы – прогностическая оценка возможных изменений стока с водосбора Ладожского озера и реки Невы в результате предполагаемых изменений климата в 21 веке в соответствии со сценариями выбросов парниковых газов RCP 2.6 и RCP 8.5 – лучшим и худшим с точки зрения воздействия на окружающую среду, соответственно. Информация об изменении значений метеоэлементов, необходимых для расчетов стока, получена на основе климатической модели MPI-ESM-MR. Для оценки возможного изменения стока использована гидрологическая модель ILHM. В соответствии с результатами расчета существенное увеличение температуры воздуха в сценарии RCP 8.5 приводит к возрастанию расчетных значений испарения, которое в значительной степени компенсирует увеличение стока реки за счет возрастания осадков. Согласно сценария RCP 2.6 отмечается небольшое снижение стока к концу 21 века. Можно предположить, что изменение стока с изучаемого водосбора будет находиться в промежутке между оценками, сделанными в по двум экстремальным сценариям и не стоит ожидать экстремальных изменений гидрологического режима речных водосборов в рассматриваемом регионе

The aim of the work is a predictive assessment of possible changes in runoff from the watershed of Lake Ladoga and the Neva River as a result of expected climate change in the 21st century according to the scenarios of greenhouse gas emissions RCP 2.6 and RCP 8.5 - the best and the worst in terms of environmental impact, respectively. Information on changes in the values of meteorological elements necessary for runoff calculations was obtained on the basis of the MPI-ESM-MR climate model. The ILHM hydrological model was used to estimate the possible runoff changes. According to the calculation results, a significant increase in air temperature in the RCP 8.5 scenario leads to an increase in the calculated values of evaporation, which largely compensates for the increase in river flow due to an increase in precipitation. According to the RCP 2.6 scenario, there is a slight decrease in runoff by the end of the 21st century. It can be assumed that runoff change from the study watershed will be in the interval between estimates made in the two extreme scenarios, and one should not expect extreme changes in the hydrological regime of river watersheds in the region under consideration

Ладожское оз. является самым крупным озером Европы не только по площади его водной поверхности (~17800 км²) и объему заключенной воды (~848 км³), но и обладает обширным водосборным бассейном с площадью, превышающей 282 тыс. км². Река Нева — протока между Ладожским озером и Финским заливом длиной 74 км. Она берет начало в Шлиссельбургской губе Ладожского оз. и впадает в Невскую губу Финского залива, образуя обширную дельту, на которой расположен город Санкт-Петербург. По стоку она занимает пятое место среди рек Европейской части России после Волги, Печоры, Камы и Северной Двины [1, 2]. Водосборный бассейн Ладожского оз. простирается от 64° до 56° с. ш. и от 26° до 38° в. д. и, наряду с собственным (частным) водосбором, включает также Сайма-Вуоксинский, Онежско-Свирский и Ильмень-Волховский водосборы [3]. Наиболее значительными водотоками являются реки:

Волхов, Свирь, Вуокса, Сясь, Оять, Паша и Мста. В среднем сток р. Невы составляет $2500 \text{ м}^3/\text{с}$, преобладающая ширина реки 400 – 600 м. Отличительной ее особенностью является обильное и равномерное водное питание в течение всего года с высокой степенью зарегулированности, а также сложный уровневый режим, не характерный для равнинных рек северо-запада России. Ладожское оз. и р. Нева – источники питьевого водоснабжения Санкт-Петербурга и многих населенных пунктов Карелии и Ленинградской области, поэтому вопросы стабильного водообеспечения являются жизненно важными для всей территории Северо-запада РФ.

Для решения задачи оценки возможного изменения стока с водосбора Ладожского оз. и р. Невы в результате изменений регионального климата использована модель формирования стока на водосборе *ILHM - Institute of Limnology Hydrological Model* [Свидетельство о государственной регистрации № 2015614210, 2015]. *ILHM* разработана в Институте озероведения РАН и предназначена для расчетов гидрографов талого и дождевого стока с водосбора, а также уровня воды в водоеме [4]. Модель имеет концептуальную основу и описывает процессы снегонакопления и снеготаяния, испарения и увлажнения почв зоны аэрации, формирования стока, а также регулирование стока водоемами в пределах однородного водосбора, характеристики которого принимаются постоянными для всей его площади. Модель может работать как с месячным шагом по времени, так и с годовым. В процессе моделирования водосбор представляется в виде однородной имитирующей емкости, накапливающей поступающую воду и затем постепенно ее отдающей. Значения основных параметров гидрологической модели, определяющих форму гидрографа стока, могут задаваться в зависимости от озерности, т.е. доли площади водоемов в общей площади водосбора. Модель прошла верификацию на ряде объектов, расположенных в северо-западном регионе России (водосборы рек Тигода, Лижма, Сяньга, Олонка, Сунна, Шуя, Оять, Сясь, Вуокса, Свирь, Великая) и Финляндии (водосборы рек Мустайоки и Харайоки) [4]

Оценка параметров модели *ILHM* для изучаемого водосбора в современном климате проведена по данным наблюдений Северо-западного УГМС в створе Новосаратовка. Входная гидрометеорологическая информация задавалась на основе результатов наблюдений метеостанций, расположенных на территории водосбора Ладожского оз. и р. Невы – Сортавала, Петрозаводск и Тихвин для периода с 1970 по настоящее время. На рис. 1 приведены рассчитанные и наблюдаемые слои стока в створе Новосаратовка. Среднее относительное отклонение между наблюдаемыми и рассчитанными среднемесячными расходами воды составило 6% по отношению к наблюдаемым значениям. Значение критерия Нэша-Сатклиффа – 77%, что подтверждает адекватность модели описываемым процессам формирования стока на водосборе [5].

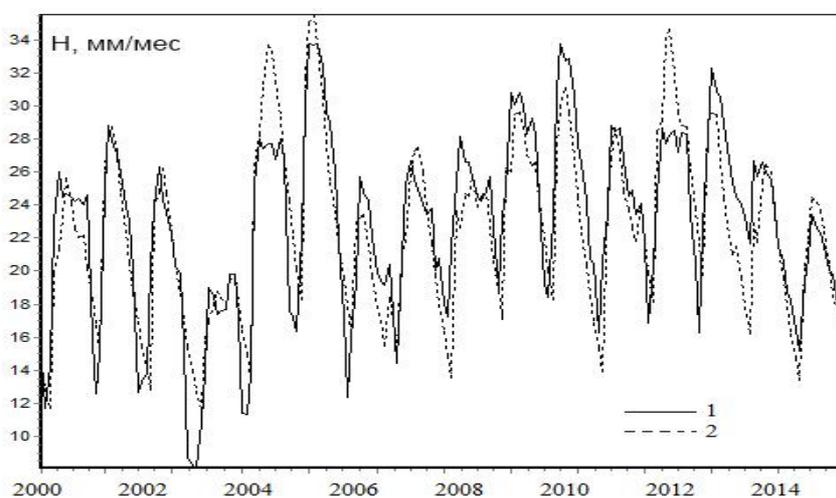


Рис. 1. Наблюденные (1) и рассчитанные (2) среднемесячные слои стока с водосбора Ладожского оз. и р. Невы – створ Новосаратовка

В предыдущих исследованиях Института озероведения, связанных с оценкой будущих изменений стока Невы, наряду с моделью *ILHM* использовался стохастический генератор метеоэлементов, который позволял генерировать ряды среднесуточной температуры воздуха и суточных слоев осадков с характеристиками конца 21 века [6]. Значения метеорологических элементов для условий 2100 года оценивались по сценарию климатических изменений, разработанному для водосбора Ладожского оз. в конце 90-х годов прошлого века [7]. Согласно выполненным тогда расчетам следует ожидать снижение стока с водосбора Ладожского оз. и р. Невы ориентировочно на 6.3 % по отношению к 2000-м годам.

Существенный прогресс научных исследований возможных глобальных и региональных климатических изменений привел к созданию новых, более совершенных сценариев. В настоящей работе для оценки последствий возможных климатических изменений использованы различные сценарии выброса парниковых газов в атмосферу [8], а именно RCP 2.6 и RCP 8.5 - лучший и худший с точки зрения воздействия на окружающую среду, соответственно. RCP 2.6 требует, чтобы выбросы диоксида углерода (CO_2) начали снижаться и достигли нуля к 2100 г. Выбросы метана (CH_4) должны уменьшиться на половину, при этом уровень выбросов диоксида серы (SO_2) составит примерно 10% от уровня 1980–1990 годов. В RCP 8.5 выбросы продолжают расти в течение всего 21 века теми же темпами, что и сейчас. Цифры в аббревиатурах сценариев (2.6 и 8.5) указывают на дополнительное количество энергии излучения ($\text{Вт/м}^2/\text{с}$), которое будет аккумулировано атмосферой в результате выбросов парниковых газов.

Значения метеорологических параметров (осадков и температуры воздуха), соответствующих реализации сценариев социально-экономической деятельности человека RCP в изучаемом регионе на период до 2100 года, рассчитаны с использованием климатических моделей MPI-ESM-MR (Институт Макса Планка, Германия) и IPSL-CM5A (Институт Пьера Симона Лапласа, Франция), участвующих в Фазе 5 Проекта взаимного сравнения моделей Всемирной программы исследований климата (WCRP CMIP5), рекомендованных в Пятом оценочном докладе Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) в 2014 году. Получение необходимых для расчетов данных осуществлялось путем подачи соответствующего запроса, включающего координаты места (в нашем случае – м/ст Петрозаводск), название климатических моделей (MPI-ESM-MR и IPSL-CM5A), тип RCP-сценария (RCP 2.6 и RCP 8.5), названия метеорологических переменных и временное разрешение данных на сайте Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды [CORDEX..., 2021]. По результатам сравнения осадков и температуры воздуха, полученных по перечисленным двум климатическим моделям, и данным наземного мониторинга Росгидромета за период 2006 – 2020 гг. предпочтение было отдано модели MPI-ESM-MR.

На рис. 2 представлен годовой ход прогнозных значений среднегодовой температуры воздуха и годовых слоев осадков для текущего столетия по сценариям RCP 2.6 и RCP 8.5. Также здесь приведены результаты расчета испарения с водосбора р. Невы и её годового стока.

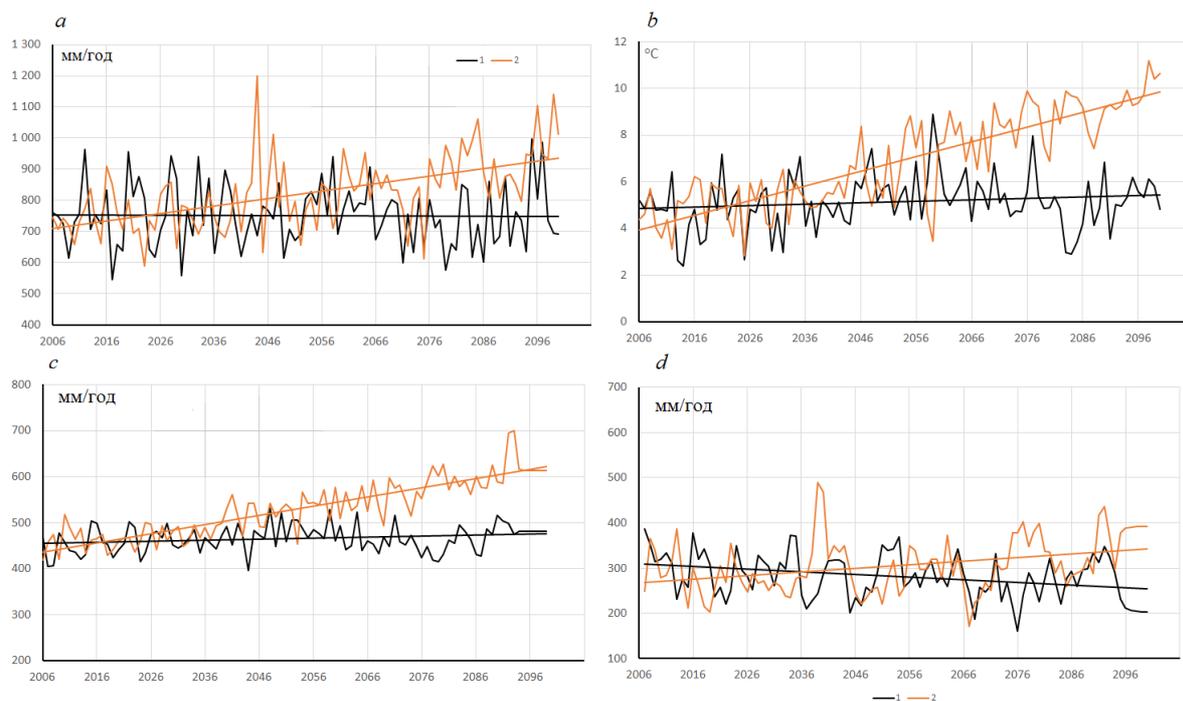


Рис. 2. Возможные изменения среднегодовых осадков (а) и температуры воздуха (b), а также рассчитанные значения испарения с водосбора (с) и стока р. Невы (d) на перспективу до 2100 года в соответствии со сценариями RCP 2.6 – 1 и RCP 8.5 – 2

Нетрудно видеть, что увеличение температуры воздуха в сценарии RCP 8.5 приводит к существенному увеличению расчетных значений испарения, которое в значительной степени компенсирует увеличение стока реки за счет возрастания осадков. В результате к концу 21 века сток увеличивается не более чем на 35 % относительно периода 2006-2015 годов. В тоже время сценарий RCP 2.6 дает снижение стока до 11 %, так как здесь практически отсутствует возрастание температуры воздуха, а осадки имеют небольшой отрицательный тренд (табл.1).

Таблица 1. Количественная оценка возможных изменений стока с водосбора Ладожского озера и р. Невы, осадков и температуры воздуха по наблюдаемым данным и в результате реализации климатических сценариев RCP 2.6 и RCP 8.5

	Наблюденные данные 2006-2015 гг.	RCP 2.6 2091-2100 гг.	RCP 8.5 2091-2100 гг.
Осадки, мм/год	814	770	957
Температура воздуха, °C	5.6	5.3	9.8
Сток, мм/год	286	254	386

Как отмечалось выше, рассмотренные сценарии отражают лучший (RCP 2.6) и худший (RCP 8.5) варианты антропогенного воздействия на окружающую среду. В тоже время можно заметить, что составление каких-либо оценок и прогнозов развития социально-экономической деятельности человека на перспективу до 2100 г является весьма неблагоприятным занятием, тем более в настоящее время. Скорее всего ситуация с изменением климата в результате деятельности человека будет протекать по некоему промежуточному сценарию, так как с одной стороны человечество предпринимает значительные усилия по снижению выбросов в атмосферу, с другой едва ли удастся даже

к концу 21 века достигнуть абсолютного внедрения «зеленых технологий» во все сферы хозяйственной деятельности на всей планете. А, следовательно, и прогностическая оценка последствий климатических изменений будет находиться в промежутке между оценками, сделанными в настоящей работе по экстремальным сценариям. Таким образом можно заключить, что не стоит ожидать экстремальных изменений гидрологического режима водосбора Ладожского оз. и р. Невы.

Можно заметить, что в настоящее время климатическое направление наук о Земле развивается очень быстро. Создаются новые, более совершенные сценарии выбросов в атмосферу, модели глобальной циркуляции атмосферы и океана, и т.д. Естественно, что в ближайшее время могут появиться и новые сценарии изменения глобального и регионального климата. А значит возможно проведение повторных расчетов по оценке отклика природных систем на климатические воздействия, происходящие по новым сценариям

Литература

1. Нежиховский Р. А. Река Нева и Невская губа / Л., Гидрометеиздат, 1981, 112 стр.
2. Нежиховский Р. А. Вопросы формирования качества воды реки Невы и Невской губы / Л.: Гидрометеиздат, 1985, 106 с.
3. Ладога / Под ред. В.А. Румянцева, С.А. Кондратьева. – СПб.: Нестор-История, 2013, 468с.
4. Кондратьев С.А., Шмакова М.В. Математическое моделирование в системе водосбор – водоток – водоем/ СПб: Нестор-История, 2019, 248 с.
5. Moriasi D. N., Gitau M. W., Pai N., Daggupati P. Hydrologic and water quality models: performance measures and evaluation criteria // Transactions of the ASABE (American Society of Agricultural and Biological Engineers), 2015, № 58 (6), p. 1763–1785.
6. Кондратьев С.А., Шмакова М.В., Математическое моделирование стока реки Невы в условиях возможного изменения климата// Ученые записки РГГМУ, 2016, № 42, с.24-32.
7. Голицын Г.С., Ефимова Л.К., Мохов И.И., Семёнов В.В., Хон В.Ч. Изменения температуры и осадков в бассейне Ладожского озера по расчетам климатической модели общей циркуляции в XIX – XXI веке // Известия РГО, 2002, т. 134, вып.6, с. 34 – 45.
8. Detlef P. et al. The representative concentration pathways: an overview // Climatic Change, 2011, v.109, p. 5–31.
9. Кондратьев С.А., Шмакова М.В. Изменение стока и биогенного выноса малыми притоками Финского залива в результате возможных изменений регионального климата// Метеорология и Гидрология, 2022, № 6, с.56-65.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАЗВИТИЯ ПОЛЯРНОЙ ДЕПРЕССИИ

А.М.Кузнецова, к.ф.-м.н., А.С.Досаев, Е.И.Поплавский, Ю.И.Троицкая, д.ф.-м.н.
Институт прикладной физики Российской академии наук (ИПФ РАН), Нижний Новгород, Россия

SIMULATION OF THE POLAR LOW DEVELOPMENT

A.M.Kuznetsova, Cand.Sc., A.S.Dosaev, E.I.Poplavsky., Yu.I.Troitskaya, Dr.Sc.
Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences (IAPRAS), Nizhny Novgorod, Russia

Проведена оценка чувствительности расчета атмосферной моделью экстремальных условий полярного урагана с целью выяснения механизма интенсификации атмосферного вихря. Рассмотрено влияние конвективных процессов, потоков тепла на поверхности, бароклинного сдвига.

The sensitivity of the extreme conditions of a polar low simulations by the atmospheric model was assessed in order to elucidate the mechanism of the intensification of the atmospheric vortex. The influence of convective processes, heat fluxes on the surface, baroclinic shear is considered.

Введение.

В современных исследованиях существуют разногласия относительно механизмов развития наиболее опасных явлений арктической погоды - полярных депрессий. В работе [1] на основании численных экспериментов отмечается доминирующая роль бароклинной неустойчивости при развитии ПД на начальной стадии формирования атмосферного вихря, однако затем ПД поддерживалась за счет явного потока тепла от поверхности. В то же время, в работе [2] отмечалась доминирующая роль нагрева за счет конденсации при второстепенной роли потоков явного и скрытого тепла на поверхности океана. В работе [3] было показано, что потоки явного и скрытого тепла между океаном и атмосферой оказывают решающую роль как на стадии бароклинного усиления ПД, так и на стадии ее поддержания. Проведение численных экспериментов по оценке чувствительности расчетов к изменению тех или иных внешних условий способствует пониманию механизмов развития атмосферных вихрей. Современная атмосферная модель Weather Research & Forecasting (WRF) удобна для применения не только в прогнозных, но и в исследовательских целях ввиду ее полного оснащения всеми физическими процессами, проистекающими в атмосфере, возможности расчета на высоком пространственном разрешении.

В настоящей работе проведены расчеты с использованием атмосферной модели WRF, позволяющие выяснить механизм интенсификации атмосферного вихря: бароклинный сдвиг, потоки тепла на поверхности или высвобождение скрытого тепла при конденсации. Аналогичные работы с использованием атмосферных моделей проводились, например, в [4, 5]. Однако в настоящей работе был использован подход, в котором проводилось вихреразрешающее моделирование в наименьшем вложенном домене.

Постановка задачи.

Был исследован полярный ураган с давлением 1005 hPa и скоростями ветра более 30 м/с, проходивший над Баренцевым морем 5.02.2009 и позднее 7.02.2009. Конфигурация WRF была реализована для трех вложенных доменов, как это показано на Рис. 1.

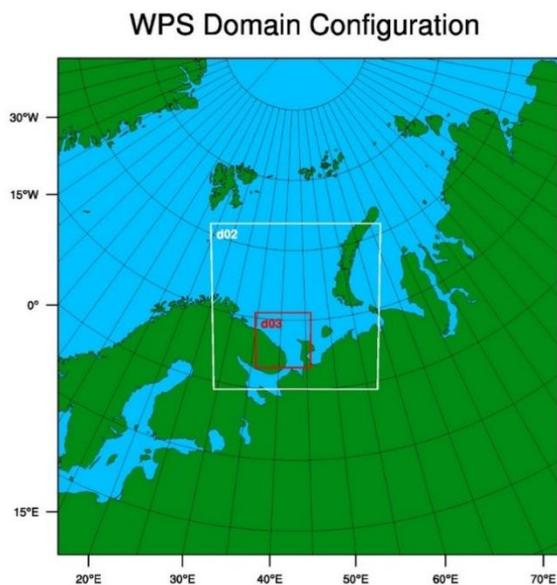


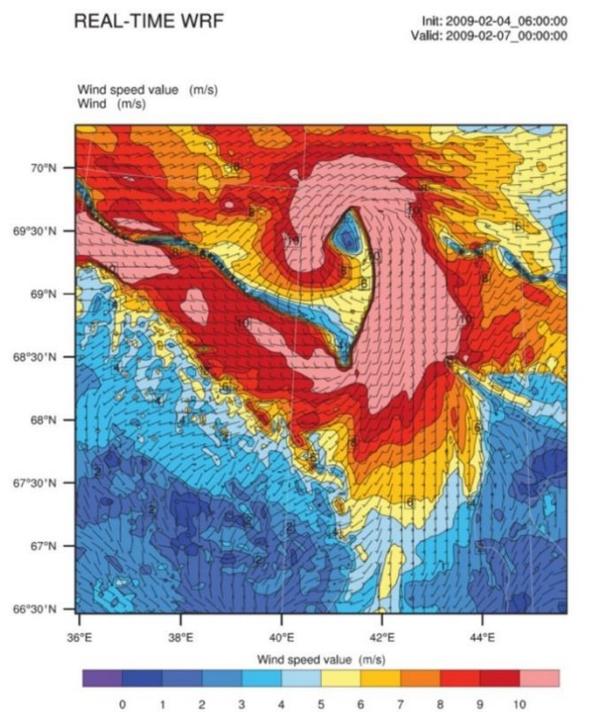
Рис. 1. Расположение вложенных доменов в расчетах WRF.

Модель применялась над Баренцевым морем с включением/отключением рассматриваемых физических процессов. В качестве контрольного эксперимента использовался эксперимент, в котором были подключены все необходимые физические процессы в WRF. Это параметризация Томпсона для микрофизики, схема Betts–Miller–Janjic Scheme для микрофизики облаков, схема New Goddard для коротковолнового и длинноволнового излучения и вихререзающее моделирование Large Eddy Simulation для использования в третьем домене.

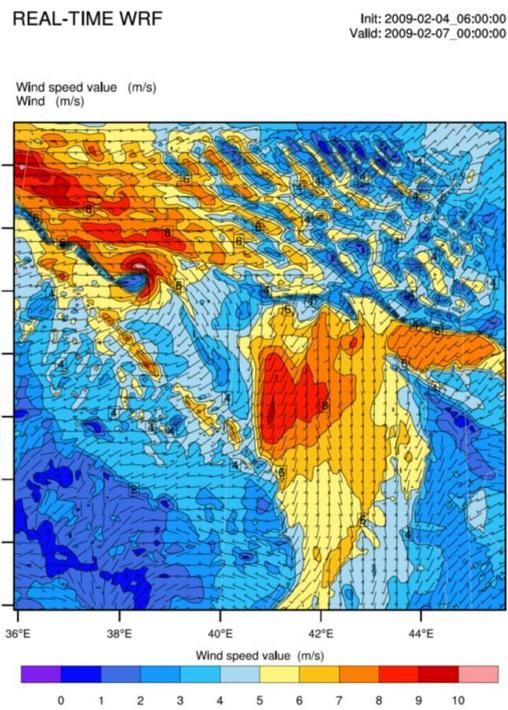
На данном примере была проведена оценка чувствительности расчета атмосферной моделью экстремальных условий полярного урагана с целью выяснения механизма интенсификации атмосферного вихря. Для оценки чувствительности полярного урагана к конвективным процессам в модели, проводились расчеты, полностью идентичные контрольному эксперименту, но с отключением тех или иных физических процессов. При отключении тепла, выделяемого при конденсации, изучалась роль скрытого тепла. Это осуществлялось при помощи отключения вклада тепла в температурный профиль в модуле, отвечающем за микрофизику облаков. Для оценки чувствительности к потокам тепла на поверхности проводился численный эксперимент с отключением таковых. Для выявления роли бароклинного сдвига как механизма интенсификации атмосферного вихря отключались и потоки тепла на поверхности, и высвобождение скрытого тепла при конденсации.

Результаты моделирования.

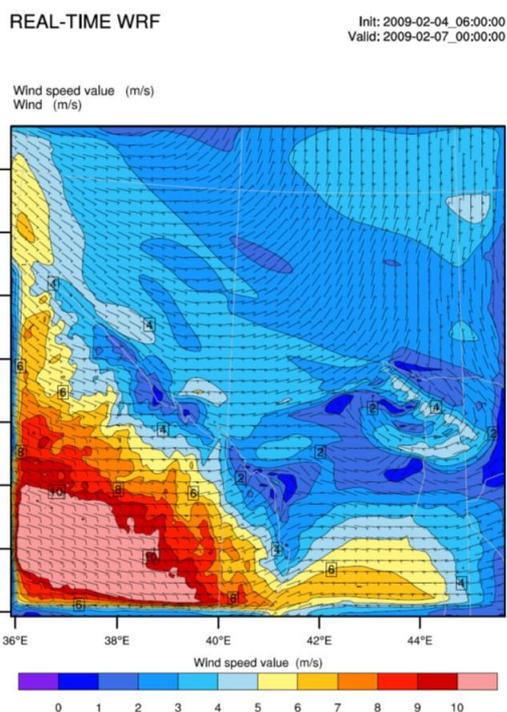
При подключении параметризаций всех физических процессов, описанных в модели WRF, под действием поля ветра, взятого из реанализа, формируется вихрь с высокими скоростями ветра и ярко выраженным «глазом» полярного урагана. На Рис.2 а изображен полученный вихрь. При отключении тепла, выделяемого при конденсации, вихрь не формируется, однако высокие значения скорости ветра расположены в области, где должен образовываться вихрь (Рис. 2 б). При отключении потоков тепла на поверхности вихрь также не формируется и высокие значения скорости ветра смещаются в сторону, что не соответствует реальной картине полярной депрессии, полученной в контрольном эксперименте. Полученное в этом случае распределение скорости ветра изображено на Рис.2 в. При этом роль бароклинного сдвига не представляется определяющей: вихрь в случае оценки чувствительности к данному процессу также не формируется, однако распределение ветра таково, что в области, где формируется вихрь в контрольном эксперименте, скорость ветра немного «закручивается» (Рис.2 г).



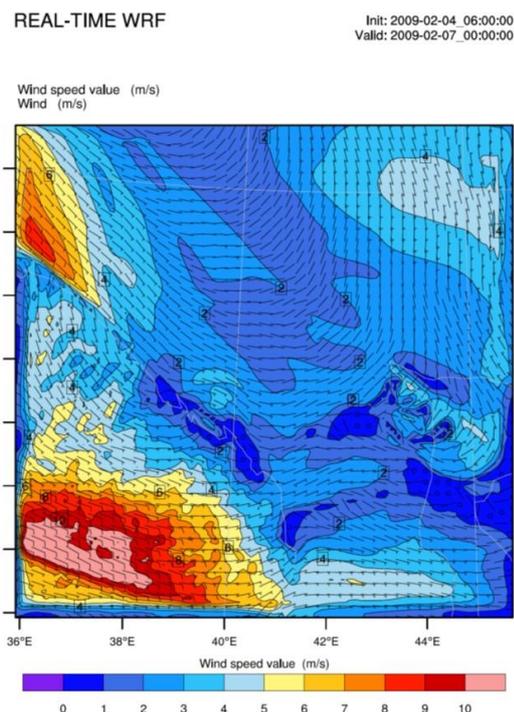
а



б



в



г

Рис.2. Данные расчета WRF о скорости ветра а) в контрольном эксперименте, б) без высвобождения скрытого тепла при конденсации, в) без потоков тепла на поверхности, г) без высвобождения скрытого тепла при конденсации и без потоков тепла на поверхности.

Выводы. На акватории Баренцева моря в присутствии полярного урагана было получено распределение скорости ветра при помощи атмосферной модели WRF с использованием методики вихреразрешающего моделирования планетарного

пограничного слоя. Была проведена оценка чувствительности расчета атмосферной моделью экстремальных условий полярного урагана с целью выяснения механизма интенсификации атмосферного вихря. Модель WRF применялась с включением/отключением рассматриваемых физических процессов и результаты расчета сравнивались с «контрольным» экспериментом. В «контрольном» эксперименте, то есть при подключении параметризаций всех процессов, описанных в WRF, под действием данных реанализа ветра формируется вихрь с высокими скоростями ветра и ярко выраженным «глазом» полярного урагана. При отключении тепла, выделяемого при конденсации, вихрь не формируется, однако высокие значения скорости ветра расположены в области, где должен образовываться вихрь. При отключении потоков тепла на поверхности вихрь также не формируется и высокие значения скорости ветра смещаются, что не соответствует данным о полярной депрессии, полученным в контрольном эксперименте. При этом роль бароклинного сдвига не представляется определяющей: вихрь в случае оценки чувствительности к данному процессу также не формируется.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №21-77-00076.

Литература

1. Føre, I., Kristjánsson, J. E., Kolstad, E. W., Bracegirdle, T. J., Saetra, Ø. and Røsting, B. (2012), A ‘hurricane-like’ polar low fuelled by sensible heat flux: high-resolution numerical simulations. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 138: 1308–1324. doi:10.1002/qj.1876
2. Watanabe, S.I. and H. Niino, 2014: Genesis and Development Mechanisms of a Polar Mesocyclone over the Japan Sea. *Mon. Wea. Rev.*, 142, 2248–2270, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00226.1>
3. Kolstad, E. W., T. J. Bracegirdle, and M. Zahn (2016), Re-examining the roles of surface heat flux and latent heat release in a “hurricane-like” polar low over the Barents Sea, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121, 7853–7867, doi:10.1002/2015JD024633
4. Дианский, Н.А и др. Исследование отклика верхнего слоя Баренцева моря на прохождение интенсивного полярного циклона в начале января 1975 года. *М. гидрофиз. ж.* (2019):530-549
3. Яровая, Д.А., В.В.Ефимов. Численные эксперименты по чувствительности полярного мезоциклона над Баренцевым морем к источникам тепла. *М. гидрофиз. ж.* (2020):243-260

ОЦЕНКА ИНФОРМАТИВНОСТИ РАЗЛИЧНЫХ ФАКТОРОВ, ФОРМИРУЮЩИХ ДОЛГОПЕРИОДНЫЕ КОЛЕБАНИЯ ЛЕДОВИТОСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 90 ЛЕТ

Н.А. Лис, Л.А. Тимохов

ФГБУ «Арктический и Антарктический НИИ», Санкт-Петербург, Россия

ASSESSMENT OF THE INFORMATIVENESS (INFORMATION-BEARING) OF VARIOUS FACTORS THAT FORM INTERANNUAL FLUCTUATIONS OF THE BARENTS SEA ICE COVERAGE OVER THE PAST 90 YEARS

N.A. Lis, L.A. Timokhov

State Research Center "Arctic and Antarctic Research Institute", Saint-Petersburg, Russia

В качестве основного направления работы используется информативность различных факторов, которые формируют изменчивость ледовитости Баренцева моря. Наиболее информативными являются уравнения, в которых комбинации предикторов включают в себя и гидрометеорологические и астрогеофизические параметры.

As the main area of work, the Informativeness (information-bearing) of various factors is used, which form the variability of the ice coverage Barents Sea. The most Informativeness are equations in which the combinations of predictors include hydrometeorological and astrogeophysical parameters.

Введение

Баренцево море является зоной повышенного интереса России как неотъемлемая часть Северного морского пути, а так же акватория круглогодичного судоходства. В последние два десятилетия отмечается активное уменьшение площади льда в Арктике [1]. Баренцево море одним из первых реагирует на изменения климата, что в первую очередь проявляется в изменении ледовитости [2]. Это связано в первую очередь с его взаимодействием с теплыми и солеными Атлантическими водами, которые поступают с Североатлантическим течением. По этой причине акватория Баренцева моря полностью не замерзает в течение всего года. В настоящее время исследование механизмов формирования долгопериодной изменчивости актуально как никогда. А задача о факторах, которые формируют межгодовые колебания ледовитости, остается не решенной окончательно.

Данные и методы

В работе представлено исследование долгопериодной изменчивости ледовитости Баренцева моря в зимний и летний сезоны за период 1931-2021 годы. Данные предоставлены отделом ледового режима и прогнозов Арктического и Антарктического научно-исследовательского института. Среднемесячные значения ледовитости были усреднены по сезонам [2]: зиме соответствуют месяцы с декабря по апрель, лету — с июля по сентябрь.

В качестве предикторов использовался массив данных, в котором можно выделить следующие две группы. Гидрометеорологические и астрогеофизические параметры. К гидрометеорологическим относятся: индекс Арктического колебания (Arctic Oscillation, AO) [<https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/ao/>], индекс Арктического диполя (Arctic Dipole, AD) [Jun], Тихоокеанско-Североамериканский индекс (Pacific North American Index, PNA) [<https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/pna/>], Северо-Атлантическое колебание (North Atlantic Oscillation, NAO) [<https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/nao/>] и приземная температура атмосферы ПТА [<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-NCAR/.CDAS-1/.MONTHLY/.Diagnostic/>], Атлантическое мульти декадное колебание (Atlantic

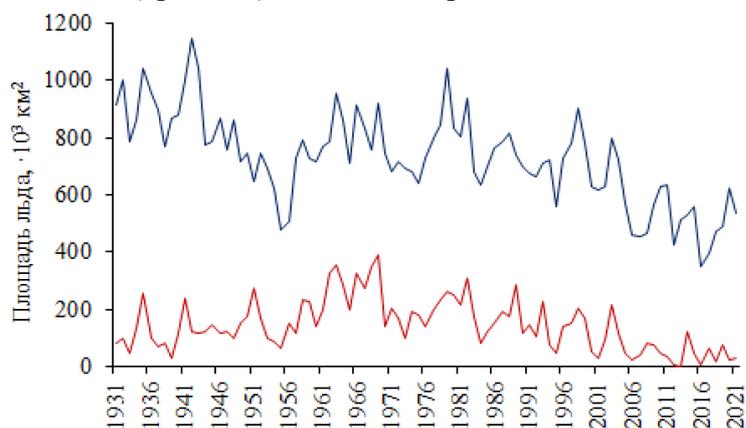
Multidecadal Oscillation, AMO) [<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>]. К группе астрогеофизических относятся: аномалии расстояний между Землей и Солнцем для зимнего (октябрь-март) и летнего (апрель-сентябрь) полугодий [<https://soft-ok.net/226-astroprocessor-zet-9-lite.html>], в качестве числового показателя солнечной активности числа Вольфа [https://solarscience.msfc.nasa.gov/greenwch/SN_m_tot_V2.0.txt], изменение положения широтной и долготной координат (X и Y) полюса Земли [<ftp://hpiers.obspm.fr/iers/series/opa/eopc04>], параметры нутации оси Земли в долготе и наклоне [<https://datacenter.iers.org/eop.php>], флуктуация продолжительности дня (lod, length of day) [<https://astro.ukho.gov.uk/nao/lvm/#tabs-d3>].

Исследование информативности различных гидрометеорологических и астрогеофизических факторов, формирующих изменчивость ледовитости Баренцева моря был выполнен путем различных численных экспериментов на физико-статистических уравнениях для зимнего (декабрь-апрель) и летнего (июль-сентябрь) сезонов. Построение моделей осуществлялось с помощью мультирегрессионного анализа с использованием программы Статистика [3]. Выбранные ряды гидрометеорологических и астрогеофизических характеристик и индексов образовали массив предикторов. Полученные уравнения оценивались с помощью коэффициента корреляции R, коэффициента детерминации R² и оправдываемости модели P (при установленной допустимой ошибке стандартного отклонения σ).

Оценка информативности

Под термином «ледовитость» понимается доля площади, занятая льдом любой сплоченности, по отношению к общей площади моря [4]. На рисунке 1 представлена межгодовая изменчивость ледовитости Баренцева моря за зимний и летний сезоны.

Рисунок 1. Межгодовая изменчивость площади льда Баренцева моря за зимний (синий) и летний (красный) сезоны за период 1931-2021 годы.



Выделяется уменьшение площади льда, как в зимний, так и в летний сезоны, особенно прогрессирующее после 2007 года. В некоторые годы (2012, 2013, 2016) в летний сезон акватория практически полностью очищалась ото льда. При составлении рабочей базы данных предикторов были рассчитаны коэффициенты корреляции для ледовитости Баренцева моря с каждым из предполагаемых предикторов (с удаленным линейным трендом).

С помощью кластерного анализа методом К-средних, а так же разложения в ряд Фурье были определены и проверены на значимость циклические колебания как для ледовитости, так и для каждого предиктора. Среди выделенных циклических колебаний

гидрометеорологических индексов и астрогеофизических параметров имеются такие, которые совпадают с аналогичными периодами для ледовитости. В межгодовой изменчивости индексов арктического колебания и арктического диполя выделяются циклические колебания с периодами 18; 14; 10; 9; 7. Семилетнее колебание является значимым и в Тихоокеанско-североамериканском колебании. Во всех предполагаемых предикторах было выделено колебание с периодом 8-14 лет, что может быть связано с влиянием 11-летнего цикла солнечной активности.

С помощью мультирегрессионного анализа был выполнен ряд экспериментов по перебору различных комбинаций предикторов, имеющих под собой физическое обоснование. В результате были получены уравнения, описывающие долгопериодную изменчивость ледовитости Баренцева моря для зимнего и летнего сезонов. В таблице 1 представлены статистические уравнения связи летней ледовитости Баренцева моря с гидрометеорологическими и астрогеофизическими факторами.

Таблица 1. Статистические уравнения связи летней ледовитости Баренцева моря с гидрометеорологическими и астрогеофизическими факторами.

№	Уравнение	R	R ²	P, %		
				σ	0,8 σ	0,67 σ
1.1	$L_S = 0,37 \cdot L_{SPR} - 0,19 \cdot T_S - 0,29 \cdot PNA_{SPR} - 1,28 \cdot Y - 0,11 \cdot AD_W$	0,88	0,77	97	94	92
1.2	$L_S = 0,66 \cdot dEps - 0,12 \cdot AMO_{-3} + 0,12 \cdot AO_W - 0,31 \cdot NAO_W - 0,49 \cdot PNA_{W-1} - 0,60 \cdot X$	0,80	0,64	89	87	86
1.3	$L_S = -0,19 \cdot T_W - 0,22 \cdot AMO_{-3} - 0,43 \cdot X_{-1}$	0,82	0,68	90	87	85

Примечание. L_{SPR} — ледовитость за весенний сезон (май–июнь); T_S — поверхностная температура воздуха за летний период (июль–сентябрь); AMO — индекс Атлантического Мультидекадного колебания; X и Y — широтная и долготная координаты положения полюса Земли; NAO — Северо–Атлантическое колебание; AD — индекс Арктического диполя; AO — индекс Арктического колебания; PNA — индекс тихоокеанско–североамериканского колебания; $dEps$ — параметр нутации оси Земли; латинскими буквами обозначаются сезоны – S (лето), W (зима), SPR (весна); –1, –2, –3 — опережение параметра на 1, 2 и 3 года соответственно.

В уравнении 1.1 (таблица 1) наибольший вклад в изменчивость ледовитости вносит предыстория (предшествующее состояние) ледовитости в весенний сезон 57%. Несколько меньший, но так же значимый вклад приходится на приземную температуру воздуха в летний сезон 29%. На индексы атмосферной циркуляции и долготную координату изменения положения полюса Земли приходится 14%. Данное уравнение описывает 77% общей дисперсии ледовитости. Оправдываемость модели при допустимой ошибке 0,67 σ составляет 92%. Что является высоким показателем качества модели. В следующем эксперименте для получения уравнения 1.2 (таблица 1) из предикторов были исключены предыстория ледовитости и приземная температура воздуха. Качество модели несколько снизилось, но по-прежнему достаточно высокое. Обеспеченность 86% при допустимой ошибке 0,67 σ . Для получения уравнения 1.3 основной задачей было разработать такую комбинацию предикторов, что бы их число составляло не более трех и при этом качество модели оставалось на высоком уровне. Что и было получено. Всего три предиктора (приземная температура атмосферы, Атлантическое мультидекадное колебание и широтная координата изменения полюса Земли) описывают 68% общей дисперсии, а обеспеченность составляет 85%.

Для зимнего сезона был проведен ряд аналогичных экспериментов, результат которых представлен в таблице 2.

Таблица 2. Статистические уравнения связи зимней ледовитости Баренцева моря с гидрометеорологическими и астрогеофизическими факторами.

№	Уравнение	R	R ²	P, %		
				σ	0,8σ	0,67σ
2.1	$L_W = -0,33 \cdot T_W + 0,36 \cdot L_{W-1} - 0,58 \cdot dPsi + 0,80 \cdot AO_{S-1} + 0,28 \cdot PNA_W$	0,93	0,86	100	99	99
2.2	$L_W = -0,10 \cdot T_{AUT_N-2} - 0,96 \cdot NAO_{W-1} - 0,42 \cdot Wolf - 0,52 \cdot AO_{AUT-1} + 0,11 \cdot AO_{W-1} - 0,21 \cdot AMO_{-2}$	0,81	0,66	90	89	83
2.3	$L_W = -0,35 \cdot T_W + 0,32 \cdot L_{W-1} - 0,62 \cdot dPsi$	0,92	0,84	99	97	96

Примечание. L_W — ледовитость за зимний период (декабрь–апрель); L — ледовитость; T_W — поверхностная температура воздуха за зимний период (декабрь–апрель); T_{AUT_N} — поверхностная температура воздуха за осенний период (октябрь–ноябрь) в Норвежском море; $dPsi$ — параметр нутации оси Земли; NAO — Северо-Атлантическое колебание; AMO — индекс Атлантического Мультидекадного колебания; латинскими буквами обозначаются сезоны – S (лето), AUT (осень), W (зима), Wolf — числа Вольфа; $-1, -2$ — опережение параметра на 1 и 2 года соответственно.

Для ледовитости зимнего сезона Баренцева моря основу уравнения 2.1 (таблица 2) с наиболее высокими показателями качества модели составляет комбинация гидрометеорологических (приземная температура атмосферы, предыстория ледовитости, индекс арктического колебания, Тихоокеанское-североамериканское колебание) и астрогеофизических (параметр нутации Земли) параметров. Данное уравнение описывает 86% общей дисперсии ряда, обеспеченность составляет 99% при допустимой ошибке $0,67\sigma$. При уменьшении количества предикторов до трех коэффициент детерминации $R^2=0,84$, а обеспеченность 96%. Если учесть количество предикторов (чем меньше их число, тем ниже ошибка от качества предикторов), то третий вариант уравнения выглядит более выгодным, чем первый при практически равных характеристиках качества моделей. Использование же совокупности астрогеофизических и гидрометеорологических предикторов (уравнение 2.1), как и в случае с летним сезоном (таблица 1), позволяет смоделировать наиболее близкий к реальности результат.

Итоги

1. Наибольший вклад (до 57%) в общую дисперсию ледовитости вносит ледовитость предшествующего сезона.
2. В моделях, где был исключён предиктор «ледовитость предшествующего сезона», вклад в общую дисперсию гидрометеорологических факторов составил до 94%, а вклад астрогеофизических факторов – до 60%.
3. Вклады параметра нутации оси Земли, долготной и широтной координат положения полюса Земли и числа Вольфа могут достигать соответственно 42, 43 и более 8% соответственно.
4. Применение в уравнениях параметров нутации Земли помогает увеличить не только качество, но и сократить число предикторов.
5. Использование комбинации астрогеофизических и гидрометеорологических факторов позволяет добиться наиболее высоких показателей качества моделей.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда в рамках научного проекта № 22–27–00443.

Литература

1. Иванов В. В. Современные изменения гидрометеорологических условий в Северном Ледовитом океане, связанные с сокращением морского ледяного покрова // Гидрометеорология и экология. – 2021. – №. 64. – С. 407-434.
2. Миронов Е. У. Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз // СПб.: ААНИИ, 2004. 319 с.
3. Малинин В. Н., Гордеева С. М. Физико-статистический метод прогноза океанологических характеристик (на примере Северо-Европейского бассейна). Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2003.
4. World Meteorological Organization. WMO sea-ice nomenclature, terminology, codes and illustrated glossary // WMO/ОММ/ВМО. Geneva. 1970 - 2017. №259. pp. 147.

ПРИМЕНЕНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

В.А.Лобанов.¹, д-р техн. наук, Мама М. Токпа¹, А.А.Григорьева²

¹Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

²Якутское УГМС, Якутск, Россия

APPLICATION OF STATISTICAL METHODS TO STUDY CLIMATE CHANGE

V.A.Lobanov¹, Dr of Tech.Sc., Mami M.Tokpa¹, A.A.Grigorjeva²

¹Russian State Hydrometeorological University, St.Petersburg, Russia

²Yakutsk Department of Hydrometeorological Service, Yakutsk, Russia

Для оценки изменений климата во временных рядах помимо модели линейного тренда предлагается модель ступенчатых переходов от одного стационарного состояния к другому. Предложены показатели оценки эффективности моделей нестационарного среднего по отношению к модели стационарной выборки. Даны методы оценки устойчивости моделей при разбиении временного ряда на квазиоднородные части. Дан пример применения предлагаемых методов.

To assess climate change in time series, in addition to the linear trend model, a model of stepwise transitions from one stationary state to another is proposed. Indicators for evaluating the effectiveness of non-stationary average models in relation to the stationary sample model are proposed. Methods for estimating the stability of models when splitting the time series into quasi-homogeneous parts are given. An example of the application of the proposed methods is given.

Введение

Проблема потепления климата является одной из главных для человечества, так как влияет на многие параметры природной среды и соответственно на различные сектора экономики и хозяйственной деятельности и жизненные условия. Важность проблемы отражена в деятельности МГЭИК, ее рабочих групп и докладах [1,2]. Главными аргументами антропогенного потепления является рост концентрации CO₂ в атмосфере, который в настоящее время уже превысил отметку в 400 ppm, и связанный с ним рост глобальной температуры. Вместе с тем, изменения разных климатических характеристик и в разных частях планеты происходят по-разному. До настоящего времени эти изменения представляли в основном в виде линейного тренда и его скорости за 10 или 100 лет и часто без оценки статистической значимости и устойчивости этого показателя [3]. Однако на региональном уровне такие изменения могут быть статистически не значимыми, не устойчивыми и представлены не только в виде тренда, но в виде других моделей временного ряда. Настоящий доклад как раз и посвящен проблеме выбора эффективной модели временного ряда и оценке ее эффективности и устойчивости параметров.

Модель временного ряда

Многолетние колебания климатических характеристик представляют собой композицию или сумму процессов разных временных масштабов. Существует несколько классификаций масштабов изменений климатических характеристик, начиная от наиболее развернутой и детальной классификации А.С.Монина, где приведены процессы от мелкомасштабных колебаний с периодами секунды – минуты до изменений геологических эпох с периодами десятки и сотни миллионы лет, и до классификации проекта CLIVAR, где на интервале инструментальных наблюдений рассматриваются обобщенные процессы внутригодовой изменчивости, а на межгодовой оси – процессы межгодовой и десятилетней изменчивости и столетних изменений [4].

В общем случае уравнение, включающее основные периоды колебаний климатических характеристик, можно представить в виде:

$$Y_i = Y_{1i} + Y_{2i} + Y_{3i} + Y_{4i} + Y_{5i} + Y_{6i} + Y_{7i}, \dots \quad (1)$$

где: Y_i - многолетний ряд климатической характеристики (температура, осадки и т.п.), $Y_{1i}, Y_{2i}, Y_{3i}, Y_{4i}, Y_{5i}, Y_{6i}, Y_{7i}, \dots$ - естественные процессы межгодового, десятилетнего, столетнего, тысячелетнего масштабов, масштабов в десятки, сотни и миллионы лет и т.д.

Для временного интервала инструментальных наблюдений в 100 – 150 лет в уравнении (1) остаются только процессы межгодового, десятилетнего масштабов и часть процесса столетнего масштаба, т.к. вклад процессов от тысячелетнего масштаба колебаний и выше будет крайне незначителен. Если при этом принять, что циклические колебания процессов межгодового, десятилетнего масштабов носят случайный характер, то уравнение совсем упростится и будет иметь вид:

$$Y_i = Y_{3i} + \varepsilon_i \quad (2)$$

где: $Y_{3i} = f_3(t)$, t – время.

Функция $f_3(t)$, как правило, представлена в виде линейного ($f_3(t) = b_1t + b_0$) или других видов тренда. Однако, если признать, что климатическая система неравновесна, то правомерен и триггерный механизм перехода от одних стационарных условий к другим и соответствующая ему модель ступенчатых изменений с «П»-образной функцией цикла [5,6]. Фактически этот переход от одних стационарных условий к другим может происходить не за один год, а за несколько лет. Тогда возникают ветви подъема и спада цикла, которые можно интерпретировать как тренды.

Оценка эффективности модели

Чтобы оценить какая модель из трех (стационарная, линейного тренда или ступенчатых изменений) эффективна, необходимо выбрать показатель качества модели. Таким эффективным показателем является коэффициент детерминации R^2 и обратная ему величина дисперсии (σ_ε^2) или стандартного отклонения (σ_ε) остатков, которые связаны между собой следующим уравнением:

$$\sigma_\varepsilon = \sigma_y \sqrt{1 - R^2} \quad (3)$$

где σ_y – стандартное отклонение ряда наблюдений σ_ε – стандартное отклонение остатков относительно модели временного ряда.

При аппроксимации временных рядов климатических характеристик во времени не следует ожидать высоких значений R^2 и поэтому сложно оценить по этому показателю насколько статистически отличаются R^2 одной и другой модели. В качестве показателя эффективности лучше выбрать дисперсию остатков σ_ε^2 и для оценки статистического отличия этих дисперсий при разных моделях вполне применим известный критерий Фишера.

В качестве базовой или «нулевой» модели следует принять модель стационарной выборки, которая характеризуется неизменностью во времени основных параметров ряда (среднего значения и среднего квадратического отклонения), что выражается условиями:

$$Y_{cp}(t) = \text{const}, \quad \sigma_y(t) = \text{const}, \quad (4)$$

Для стационарной модели стандартное отклонение остатков равно естественной изменчивости – среднему квадратическому отклонению ряда (СКО), т.е. $\sigma_\varepsilon = \sigma_y$, потому

что стационарная модель является стохастической и не имеет никакой связанности со временем. Для модели линейного тренда стандартное отклонение остатков определяется по (3), а для модели ступенчатых изменений как СКО от двух стационарных средних:

$$\sigma_{\text{смын}} = \sqrt{\frac{\sigma_1^2 n_1 + \sigma_2^2 n_2}{(n_1 + n_2 - 1)}}, \quad (5)$$

где n_1, n_2 – продолжительности первой и второй стационарных частей ряда.

Год перехода от одного стационарного среднего к другому ($T_{\text{ст}}$) в модели ступенчатых изменений определяется итерациями при достижении минимального значения сумм квадратов отклонений двух частей временного ряда:

$$\sigma_1^2(n_1-1) + \sigma_2^2(n_2-1) = \min, \quad (6)$$

При этом следует задать минимальный объем первой части ряда, например, $n_1=10$ при котором $n_2=n-n_1$ и затем последовательно увеличивать n_1 до $m=n-10$ при котором $n_2=10$, т.е. $n_1=11, 12, \dots, m$. Иначе эту процедуру можно назвать методом расширяющегося окна.

Очевидно, что стандарт остатков модели стационарного среднего должен быть наибольшим или, по крайней мере, равен стандарту остатков нестационарных моделей, если они практически ничего не объясняют. Чем больше разность между стандартами остатков стационарной и нестационарной модели, тем нестационарная модель эффективнее стационарной. В качестве меры отличия можно рассмотреть относительные отклонения Δ в %, рассчитываемые по формуле:

$$\Delta = (\sigma_Y - \sigma_\varepsilon) / \sigma_Y \cdot 100\%, \quad (7)$$

В первом приближении можно принять, что любая нестационарная модель будет эффективнее модели стационарной выборки, если $\Delta \geq 10\%$, т.е. отличие между моделями гарантированно превышает погрешность процесса или погрешность рассматриваемой характеристики.

Для оценки статистически значимого отличия остаточных дисперсий стационарной и нестационарной модели можно применить критерий Фишера:

$$F_{TP} = \frac{\sigma_Y^2}{\sigma_\varepsilon^2} \quad (8)$$

На основе критических значений статистик Фишера можно определить и критическое значение $\Delta_{\text{кр}}\%$, которое получается при подстановке (8) в (7):

$$\Delta_{\text{кр}} = \left(1 - \frac{1}{\sqrt{F^*}}\right) * 100\% \quad , \quad (9)$$

где: F^* — критическое значение статистики критерия Фишера при уровне значимости α и степенях свободы ν_1 и ν_2 , где $\nu_1=n_1-1$ и $\nu_2=n_2-1$, а n_1, n_2 – объемы выборок.

Принимая, что уровень значимости $\alpha = 5\%$, а временной ряд один и тот же, т.е. $n_1=n_2=n$ и для средней продолжительности ряда равной $n=61$ год из таблиц критических значений получим $F^*=1.53$ и из (9) $\Delta_{\text{кр}}=19.4\%$. Если же продолжительность ряда равна $n=31$ год, то $F^*=1.84$ и $\Delta_{\text{кр}}=26.5\%$, если $n=120$, то $F^*=1.35$ и $\Delta_{\text{кр}}=13.8\%$, и т.д. Можно также найти, что $\Delta_{\text{кр}}=10\%$ соответствует $F^*=1.235$ и n примерно равно 500, т.е.

выбранное $\Delta=10\%$ соответствует предельному критическому при очень большой продолжительности ряда.

Оценка устойчивости модели

Установленный год перехода от одних стационарных условий к другим ($T_{ст}$) применим не только для модели ступенчатых изменений, но и модели тренда, для которой он характеризует изменение скорости тренда или его направления. Фактически этот год позволяет проверить устойчивость вида и параметров модели во времени. Условие стационарности или нестационарности каждой части ряда до и после $T_{ст}$ можно проверить с помощью оценки статистической значимости коэффициента корреляции климатической характеристики со временем. При этом возможны следующие варианты:

- коэффициенты корреляции со временем для каждой части ряда (R_1 и R_2) статистически незначимы и это означает, что временному ряду соответствует модель ступенчатых переходов от одного стационарного режима к другому;
- коэффициенты корреляции со временем для каждой части ряда (R_1 и R_2) статистически значимы и это означает, что выявленный год $T_{ст}$ является годом перехода от одной скорости тренда к другой;
- один из коэффициентов корреляции со временем статистически значим, а другой не значим и это означает, в одной части ряда тренд имеет место, а в другой нет.

Поэтому установленный год $T_{ст}$ позволяет оценить устойчивость (или неустойчивость) параметров модели временного ряда. При этом нулевая гипотеза об одинаковости типа модели для двух частей временного ряда также может отклоняться и одна часть ряда может больше соответствовать стационарной модели, а вторая – модели тренда.

Пример применения

В качестве примера оценки вида модели временного ряда предлагаемыми статистическими методами рассматривается температура января на метеостанции Остров Визе с 1950 по 2019 гг. (рис.1 слева). Методом расширяющегося окна были рассчитаны суммы квадратов отклонений по формуле (7) от каждого из двух средних, далее определены относительные отклонения от модели стационарного среднего $\Delta_{стун}$ по формуле (7) и их последовательность показана на рис.1 справа.

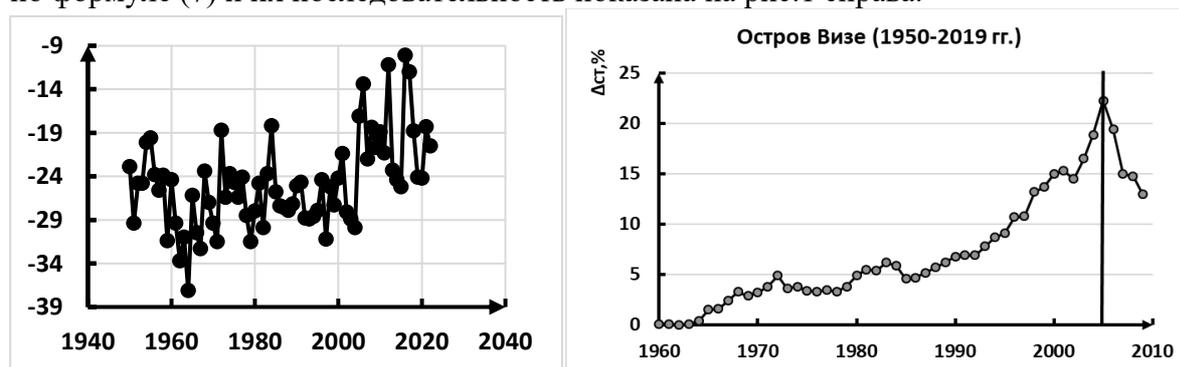


Рис.1.

На рис.1 справа хорошо выражен один максимум, который относится к 2005 г. и $\Delta_{стун}=23\%$, что в соответствии с (9) свидетельствует о статистическом значимом отличии модели ступенчатых изменений от модели стационарной выборки. По 2005 году временной ряд был разделен на 2 квазиоднородные части и для каждой части определен коэффициент корреляции R со временем, который оказался статистически незначимым.

Поэтому можно сделать вывод, что наиболее эффективной для аппроксимации временного ряда оказалась модель ступенчатых изменений.

Литература

1. IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change: Climate Change). 2013. The physical science basis. In Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Thomas F. Stocker, Dahe Qin, Gian-Kasper Plattner, Melinda M.B. Tignor, Simon K. Allen, Judith Boschung, Alexander Nauels, Yu Xia, Vincent Bex, Pauline M. Midgley (eds). Cambridge University Press: Cambridge. — 1552 p.
2. Обобщающий доклад. Вклад Рабочих групп I, II и III в Пятый оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата [основная группа авторов, Р.К. Пачаури и Л.А. Мейер (ред.)]. МГЭИК, Женева, Швейцария, 2014. — 163 с.
3. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). М. 2014. — 60 с.
4. Лобанов В.А., Шадурский А.Е. Выделение зон климатического риска на территории России при современном изменении климата. Монография. Санкт-Петербург, издание РГГМУ, 2013. — 123 с.
5. Лобанов, В.А., Анисимов, О.А. Современные изменения температуры воздуха на территории Европы. Метеорология и гидрология, №2, 2003. с.5—14.
6. Лобанов В.А., Кириллина К.С. Современные и будущие изменения климата Республики Саха (Якутия). Монография. Санкт-Петербург, Изд-во РГГМУ. 2019. 157с.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОРАДАРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОЗЕРА ЛЕДЯНОЕ, ОАЗИС ШИРМАХЕРА, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА

А.М. Малышева¹, М.Д. Банадысева¹, М.П. Кашкевич¹, Н.Е. Романова²

¹ Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия

² ООО «Геофизпоиск», Санкт-Петербург, Россия

MAIN RESULTS OF GEORADAR STUDIES OF LEDYANOE LAKE, SCHIRMACHER OASIS, EAST ANTARCTICA

A.M. Malysheva¹, M.D. Banadyseva¹, M.P. Kashkevich¹, N.E. Romanova²

¹ Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia

² LLC “Geophyspoisk”, St. Petersburg, Russia

Изучается озеро Ледяное, входящее в каскад около станции Новолазаревская, Восточная Антарктида. Были построены схемы изолиний льда и скального основания. Рассмотрена методика выполнения работ и обработки данных, а также представления их в графическом виде.

The Ice Lake, which is part of the cascade near the Novolazarevskaya station, East Antarctica, is being studied. Schemes of isolines of ice and rock base were constructed. The methodology of work and data processing, as well as their representation in graphical form, is considered.

В ноябре и декабре 2021 года в ходе летнего полевого сезона 67-й Российской антарктической экспедиции на озёрах и ледниках оазиса Ширмахера (Земля Королевы Мод, Восточная Антарктида) выполнялись комплексные геофизические, буровые и геодезические работы (рис. 1). Их главная задача заключалась в обеспечении безопасности транспортных операций Российской антарктической экспедиции, а также в выполнении фундаментальных научных исследований, связанных с изучением динамики и теплофизических процессов в леднике, строения его приповерхностной части, а также процессов прорыва озёр оазиса [1]. Работы были сосредоточены на каскаде озёр Ледяное-Южное-Станционное. Важность исследований обусловлена тем, что эта система озёр является прорывоопасной [2].

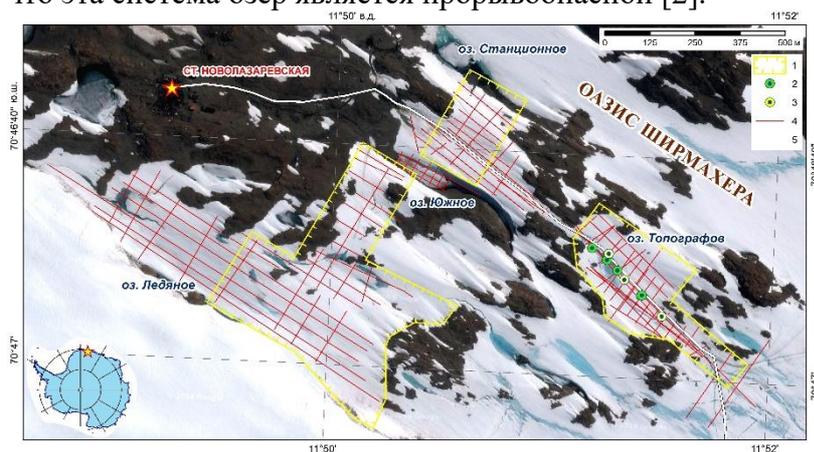


Рис. 3. Схема расположения озёр и георадарных профилей. 1 — области проведения тахеометрии, 2, 3 — скважины, 4 — георадарные профили, 5 — дорога.

Каскад пересекает единственная трасса, которая соединяет станцию Новолазаревская с посадочной площадкой и побережьем, где швартуются корабли, обеспечивающие жизнедеятельность станции. Поэтому прорыв озёр может вызвать разрушение трассы и, как следствие, перерыв в снабжении станции. Подобная ситуация произошла в районе антарктической станции Прогресс в 2017 году [3]. Таким образом, выяснение степени

прорывоопасности каскада озёр является важной насущной прикладной задачей. Настоящее научное исследование посвящено описанию одного из озёр каскада – озеру Ледяное.

Каскад озёр находится на территории оазиса Ширмахера (70° 45' 30" ю.ш., 11° 38' 40" в.д.), который расположен примерно в 80 км от побережья моря Лазарева, Земля Королевы Мод, Восточная Антарктида. Оазис представляет собой свободную ото льда территорию, вытянутую узкой полосой длиной около 17 км и шириной 3 км с северо-запада на северо-восток. Его площадь составляет около 21 км². Рельеф холмистый с абсолютными высотами до 230 м над уровнем моря. Оазис отделяет материковый ледник от шельфового.

Прорывы в озере Южном начали исследоваться, когда станция Новолазаревская ещё только строилась, и в летний период произошёл сброс водных масс через плотину в результате стремительного поднятия уровня воды на 3,5 метра. Вода двигалась к строящейся станции, и чтобы спасти её от затопления был прорыт канал, задачей которого был отвод воды в озеро Станционное. Более поздние исследования показали, что составляющей частью гидрологической системы так же является и озеро Ледяное, которое расположено у подножья ледника выше озёр Южное и Станционное. Оно тоже сбрасывает излишки водных масс через ледовый грот. Являясь наиболее трудным для изучения, так как практически не вскрывается ото льда, имеет плохую изученность, несмотря на огромный вносимый вклад в прорывы всего каскада озёр [2].

Озеро Ледяное – самое крупное в каскаде. Питание осуществлено такими источниками, как ледник, на поверхности которого расположены множество ледовых русел, пропускающих воду в период интенсивного таяния, а также снежниками, которые расположены на скалах с западной, восточной и северной сторон озера. Склон ледника, который примыкает к озеру в юго-западной части, отвесный, а в центральной части водоёма расположены отколы больших глыб от него, которые опускаются на дно. Именно это приводит к образованию нагонной волны, которые провоцируют прорывы озёр, что зафиксировано по свидетельствам зимовочного состава станции Новолазаревская [2].

Основным методом изучения района работ являлась георадарное профилирование, которое хорошо зарекомендовало себя при изучении антарктических озёр и ледников [4]. Работы выполнялись георадарами ОКО-2 (ООО «Логистические системы», Россия) с антеннами АБ-150 и АБ-400 (частота зондирующих импульсов 150 МГц и 400 МГц соответственно) и GSSI с системным блоком SIR-3000 (GSSI Inc., USA) с частотой зондирующих импульсов 900 МГц. Съёмочные рядовые маршруты располагались в крест простираения изучаемых структур, а также по секущим маршрутам для взаимной увязки данных. Плановая привязка осуществлялась с помощью спутниковых приёмоиндикаторов GARMIN GPSmap 64st и GARMIN GPSmap 66st. Работы выполнялись пешим порядком (Рис. 2).



Рис. 2. Выполнение георадарной съёмки.

Методика обработки георадарных данных предполагала использование программного обеспечения Prizm v 2.60 (*Radar Systems, Латвия*). Для пересчёта временных разрезов в глубинные диэлектрическая проницаемость ϵ для льда задавалась $\epsilon=3.17$ [5] и воды $\epsilon=88$ [6, 7]. Так как среды (лёд, вода) контрастны по скорости распространения электромагнитных волн, обработка временных разрезов с целью получения глубинных выполнялась послойно. В качестве примера, на рис. 3 представлен типичный временной георадарный разрез по одному из маршрутов.

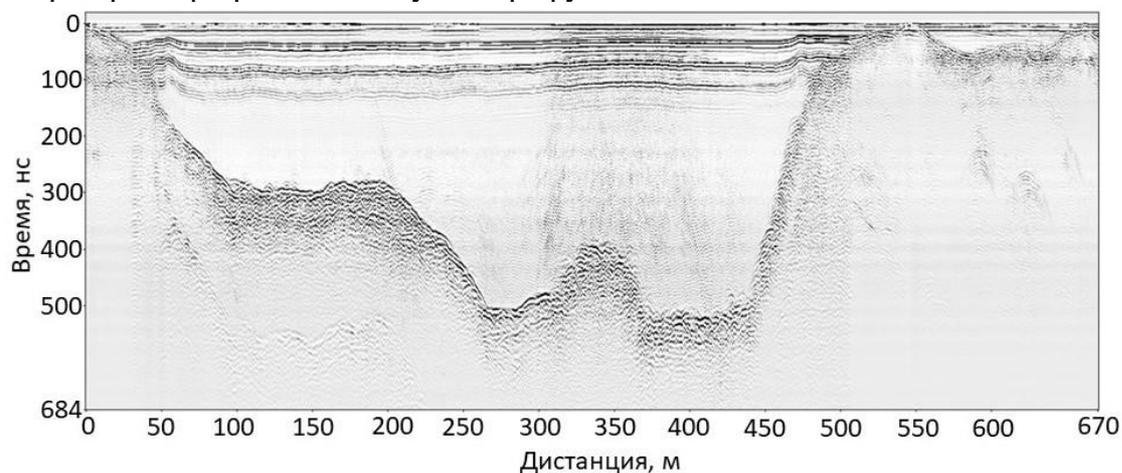


Рис. 3. Пример временного разреза по профилю.

На временном разрезе контрастно выделяются отражения, сформированные придонной частью озера, между скальным основанием и водой, а также между ним и льдом.

На основе полученных данных составлены схемы мощности льда и рельефа дна. Они представлены на рис. 4 и Рис. 5. Для получения высот поверхности ледника, от которой осуществлялись все построения, была проведена специализированная тахеометрическая съёмка [1]. Построение схем осуществлялось в программе Surfer (Golden Software Inc., USA). Для этого оцифрованные данные гридировались методом *Inverse Distance*, который, согласно опыту работ, хорошо зарекомендовал себя в подобного рода исследованиях.

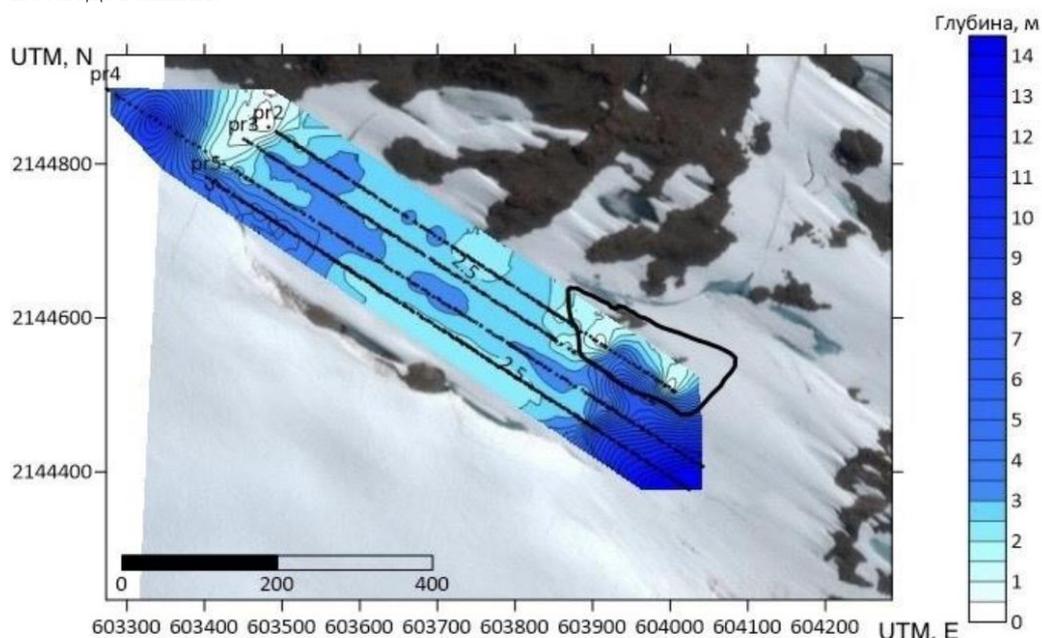


Рис. 4. Схема мощности ледяного покрова по некоторым профилям.

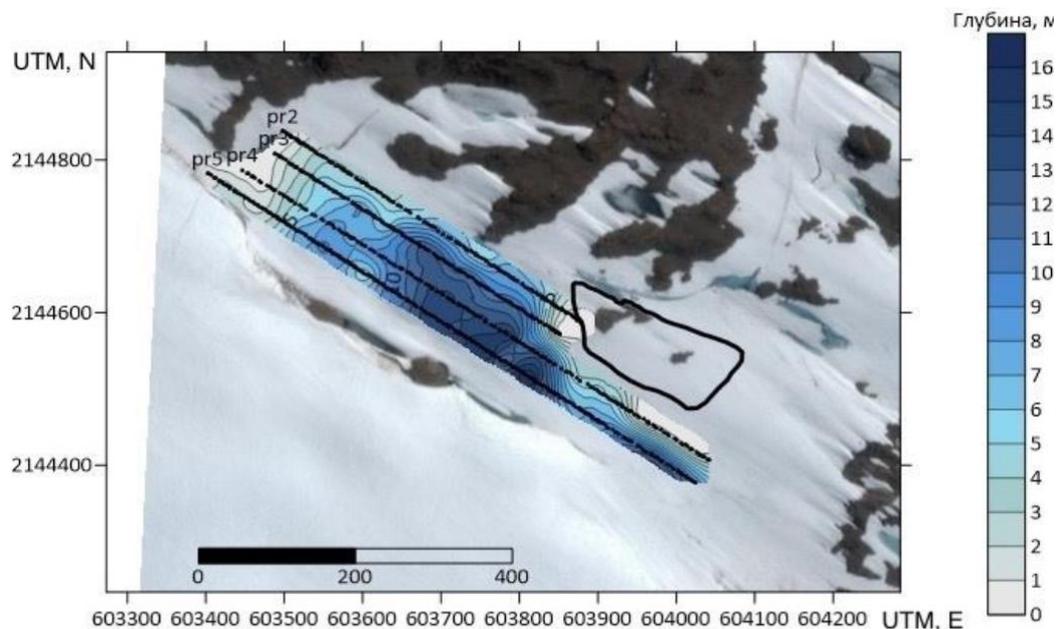


Рис. 5. Схема глубин озера Ледяное по некоторым профилям.

Согласно полученным данным, мощность льда над озером изменяется от 2,5 метров до 10 м. При этом наименьшие значения располагаются в центральной части водоёма, постепенно нарастая по краям. Глубины озера изменяются от первых метров до 16 м. Наибольшие глубины располагаются в центральной и южной его частях.

Таким образом, в ходе настоящего исследования составлен комплект геофизических схем озера Ледяное. Они станут основой для моделирования прорыва каскада озёр.

Авторы благодарят своих коллег Попова С.В. и Боронину А.С. за помощь в выполнении полевых работ, а также критические замечания по тексту статьи. Работа выполнена при поддержке гранта РФФ №20-05-00343 «Выявление особенностей протекания процесса прорывов озёр оазисов Антарктиды на основе данных полевых исследований и математического моделирования».

Литература

- [1] – Попов С.В., Кашкевич М.П., Боронина А.С. Комплексные инженерные изыскания в оазисе Ширмахера (Земля Королевы Мод, Восточная Антарктида) в сезон 67-й РАЭ // Российские полярные исследования, 2022, №1(47), С. 12–16.
- [2] – Боронина А.С. Крупные прорывы озёр антарктических оазисов: обобщение современных знаний. Лёд и Снег. 2022;62(1):141-160.
- [3] – Попов С.В., Боронина А.С., Пряхина Г.В., Григорьева С.Д., Суханова А.А., Тюрин С.В. Прорывы ледниковых и подледниковых озёр в районе холмов Ларсеманн (Восточная Антарктида), в 2017-2018 гг. // Геориск, 2018, Т. XII, №3, С. 56–67.
- [4] – Владов, М. Л., С.А.В. (1999) 'Георадиолокационные исследования верхней части разреза'. Москва: МГУ, р. 91.»
- [5] – Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. Москва: Научный мир, 2006, 392 с.
- [6] – Ray P.S. Broadband complex refractive indices of ice and water // Appl. Opt. V. 11, No 8, 1836–1844. doi:10.1364/AO.11.001836
- [7] – Черняк Г.Я. Электромагнитные методы в гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Недра, 1987, 211 с.

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ МОРСКОЙ БИОГЕОХИМИИ НА КЛИМАТ ЮЖНОЙ АЗИИ: МОДЕЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ

С.Д. Мартьянов¹, Д.В. Сеин^{1,2}, А.Ю. Дворников¹, В.А. Рябченко¹, В. Кабос³, М. Грёгер⁴, Д. Джейкоб⁵, А. Мишра⁶, П. Кумар⁶

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²Институт Альфреда Вегенера, Центр Полярных и Морских исследований им. Гельмгольца, Бремерхафен, Германия

³Университет Алькалы, Мадрид, Испания

⁴Институт изучения Балтийского моря им. Лейбница, Росток, Германия

⁵Центр климатической службы Германии (GERICS), Гамбург, Германия

⁶Индийский институт научного образования и исследований, Бхопал, Индия

INFLUENCE OF VARIABILITY OF MARINE BIOGEOCHEMISTRY ON THE CLIMATE OF SOUTH ASIA: MODEL ESTIMATES

S.D. Martyanov¹, D.V. Sein^{1,2}, A.Y. Dvornikov¹, V.A. Ryabchenko¹, W. Cabos³, M. Gröger⁴, D. Jacob⁵, A. Mishra⁶, P. Kumar⁶

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences; Moscow, Russia

²Alfred Wegener Institute, Helmholtz Centre for Polar and Marine Research; Bremerhaven, Germany

³University of Alcalá; Madrid, Spain

⁴Leibniz Institute for Baltic Sea Research; Rostock, Germany

⁵Climate Service Center Germany (GERICS); Hamburg, Germany

⁶Indian Institute of Science Education and Research Bhopal, India

Исследуется влияние обратной связи изменчивости морской биогеохимии на климат Южной Азии. При учете в модели полной обратной связи уменьшается глубина термоклина, первичная продукция увеличивается, и происходит охлаждение приповерхностных слоев, что влияет на изменение атмосферной динамики.

The feedback effect of marine biogeochemistry variability on the climate of South Asia is studied. When full feedback is taken into account in the model, the depth of the thermocline decreases, primary production increases, and cooling of the surface water layers occurs, which affects the change in atmospheric dynamics.

Разработана новая версия региональной модели земной системы высокого разрешения ROM [1] для региона Южной Азии и северной части Индийского океана. Модель включает взаимодействующие блоки океана (МРОМ), атмосферы (РЕМО), гидрологического цикла (НД), а также морской биогеохимии (НАМОСС), объединенные посредством использования каплера OASIS. Указанная модельная система необходима для изучения экстремальных явлений, происходящих в северной части Индийского океана и над полуостровом Индостан, для получения сценариев состояния системы океан-атмосфера в данном регионе в будущем климате. До настоящего времени такая модельная система для региона Южной Азии отсутствовала.

Использование в данной модельной системе глобальной океанской модели позволяет избежать необходимости задания граничных условий на открытых морских границах. При этом, с целью сократить время счета и затрачиваемые вычислительные ресурсы, атмосферная модель является региональной, то есть в процессе счета океан и атмосфера внутри интерактивной рассматриваемой области (coupled region) обмениваются импульсом, теплом, газами и т.д., тогда как вне ее атмосферный форсинг для океанской модели берется из результатов атмосферного реанализа, и океан уже не влияет на состояние атмосферы (случай forced ocean). Горизонтальное разрешение океанской модели внутри рассматриваемого региона составляет 23-24 км, атмосферной модели – 25 км (рис. 1). По вертикали в атмосферной модели используется 31 гибридный уровень, в океанской модели используются z-уровни с разрешением 10 м в верхних слоях.

В данной работе модель использовалась для оценки влияния изменчивости морской биогеохимии на характеристики современного климата над индийским субконтинентом и в прилегающей к нему части Индийского океана в модельном домене CORDEX Южная Азия, показанном на рис. 1 (CORDEX – Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment).

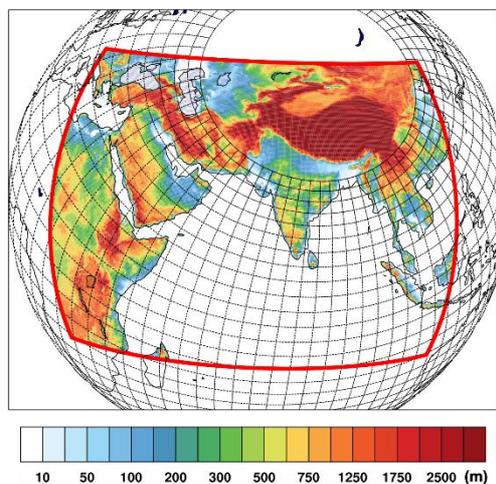


Рис. 1. Модельный домен. Красной рамкой обозначен регион с полностью интерактивным взаимодействием атмосферы и океана (coupled region). Черные линии – линии сетки океанского блока модели (показана каждая 12-я линия сетки). Цветом на карте обозначена орография.

В рассматриваемом регионе ярко выражена муссонная циркуляция атмосферы, при этом известно, что ее динамика крайне чувствительна к изменениям температуры поверхности океана (ТПО). Вследствие этого модели, описывающие состояние системы океан-атмосфера в этом районе, должны по возможности учитывать все основные механизмы, контролируемые тепловой баланс между атмосферой и океаном. В данной работе мы сосредоточимся на оценке влияния изменчивости содержания фитопланктона на ТПО и на том, как это влияет на климат в северной части Индийского океана. Нужно ли в климатических расчетах учитывать полную обратную связь между морской биогеохимией и ТПО, и какая часть климатической системы в этом случае будет подвержена наибольшим изменениям? Учитывая происходящие в настоящее время климатические изменения, которые в том числе влияют и на первичную продукцию фитопланктона, такой вопрос кажется резонным и достойным рассмотрения.

Чтобы ответить на этот вопрос, мы сравним два выполненных модельных расчета, отличающиеся только используемой параметризацией прохождения коротковолновой солнечной радиации в океан. В первом расчете (INDJ) используется постоянный во времени и пространстве коэффициент ослабления света, равный 0.06 м^{-1} , что соответствует типу вод IB по классификации Ерлова [2, 3]. Несмотря на то что такое значение коэффициента ослабления света может неявно учитывать наличие фитопланктона, в данном случае абсолютно не учитывается его пространственная и временная изменчивость. Во втором расчете (INDB) вводится полная пространственная и временная изменчивость морской биогеохимической обратной связи путем расчета коэффициента ослабления света в воде с использованием концентрации фитопланктона, рассчитываемой модулем биогеохимии океана [4]. Анализ результатов проводился для 30-летнего климатического периода 1975-2004. По нему были получены климатические значения температуры воды, солености, первичной продукции фитопланктона, температуры воздуха, количества атмосферных осадков и др.

Результаты анализа и сравнения двух указанных расчетов показали, что в зимний климатический период (DJF) использование параметризации ослабления света в воде посредством учета рассчитанной концентрации фитопланктона (расчет INDB) приводит к более низкой ТПО по сравнению с результатами расчета INDJ, где использовался постоянный коэффициент ослабления света. В северной части Аравийского моря это различие достигает 1°C . Исключения составляют районы у юго-западного побережья Индии, северо-западное побережье Индонезии и восточная часть Андаманского моря. В летний муссонный период (JJAS) разница в

ТПО между двумя расчетами еще более выражена, особенно в северной части Аравийского моря и вдоль восточного побережья Индии (рис. 2). Кроме того, ТПО в расчете INDB характеризуется более сильной изменчивостью, со стандартным отклонением ТПО примерно на 0.3°C выше, чем в эксперименте INDJ.

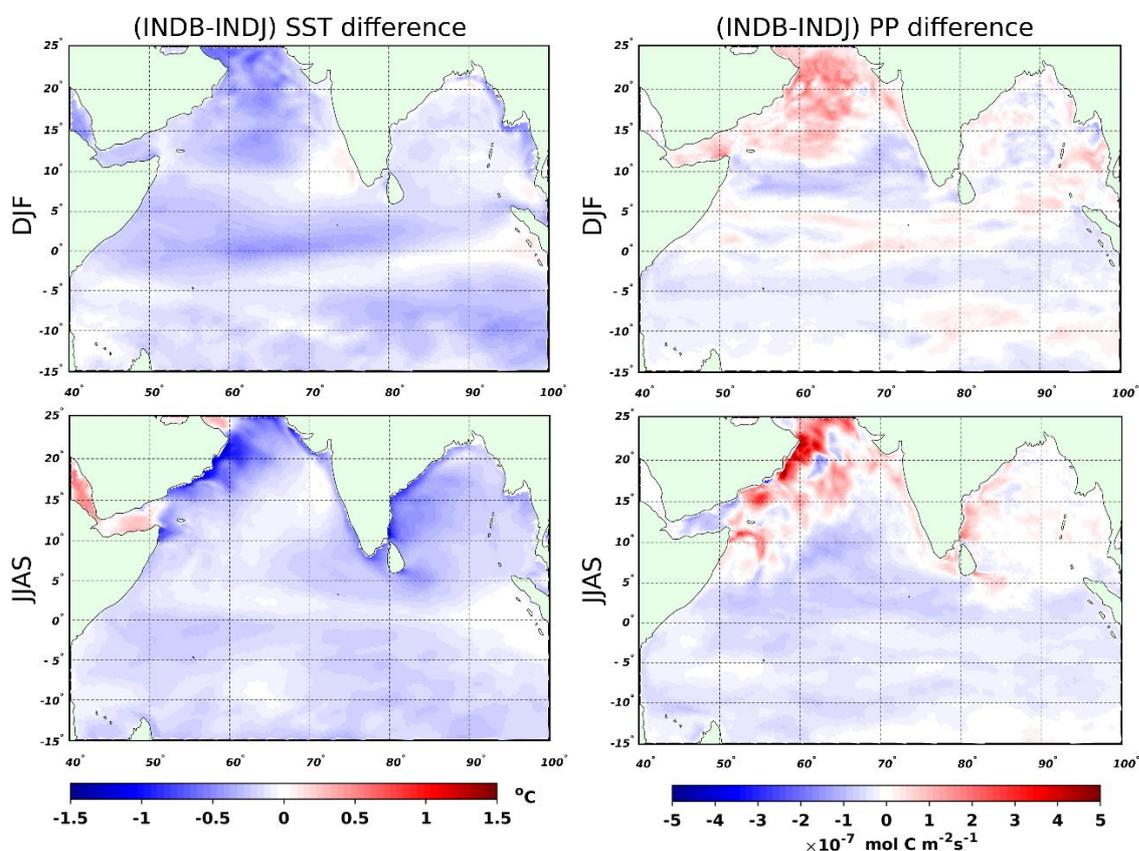


Рис. 2. Пространственное распределение разницы между двумя модельными расчетами (INDB–INDJ) для полей ТПО (слева) и интегральной по глубине первичной продукции фитопланктона (справа). Приводятся результаты для зимнего (DJF) и летнего (JJAS) муссонных периодов. Результаты расчетов осреднены за климатический период 1975-2004 гг.

На рис. 2 также представлено пространственное распределение разницы в интегральной по глубине первичной продукции фитопланктона между двумя рассматриваемыми численными экспериментами. Видно, что первичная продукция выше в эксперименте INDB во время основных периодов цветения фитопланктона, приходящихся на зимний и летний муссоны (сезоны DJF и JJAS).

Наиболее заметный результат учета в модели влияния обратной связи изменчивости морской биогеохимии на состояние атмосферы заключается в изменении количества атмосферных осадков, особенно в муссонный период (рис. 3).

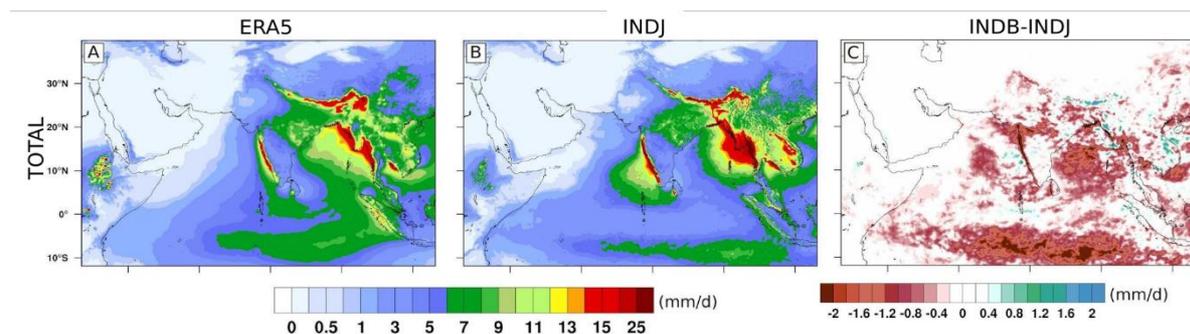


Рис. 3. Распределение суммарных атмосферных осадков в летний муссонный период JJAS (осредненный за климатический период 1975-2004 гг.). Слева – данные реанализа ERA5; центр – результат расчета INDJ с постоянным коэффициентом ослабления света в воде и без обратной связи; справа – разница расчетов (INDB-INDJ).

Опираясь на данные атмосферного реанализа ERA5 как референсные, можно заключить, что учет в используемой модели обратной связи между морской биогеохимией и температурой воды приводит к улучшению результатов моделирования атмосферных осадков. Видно, что по сравнению с расчетом INDJ, в расчете INDB количество осадков вдоль западного побережья Индии уменьшается, равно как и в Бенгальском заливе, что лучше соответствует данным ERA5.

Помимо обозначенных выше изменений в получаемых модельных результатах в полях ТПО, первичной продукции и атмосферных осадков, наблюдаются и соответствующие изменения в полях солености, растворенных биогенов, концентрации хлорофилла-а, толщины верхнего перемешанного слоя. Сравнение последнего, рассчитанного в эксперименте INDB, с имеющимися данными натурных наблюдений, позволяет сказать, что результаты эксперимента INDB с полной обратной связью ближе к наблюдаемым значениям, чем результаты расчета INDJ, где использовался постоянный коэффициент ослабления света в воде.

Таким образом, ключевые последствия включения в модель полной обратной связи между морской биогеохимией и термодинамикой, состоящей в учете влияния меняющегося содержания фитопланктона на ослабление коротковолновой солнечной радиации в воде, включают повышение первичной продукции фитопланктона, уменьшение толщины верхнего перемешанного слоя, уменьшение ТПО и температуры воды в верхних слоях океана, с дальнейшим каскадным воздействием на остальные физические и биогеохимические характеристики океана, в результате чего в некоторой степени меняется и атмосферная динамика. Подробно с результатами описанной работы можно ознакомиться в [5, 6].

Работа выполнялась в рамках государственного задания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (тема № FMWE-2021-0014). Финансовая поддержка осуществлялась Российским Научным Фондом (проект № 19-47-02015) и Департаментом науки и технологий Правительства Индии (грант № DST/INT/RUS/RSF/P-33/G) в рамках совместного проекта «Влияние изменений климата на экстремальные явления в Южной Азии: оценки на основе региональной климатической модели земной системы высокого разрешения».

Литература

1. Sein, D. V., Mikolajewicz, U., Gröger, M., Fast, I., Cabos, W., Pinto, J. G., Hagemann, S., Semmler, T., Izquierdo, A., and Jacob, D.: Regionally coupled atmosphere-ocean sea ice-marine biogeochemistry model ROM: 1. Description and validation, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 7, 268–304, <https://doi.org/10.1002/2014MS000357>, 2015.
2. Jerlov, N. G.: *Marine Optics*, Elsevier Oceanography Series, Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, 230 pp., ISBN 9780080870502, 1976.
3. Paulson, C. A. and Simpson, J. J.: Irradiance Measurements in the Upper Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 7, 952–956, 1977.
4. Gröger, M., Maier-Reimer, E., Mikolajewicz, U., Moll, A., and Sein, D.: NW European shelf under climate warming: implications for open ocean – shelf exchange, primary production, and carbon absorption, *Biogeosciences*, 10, 3767–3792, <https://doi.org/10.5194/bg-10-3767-2013>, 2013.
5. Sein, D.V., Dvornikov, A.Y., Martyanov, S.D., Cabos, W., Ryabchenko, V.A., Gröger, M., Jacob, D., Kumar Mishra, A., Kumar, P., 2022. Indian Ocean marine biogeochemical variability and its feedback on simulated South Asia climate. *Earth Syst. Dynam.* 13, 809–831. <https://doi.org/10.5194/esd-13-809-2022>.
6. Sein D.V., Dvornikov A.Yu., Martyanov S.D., Cabos W., Ryabchenko V.A., Gröger M., Mishra A.K., Kumar P., Gorchakov V.A., 2021. Influence of the water temperature–phytoplankton feedback on the upper layer temperature of the Indian Ocean. *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*. 14, 64-76. <https://doi.org/10.7868/S2073667321040067>.

ОСОБЕННОСТИ ЛЕТНЕЙ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ВОД В ПРОЛИВАХ «КЕРЕТСКОГО АРХИПЕЛАГА»

А.Д.Маховиков, Р.Е.Смагин

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

FEATURES OF THE SUMMER THERMOHALINE WATER STRUCTURE IN THE STRAITS OF THE “KERET ARCHIPELAGO”

A.D. Makhovikov, R.E. Smagin

Saint Petersburg state university, St. Petersburg, Russia

Для губы Кереть и пролива Глубокая Салма, расположенных в Кандалакшском заливе Белого моря рассматривается летняя термохалинная структура, с учётом влияния приливных процессов.

For the Keret Bay and the Deep Salma Strait located in the Kandalaksha Bay (White Sea), the summer thermohaline structure and its features taking into account the influence of tidal processes.

Гидрологический режим Белого моря во многом определяется водообменом с Баренцевым морем и приливными процессами, проявляющимися, в частности, в заметных колебаниях уровня. Берега Кандалакшского залива Белого моря имеют изрезанную береговую линию, вследствие чего, здесь имеется большое количество островов и проливов между ними. Важную роль в формировании гидрологии вод отдельных районов Кандалакшского залива играет пресный сток различных рек и ручьёв, расположенных как на материковой части, так и на островах. Одной из крупных рек, впадающих в Кандалакшский залив Белого моря, является река Кереть. Река незарегулирована, а среднегодовой расход Керети составляет около $22,6 \text{ м}^3/\text{с}$ [1]. Из-за относительно высоких значений стока пресные воды распространяются на устьевое взморье (Большой Керетский рейд, пролив Сухая Салма), постепенно перемешиваясь там с морскими водами.

Ранее в данном районе проводились океанологические и гидробиологические работы [2], а для выяснения особенностей термохалинной структуры в 2022г. было намечено выполнить серию океанологических измерений в губе Кереть и проливах Керетского архипелага. Океанологическая съёмка в губе Кереть была проведена 21.07.2022 (18:00 – 20:00), в начале фазы прилива. Измерения охватили губу Кереть (от устья реки до выхода в море), систему пролив Подпахта с губой Лебяжья и мористый район с частью пролива Сухая Салма (рис. 1):



Рис. 1. Места проведения измерений в губе Кереть и прилегающей акватории (21.07.2022, 18:00 – 20:00)

В устье реки на поверхности доминируют пресные и распреснённые воды, но в сторону моря их солёность постепенно возрастает (Рис.2):

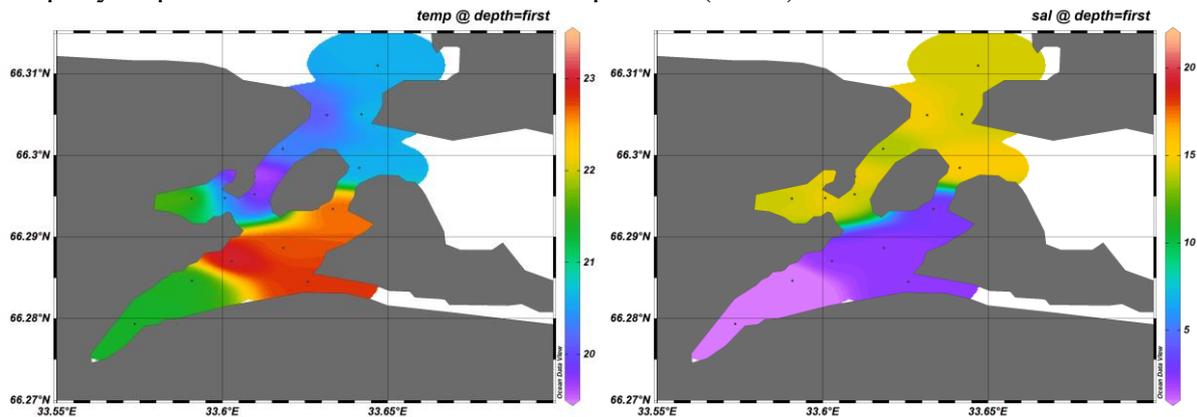


Рис. 2. Пространственное распределение температуры [°C] (слева) и солёности [psu] (справа) на поверхности в губе Кереть (21.07.2022, 18:00 –20:00).

В губе Кереть, вблизи устья, располагаются пресные воды с температурой 21.5°C. В центральной части губы вода осолоняется до 5 psu, а температура составляет 23°C. В системе Подпахта-губа Лебяжья температура в поверхностном слое колеблется от 19.5°C до 20.5°C, причём со стороны моря вода более холодная, нежели в губе Лебяжьей. Солёность вод в Подпахте и губе Лебяжьей составляет 15 psu, что близко к её значениям в открытом море. На выходе из губы Кереть температура понижается, а солёность возрастает. На южном входе в пролив Подпахта температура также уменьшается, а солёность растёт, что можно объяснить наличием каменистой перемычки, осыхающей на время отлива и препятствующей свободному водообмену с устьем Керети.

Таким образом, можно утверждать, что в данном районе наблюдаются участки с выраженным горизонтальным градиентом температуры и солёности - гидрофронты, где наблюдается резкий переход от распреснённых вод к морским.

Распределение поля солёности на глубинах 1 м и 2 м в губе Кереть выглядит следующим образом (рис.3):

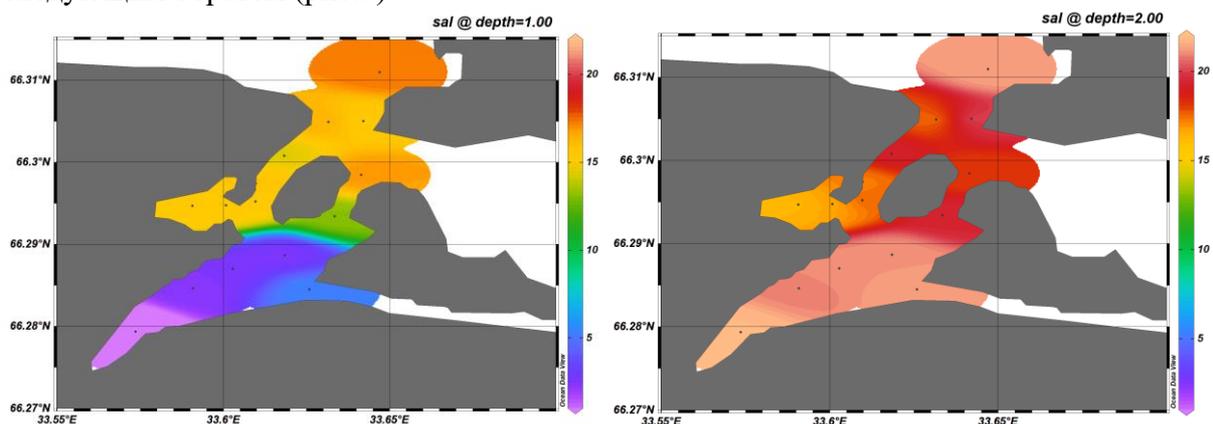


Рис. 3. Пространственное распределение солёности [psu] на глубинах 1м (слева) и 2м (справа) в губе Кереть (21.07.2022 18:00 – 21.07.2022 20:00).

В подповерхностном слое (1 м) распределение поля солёности во многом схоже с поверхностью. Но солёность в устье реки увеличивается до 5-6 psu, в центральной части губы составляет около 10 psu, а в Подпахте и губе Лебяжьей 15 psu. Поверхностный гидрофронт, наблюдающийся на выходе из губы Кереть в море, в подповерхностном слое смещается в юго-западном направлении (в сторону устья).

В слое около 2 м значения солёности в губе Кереть высоки и распределены более равномерно, от 21 psu в устье до 20 psu в сторону моря. В Подпахте и губе Лебяжьей в

этом слое солёность меньше и составляет 17 psu. Зато на выходе из керетских проливов в море солёность в слое около 2м ниже, чем в губе Кереть и равна 19 psu. В этом слое вышеупомянутый гидрофронт занимает стабильное положение.

Океанологические работы в мористой части Керетского архипелага охватывали район пролива Глубокая Салма, где влияние речных вод в летний сезон практически незаметно. Измерения проводились в конце фазы прилива. (рис. 4):

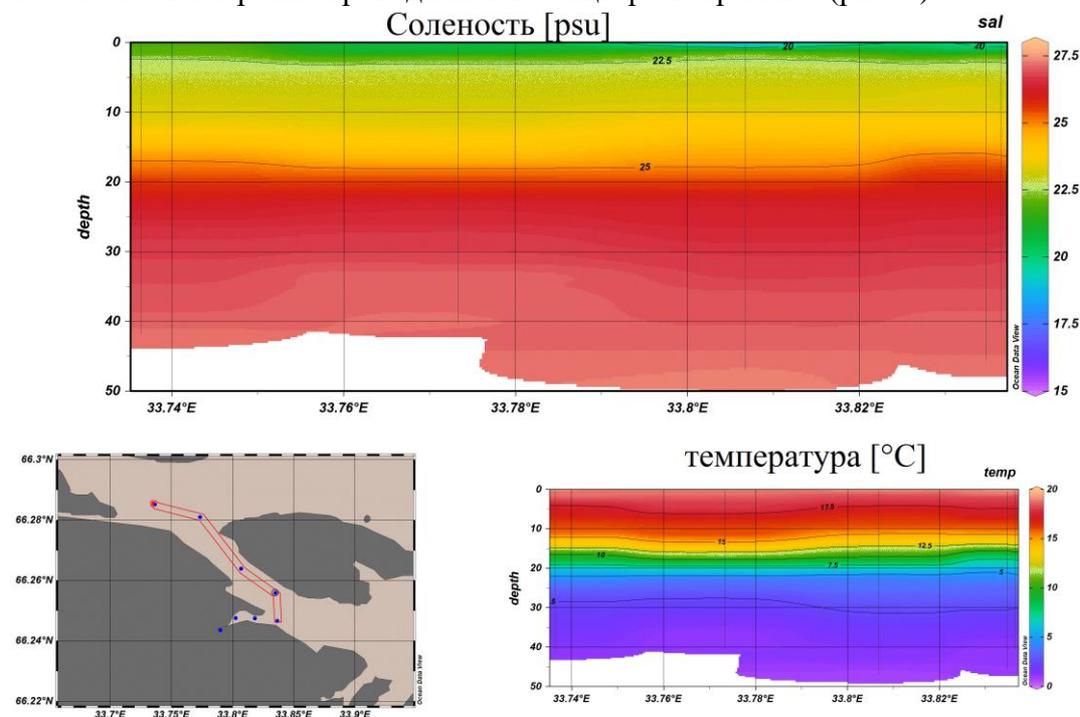


Рис. 4. Пространственное распределение солёности [psu] (сверху) и температуры [°C] (снизу) в проливе Глубокая Салма (25.07.2022)

На рис. 4 представлено пространственное распределение солёности и температуры в проливе Глубокая Салма, расположенного восточнее устьевой области р. Кереть. Данный пролив лежит между островом Пезостров и материком. В его юго-восточной части находится небольшой залив – губа Летняя, куда впадает р. Летняя. Однако её сток мал и не влияет на распределение температуры и солёности в Глубокой Салме.

В летний сезон воды в проливе Глубокая Салма хорошо стратифицированы. Можно выделить верхний перемешанный слой (0-10 м) со значениями температуры около 17-18°C и 20-22 psu. Глубже, в слое 12-18 м чётко выражен термоклин (температура понижается с 15°C до 6°C). В поверхностном слое солёность колеблется от 20 psu до 23 psu. Галоклин имеет размытый характер, и в слое от 10 м до 20 м солёность изменяется с 23 psu до 25 psu. Глубже 20 м лежат холодные (<5°C) и солёные (>26 psu) воды. [3]

Поле плотности в целом соответствует типичной летней устойчивой стратификации вод в этом районе Белого моря (рис.5):

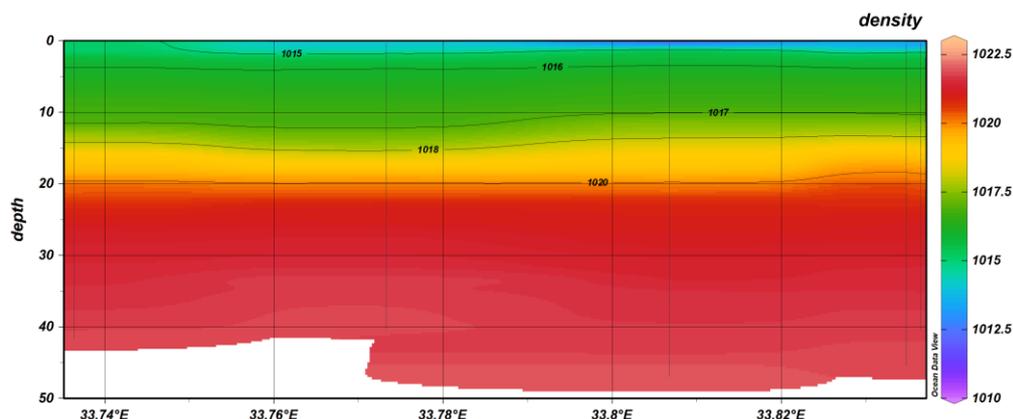


Рис. 5. Пространственное распределение плотности в проливе Глубокая Салма (25.07.2022)

Хорошо видно, что по сравнению с западной частью пролива (ближе к устью р. Кереть) в центральной и восточной части пролива на поверхности находятся менее плотные воды, занимающие небольшой слой не более 2 м. Это связано с тем, что в день измерений верхний слой в этом месте был подвержен активному ветровому перемешиванию, а центральный и восточный участок Глубокой Салмы был прикрыт Пешостровом от восточного ветра. Глубже (примерно до глубины 20 м) плотность закономерно увеличивается до 1020 кг/м^3 , и в слое 15-20 м располагается выраженный пикноклин. Под ним лежат воды с примерно одинаковыми значениями плотности выше 1020 кг/м^3 .

Выводы

В 2022г. получены важные сведения о термогалинной структуре вод в губе Кереть и проливах Керестского архипелага, относящиеся к середине и второй половине летнего сезона. Выявлена сложная вертикальная структура поля солёности в губе Кереть. Определено локальное расположение гидрофронт, разделяющих распреснённые и солёные воды в проливах, соединяющих губу Кереть с морем. Воды пролива Глубокая Салма летом стратифицированы и определенное влияние на термохалинную структуру вод оказывает ветровое перемешивание.

Литература

1. Бобров Н.Ю., Крылов С.С., Пряхина Г.В., Фёдорова И.В., Смагин Р.Е., Дмитриев В.В. Георадиолокационные исследования галоклина в устьевой зоне реки Кереть. «Географические и геоэкологические аспекты развития природы и общества». Сборник научных статей по материалам отчётных научно-практических конференций 2006-2007 гг. Санкт-Петербург. 2008. С.357-372.
2. Иванов М. В., Маховиков А. Д., Смагин Р. Е. Особенности гидрологии пролива Сухая Салма Белого моря. Труды 3-й Всероссийской конференции: Гидрометеорология и экология, достижения и перспективы развития. Санкт-Петербург: Химиздат. С. 599-603
3. Маховиков А. Д., Смагин Р. Е. Изменчивость термохалинного режима в проливе Глубокая Салма (Белое море). XIV Всероссийская конференция с международным участием "Проблемы изучения, рационального использования и охраны природных ресурсов Белого моря": Сборник тезисов. Зоологический институт РАН. С. 34

СПЕЦИФИКА ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ МАРГИНАЛЬНОГО ФИЛЬТРА В МЕЗОПРИЛИВНЫХ УСТЬЯХ РЕК АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ РОССИИ

Мискевич И.В., Котова Е.И.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия.

Северный (Арктический) федеральный университет, г. Архангельск, Россия.

THE SPECIFICS OF THE FORMATION OF THE MARGINAL FILTER STRUCTURE IN THE MESOTIDAL ESTUARIES OF THE ARCTIC RIVERS ZONES OF RUSSIA

Miskevich I.V., Kotova E.I.

P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
Northern (Arctic) Federal University, Arkhangelsk, Russia.

Рассмотрена специфика формирования геоэкологических процессов в мезоприливных устьях рек Белого и Баренцева морей в рамках модели маргинального фильтра академика Лисицына А.П. Выявлено, что в устьях малых, средних и больших рек его структура заметно различается. В эстуариях малых рек пространственная схема чередования всех трех ступеней маргинального фильтра может меняться, что не отмечается в мезоприливных устьях средних и больших рек. В устьевой области средней реки при наличии мелководного устьевого взморья биологическая ступень вытесняется на морской участок с глубинами более 15-20 метров и соленостью, типичной для открытой акватории моря. В мезоприливном устье большой реки геохимические процессы в основном русле водотока и на прилегающем прибрежном участке при наличии обширной приливной осушки могут иметь существенные различия.

The specifics of the formation of geoecological processes in the mesotidal estuaries of the White and Barents Seas are considered within the framework of the marginal filter model of academician Lisitsin A.P. It is revealed that its structure differs markedly in the mouths of small, medium and large rivers. In the estuaries of small rivers, the spatial pattern of alternation of all three stages of the marginal filter may change, which is not observed in the mesotidal estuaries of medium and large rivers. In the estuarine region of the middle river, in the presence of a shallow estuarine seashore, the biological stage is displaced to a marine area with depths of more than 15-20 meters and salinity typical of the open sea area. In the mesotidal estuary of a large river, geochemical processes in the main watercourse and in the adjacent coastal area in the presence of extensive tidal drying can have significant differences.

К мезоприливному устьям рек относятся эстуарии, на устьевых взморьях которых в сизигию величина прилива достигает 1,6 метра и более, но не превышает 2,6 метра. Такие водные объекты получили наиболее широкое распространение в Белом море и в юго-восточной части Баренцева моря. Мезоприливные устья рек также могут встречаться в Карском море и море Лаптевых при их расположении в вершинах воронкообразных заливов с осью, направленной по траектории движения приливной волны. Подобная картина, в частности, наблюдается в устье реки Хатанга. В настоящее время их число может возрасти из-за ослабления ледового покрова Северного Ледовитого океана, который заметно уменьшает интенсивность приливных процессов.

Геоэкологические процессы в мезоприливных устьях рек до настоящего времени остаются малоизученными. Исследования, проведенные Северо-Западным отделением Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в 2017-2022 годах в Белом и Баренцевом морях, дают возможность в определенной мере решить поднятую проблему. Использовались результаты полевых работ в устьях рек Онега (большая река), Тамица и Кянда (малые реки) Белого моря и Индига (средняя река) в Баренцевом море. Градация рек дана по ГОСТ 19179-73 «Гидрология суши. Термины и определения».

Вышеупомянутые процессы рассматривались в рамках модели маргинального фильтра, предложенной академиком Лисициным А.П. Согласно этой модели в устьях рек при увеличении солености образуются три последовательные зоны – гравитационная ступень (мутевая «пробка»), коагуляционно-сорбционная ступень и биологическая ступень. В зоне первой ступени наблюдается наибольшая мутность устьевых вод, в зоне второй степени наиболее четко

фиксируются геохимические процессы и в третьей зоне отмечается значительное повышение биомассы гидробионтов и водорослей. Например, в Белом море для устьевой области р. Северной Двины первой зоне соответствует диапазон солености 0,5-5 ‰, второй зоне – 5-20 ‰ и третьей зоне – соленость более 20 ‰ [2].

Результаты проведенных исследований указывают, что структура маргинального фильтра в устьях малых рек при наличии отмелого устьевого взморья заметно отличается от такового в устьях больших рек. В первых может меняться пространственная схема чередования всех трех вышеупомянутых ступеней маргинального фильтра [3]. Это, в первую очередь, связано с наличием приливных осушек, ширина которых сопоставима или превышает ширину основного русла водотока в малую воду прилива. Такие осушки обычно покрыты зарослями галофитов, способных обеспечивать приток различных растворимых и нерастворимых веществ, сопоставимый с вкладом речного стока.

Маргинальный фильтр устья средней реки, если ориентироваться на данные исследований эстуария р. Индиги, формируется из «классической» последовательности его трех ступеней, но при наличии мелководного устьевого взморья, его последняя биологическая ступень фактически сдвигается на участок с чисто морскими водами. Он обычно начинается с глубин, превышающих величину прилива и ограничивающих воздействие ветровых волн на донные отложения. Можно предположить, что для рассматриваемого региона это глубины более 15-20 метров. Так, в Индигской губе Баренцева моря на участке впадения в неё р. Индиги биологическая ступень начинает формироваться при солености более 30 ‰. Одновременно здесь было зафиксировано высокое кислородонасыщение лагунных (пойменных) озер (117-144 ‰), тогда как непосредственно в эстуарном водотоке перенасыщение вод кислородом обычно не превышает 100-103 ‰. Озера располагаются на довольно обширных лайдах (заливных морских лугах) в мористой и центральной частях эстуария. Наличие в них вод зон смешения пресных и морских вод при отсутствии деформирующего воздействия ветровых волн и подвижек льда способствует массовому развитию в таких водоемах галофитной растительности. Это, в свою очередь, позволяет формировать в подобных водоемах наиболее высокую биологическую продуктивность солоноватых вод.

В период наблюдений в эстуарии р. Онеги на речной границе устьевого взморья (Онежского залива) были зафиксированы значительные различия между содержанием взвеси в основном русле водотока (16,3-94,7 мг/дм³) и на прибрежном участке, охватывающем зону приливной осушки (77,8-798,5 мг/дм³). Для мезоприливных устьев средних и малых рек такая ситуация не характерна. Значительное содержание взвешенных веществ в мелководной зоне приливной осушки, очевидно, связано с сильным взмучиванием иловых отложений приливыми течениями и ветровым волнением на мелководье приливного взморья реки. Данный процесс в основном русле водотока получает меньшее развитие из-за наличия больших глубин, ослабляющих влияние ветровых волн, и доминирования более крупнодисперсных донных осадков (песка и гравия). Наблюдаемая ситуация позволяет предположить, что в мезоприливных устьях больших рек геохимические процессы в основном русле водотока, не обсыхаемом на малой воде прилива, и на прилегающем прибрежном участке при наличии обширной приливной осушки могут иметь существенные различия.

Здесь следует заметить, что мутьевая «пробка» в устье р. Онеги в летнюю межень ориентировочно формируется в диапазоне 0,2-1,0 ‰. При увеличении солености вод зоны смешения речных и морских вод содержание взвешенных веществ заметно уменьшается, но даже на устьевом взморье оно остается сравнительно высоким (8-10 мг/дм³), учитывая, что в чисто морских водах Онежского залива концентрации взвеси обычно не превышают 1-2 мг/дм³. Можно предположить, что геохимические характеристики мезоприливных устьев больших рек могут заметно отличаться от таковых в микроприливных устьях аналогичных по площади водосбора рек, к которым, в частности, относится р. Северная Двина.

В итоге следует констатировать, что геоэкологические процессы в мезоприливных устьях рек арктической зоны России, в зависимости от площади их водосбора и геоморфологии устьевой

области, могут заметно и даже радикально отличаться друг от друга. Они сравнительно мало исследованы и требуется дальнейшее их изучение, особенно в восточном секторе Баренцева моря и в Карском море, где мощное развитие получает хозяйственная деятельность по освоению месторождений нефти, газа и ряда металлов. Это необходимо учитывать при проведении прикладных исследований рассматриваемых водных объектов. В частности, отсутствие из-за их гидродинамических характеристик условий для формирования повышенной биопродуктивности морских вод на устьевых взморьях средних и больших рек с величиной сизигийного прилива более 1,6 метра позволяет рекомендовать их участки для размещения зон дампинга грунта и сброса сточных вод.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме «Современные и древние донные осадки и взвесь Мирового океана – геологическая летопись изменений среды и климата: рассеянное осадочное вещество и донные осадки морей России, Атлантического, Тихого и Северного Ледовитого океанов - литологические, геохимические и микропалеонтологические исследования; изучение загрязнений, палеообстановок и процессов в маргинальных фильтрах рек» № FMWE-2021-0006. Полевые исследования в эстуарии р. Индиги были проведены при финансовой поддержке Гранта № 297-Г от 10.02.2022 г., выделенного АНО «Экспертный Центр – Проектный Офис Развития Арктики (ПОРА)».

Литература

1. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735-747.
2. Шевченко В.П., Филиппов А.С., Новигатский А.Н., Гордеев В.В., Горюнова Н.В., Демина Л.Л. Рассеянное осадочное вещество пресноводных и морских льдов // Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера / Отв. ред. Лисицын А.П., ред. Немировская И.А. М.: Научный мир, 2012. С. 169–200.
3. Мискевич И.В., Коробов В.Б., Мосеев Д.С. Специфика формирования маргинальных фильтров в приливных устьях рек арктических морей // Океанология. 2021. Том 61. № 1. С.141-146.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГДАНЬСКОЙ ВПАДИНЫ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Г.С. Михневич¹, В.А. Кречик², А.В. Крек², А.Р. Данченков²

¹Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, РФ

²Институт океанологии РАН им. П.П. Ширшова, Москва, РФ

REGIONAL FEATURES OF THE CHEMICAL COMPOSITION OF THE SURFACE LAYER OF BOTTOM SEDIMENTS OF THE GDANSK DEPRESSION OF THE BALTIC SEA

G.S. Mikhnevich¹, V.A. Krechik², A.V. Krek², A.R. Danchenkov²

¹Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia,

²Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Приведены данные об особенностях химического состава отложений на трех участках дна Гданьской впадины. Выявленные различия обусловлены спецификой геологического строения, в т.ч., вероятно наличием субмаринной разгрузки.

Data on the features of the chemical composition of sediments in three sections of the bottom of the Gdansk basin are presented. The revealed differences are due to the specifics of the geological structure, including, probably, the presence of submarine discharge.

Введение. Седиментогенез в Балтийском море характеризуется высокой терригенной составляющей и включает накопление и дальнейшее преобразование осадочного материала. Механизм накопления донных осадков в Гданьской впадине связан, в основном, с гравитационным осаждением взвешенного вещества. Этот процесс формирует основные закономерности распределения осадков. Постседиментационные процессы определяют разнообразие геохимических характеристик донных отложений. Основные постседиментационные изменения в условиях молодой осадочной толщи связаны с процессом восстановительного диагенеза, проявляющимся в формировании аутигенных минералов, а также с влиянием потока вещества (газов и подземных вод), идущего из недр [1]. В работе рассмотрены особенности химического состава донных отложений различных частей Гданьской впадины, формирование которых, предположительно, связано с влиянием разгрузки флюидов.

Материалы и методы. Использованы данные о химическом составе проб донных отложений, отобранных в 37 рейсе НИС «Академик Николай Страхов». Станции отбора проб сосредоточены на 3-х разрезах, расположенных на участках с различными геолого-геоморфологическими условиям (рис. 1). Содержание элементов в исследуемых пробах донных отложений определялось в Лаборатории Атлантического отделения Института океанологии по стандартным методикам.

Результаты. Участок 1 (ст. 37030-37036, 37056, 37057, рис. 1). Химический состав поверхностного слоя осадков на участке 1 охарактеризован по разрезу, выполненному в диагональном направлении через зону газонасыщенных осадков (ГНО) с северо-запада на юго-восток (рис. 1). Разрез представлен 7 станциями (37030-37036), на которых был произведен отбор проб поверхностного слоя донных отложений (0-5 см) и 2 станциями (37056 и 37057), на которых отбирались колонки отложений. Перепад глубин по разрезу составляет 11,8 м (81-92,8 м). Длина профиля 9,3 км, расстояния между станциями отбора проб – 1,3-1,9 км. В зону ГНО попадают станции 37033-37035, 37056 (рис. 1). Близ станции 37033 расположен покмарк (рис. 1), ориентировочно между станциями 37034/37056 и 37035 (ближе к 37056) – разлом.

На графике видно, что зона ГНО характеризуется увеличением содержания Fe до 5% и более. Зона разлома характеризуется уменьшением концентрации элемента до 3,7% (рис. 2). В пределах ГНО содержание Na уменьшается с 2,63 до 2,15%, Ca - с 1,43 до 1,03% (рис. 2); на пограничных станциях содержание Na резко увеличивается; в то же время зона ст. 37056 (разлом) характеризуется локальным увеличением концентрации Na до 2,5% и значительным резким скачком Ca – до 2,4% (рис. 2). Концентрации Na и Ca имеют взаимную корреляцию (0,7), что может свидетельствовать об общем источнике этих элементов. Концентрация Ca имеет обратную связь с Mg (корреляция -0,7); в общих чертах в периферической части газонасыщенных илов концентрация Mg составляет 1,3-1,4%, в то время как центральная зона ГНО характеризуется уменьшением содержания Mg до 1,2-1,3%, а зоне разлома и до 1% (рис. 2). График содержания K характеризуется небольшим увеличением его значений в зоне ГНО (с 2,4 до 2,5%) и падением в зоне разлома до 1,7% (рис. 2).

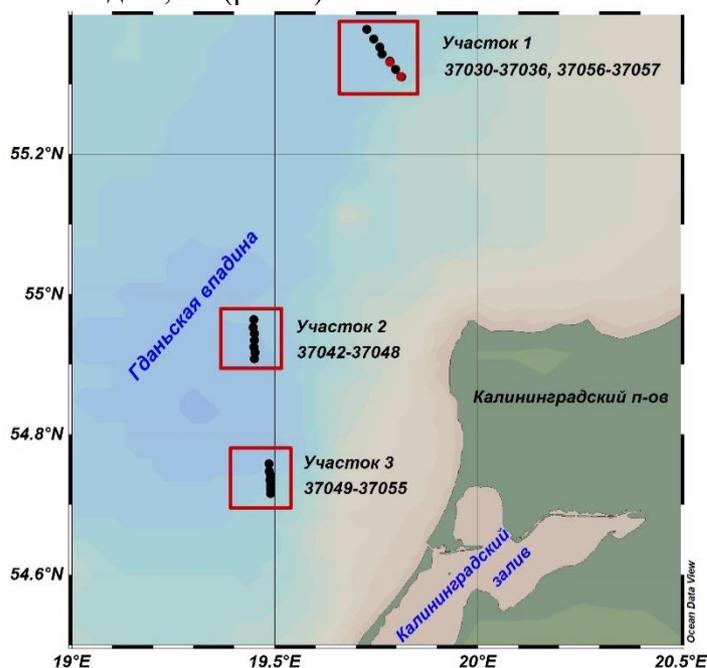


Рис. Карта отбора проб донных отложений

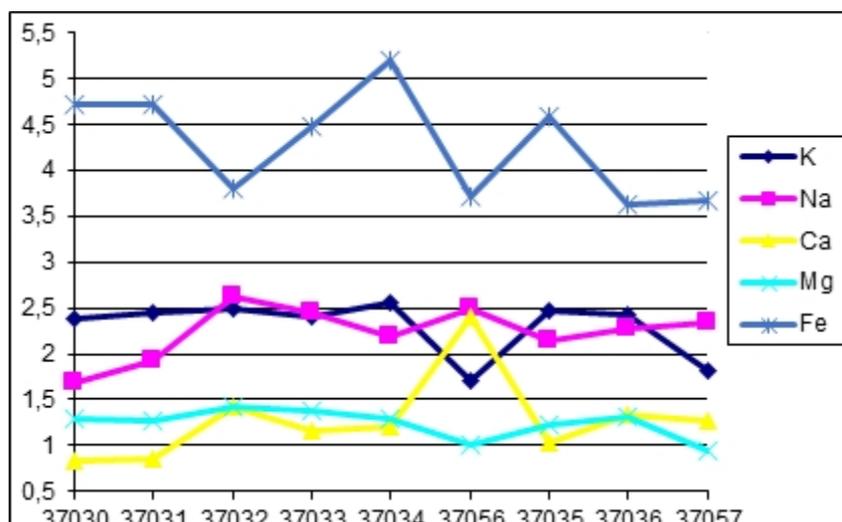


Рис. 2 – Распределение концентраций Fe, K, Na, Mg, Ca (%) в донных отложений по разрезу на участке 1. Станции 37033-37035, 37056 расположены в области ГНО (станция 37033 расположена близ покмарка, станция 37056 расположена в поле ГНО близ

разлома)

Участок 2 (ст. 37042-37048, рис. 1). Станции разреза расположены в восточной части Гданьской впадины на продолжении Бакалинской зоны разломов в пределах слабо изменяющихся глубин дна (98,3-99,1 м). Длина профиля составляет 6,3 км; станции расположены друг от друга на расстоянии около 1 км. Ориентировочно близ ст. 37045 расположен разлом.

Наблюдаются изменения концентрации Fe в пределах 3,9-5,1% (рис. 3). В зоне, прилегающей к разлому (положение показано ориентировочно) содержание Fe локально уменьшается до 4,7%. В отношении других макрокомпонентов наблюдаются следующие особенности:

- локальный рост Na со значения 1,9 до 2,1-2,2% в районе разлома (максимальные значения фиксируются в южной части профиля до 2,2%);
- в районе разлома фиксируется уменьшение концентрации Ca и Mg; в целом наблюдается похожие распределения Ca и Mg по профилю (корреляция 0,7); Ca принимает минимальное значение (1%) на разломе и в южной части профиля, максимальное – в северной части профиля (1,3%);
- минимальное значение Mg (1,2%) фиксируется на разломе и в южной части профиля (1,3%), максимальные – в северной части профиля (до 1,5%) (рис. 3);
- минимальные значения K наблюдаются близ разлома.

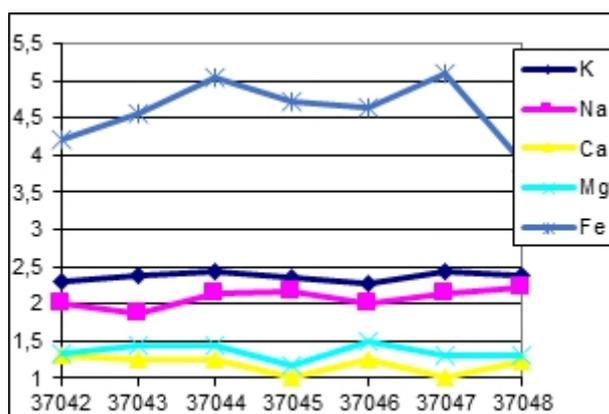


Рисунок 3 – Распределение концентраций Fe, K, Na, Mg, Ca (%) в донных отложениях по разрезу на участке 2. Станция 37045, расположена близ разлома

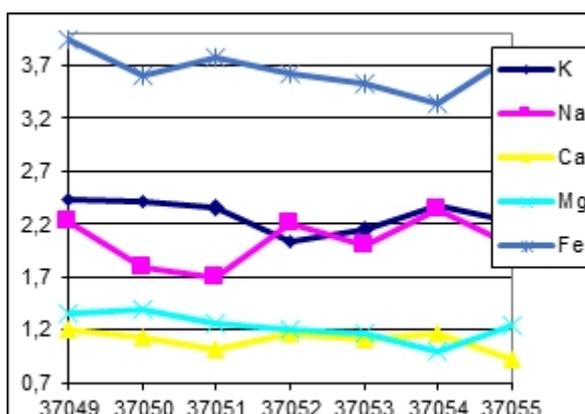


Рисунок 4 – Распределение концентраций Fe, K, Na, Mg, Ca (%) в донных отложениях по разрезу на участке 3. Станции 37052 и 37054 расположены близ разломов

Участок 3 (ст. 37049-37055, рис. 1). Разрез полностью расположен в поле ГНО в глубоководной, юго-восточной, части Гданьской впадины на продолжении Прегольской зоны разломов. Глубины по профилю составляют 88,3-93,9 м. Длина профиля – 4,8 км, расстояние между станциями варьирует от 600 до 1200 м. Ориентировочно близ станции 37051 и 37053 проходят линии разломов. Они же предполагаются и на основе анализа рельефа дна близ ст. 37052 и 37054 (резкое увеличение уклона поверхности между ст. 37052-37053 и ст. 37054-37055).

Концентрации Fe изменяются в пределах 3,35-3,95% (рис. 4). Близ разлома (ст. 37054) наблюдается падение значений. Макрокомпоненты:

- концентрации Na имеет локальные увеличения близ разломов (до 2,2-2,3%) и в северной части профиля (2,2%) (рис. 4);
- Ca имеет подобное распределение значений с максимумами близ разломов и в северной части разлома; коэффициент корреляции между Na и Ca – 0,6;
- концентрация K имеет неоднозначные тенденции близ разломов – увеличение до 2,4%

близ ст. 37054 и уменьшение до 2% близ ст. 37052;

- на ст. 37052 отмечается превышение концентрации Na над K, отмечавшееся ранее только на профиле участка 1 близ границы ГНО (ст. 37032) и в зоне разлома (ст. 37056) (рис. 4).

- Mg демонстрирует уменьшение содержания до 1% близ разлома (ст. 37054); к северу и к югу наблюдается постепенный рост значений до 1,2-1,4% (рис. 4);

- на ст. 37054 впервые наблюдалось избыточное значение Ca по отношению к Mg (как правило концентрации Mg имеют большие значения по сравнению с Ca, как и в морских придонных водах; только близ границ покмарка на участке 1 фиксировались равные значения этих элементов, а в зоне разлома – явное преобладание Ca над Mg).

Особенности состава донных отложений. Сравнение условий на трех геохимических профилях выявило некоторые особенности в содержании макрокомпонентов. На участке 1 с покмарком зафиксированы максимальные средние значения Na и Ca. Эти данные хорошо согласуются с ранее полученным результатам, согласно которым содержание макроэлементов (K, Na, Ca, Mg) в колонках 37056 и 37057, расположенных в зоне разлома и покмарка, было выше, чем в фоновых колонках (K и Na на 20%, Ca и Mg – на 46%) [2,3]. Участок 2 характеризуется прежде всего максимальными средними значениями Fe, Mg и K, а также микроэлементов. На участке 3 большинство элементов принимали минимальные средние значения.

Исследования зон разломов показали, что экстремальные (максимальные и минимальные) значения содержания элементов маркеров разгрузки подземных вод (K, Na, Ca, Mg) были отмечены на северном участке 1, характеризующемся наличием ГНО и покмарков, т.е. наиболее дифференцированными условиями. На участке 1 обнаружены покмарки вытянутой вдоль склона формы, длиной 2,3-3,7 км и относительной глубиной до 3 м, что относит их к стареющим и неактивным [4]. Покмарки и акустическая аномалия расположены над системой разломов. Согласно [1], разрывные нарушения, простирающиеся в зоне акустических аномалий северо-восточной части Гданьской впадины, сочленяются со структурным уступом верхнего мела. Корни аномалий уходят в триасово-юрские отложения, в которой регистрируются подводящие каналы, часто заканчивающиеся в голоценовых отложениях «газовыми подушками». На участке 1 были обнаружены признаки поступления по таким трещиноватым каналам совместно с газом подземных вод [3]. В районе участка 1 можно ожидать разгрузку оксфорд-титонского водоносного горизонта [5]. Оксфорд-титонские хлоридные натриевые воды характеризуются высокой минерализацией (12-15 г/л). В ионном составе подземных вод по сравнению с морской водой значительно содержится больше кальция и натрия. Участок 3, имеет много общего и в геологических условиях (разлом, ГНО) и в поведении элементов в районе разлома, однако располагается в поле развития апт-сеноманского водоносного горизонта, как и участок 2. Воды этого горизонта характеризуется невысокой минерализацией (2-4 г/л), по составу гидрокарбонатно-хлоридные, натриевые. Как показали недавние исследования, подобного типа воды разгружаются в южной части Гданьской впадины в пределах польской ИЭЗ на глубине около 88 м [6]. Субмаринная разгрузка там сопряжена с покмарком и оба флюида (подземные воды и газ) используют один канал подъема, происхождение которого связывается с разрывными дислокациями.

Выводы. По геохимическим признакам имеются основания предполагать, что на участке 1, близ ст. 37056 происходит разгрузка подземных вод оксфорд-титонского горизонта. Об этом свидетельствуют аномальные значения концентрации Ca и Na в поверхностном слое осадков, а также особенности вертикального распределения этих элементов, выявленные в колонке 37056. Сочетание этих аномалий с высокими значениями хлора и кальция в придонных водах на участке 1, наличием разрывных дислокаций и активной динамикой газовых флюидов говорит в пользу данной гипотезы. Также исходя из особенностей геологического строения и геохимии осадков можно

говорить о наличии признаков разгрузки апт-сеноманских водоносных горизонтов на участке 3, однако для подтверждения этой гипотезы требуется проведение более полного комплекса исследований.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Калининградской области в рамках научного проекта №19-45-390007 р_а.

Литература

1. Блажчишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. - Калининград: Янтарный сказ, 1998. - 160 с.
2. Krek A., Danchenkov A. Mikhnevich G. Morphological and chemical features of submarine groundwater discharge zones in the south-eastern part of the Baltic Sea // Russ. J. Earth. Sci. – 2022. Vol. 22. – Iss. 4. - ES4004. - doi:10.2205/2021ES000776.
3. Krek A., Krechik V., Danchenkov A., Mikhnevich G. The role of fluids in the chemical composition of the upper Holocene sediment layer in the Russian sector of the South-East Baltic // Russian Journal of Earth Sciences - 2020. -Vol. 20. - ES6006. doi:10.2205/2020ES000719.
4. Ulyanova M., Sivkov V., Kanapatskij T., Sigalevich P., Pimenov N. Methane fluxes in the southeastern Baltic Sea // Geo-Mar Lett. - 2012. - V. 5(32). - P. 535-544.
5. Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря / гл. ред. О. В. Петров. - СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. - 78 с.
6. Idczak J. et al. A geophysical, geochemical and microbiological study of a newly discovered pockmark with active gas seepage and submarine groundwater discharge (MET1-BH, central Gulf of Gdansk, southern Baltic Sea) // Science of the Total Environment. -2020. - №742:140306

РАЗЛИЧИЯ ВЛИЯНИЯ ГАЗОВ SO₂ , CO И NO₂ НА ФОРМИРОВАНИЕ PM_{2.5} В ПРИБРЕЖНЫХ И ВНУТРИМАТЕРИКОВЫХ ГОРОДАХ ПРОВИНЦИИ КАНВОНДО, ЮЖНАЯ КОРЕЯ

А.И.Н.Мханна¹, С.В. Габидуллина¹,

¹Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

DIFFERENCES IN THE INFLUENCE OF SO₂, CO AND NO₂ GASES ON THE FORMATION OF PM_{2.5} IN COASTAL AND INTRA-CONTINENTAL CITIES OF GANWON-DO PROVINCE, SOUTH KOREA

A.I. Mkhanna¹, S.V. Gabidullina¹,

¹Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia

Твердые частицы классифицируются на PM₁₀ и PM_{2.5} в зависимости от их диаметра, PM₁₀ — это пыль менее 10/1000 мкм, а PM_{2.5} — пыль менее 2,5/1000 мкм, которые меньше 1/20 ~ 1/30 диаметра волос (около 60 мкм). Твердые частицы представляют собой смесь переносимых по воздуху твердых частиц и капель жидкости. Эти частицы принимают различные формы и размеры, так как испускаются не только естественными источниками, но и различными стационарными или мобильными источниками. PM_{2.5} либо напрямую выбрасываются из таких источников, либо косвенно образуются из таких газов, как SO_x и NO_x. Они усугубляют респираторные заболевания, такие как астма, и ослабляют функции легких. Кроме того, они ухудшают видимость, нарушают метаболизм растений после пребывания на листе и, в частности, вызывают коррозию исторических реликвий или статуй.

Particulate Matter is classified into PM₁₀ and PM_{2.5} depending on their diameters, PM₁₀ is a dust less than 10/1000mm and PM_{2.5} is a dust less than 2.5/1000mm which are smaller than 1/20~1/30 of the hair diameter (about 60 μm). Particulate Matter is a mixture of airborne solid particles and liquid droplets. These particles take various shapes and sizes as they are emitted not only from natural sources, but also from various fixed or mobile sources. PM_{2.5} is either directly emitted from such sources or indirectly generated from gases such as SO_x and NO_x. They aggravate respiratory diseases like asthma and weaken the functions of the lungs. Furthermore, they reduce visibility, disturb the metabolism of plants after remaining on the leaf, and particularly cause the corrosion of historic relics or statues.

Введение

Сейчас активно принимаются меры по сокращению выбросов атмосферных аэрозолей PM. Особенно PM_{2.5}, так как эти частицы являются сильным фактором риска для здоровья. Крупная часть аэрозолей PM₁₀ хоть и влияет на здоровья, однако значительно менее опасное чем более с мелким диаметром. Проблема очевидна: согласно Индексу экологической эффективности (EPI) 2016 года, составленному Йельским и Колумбийским университетами в сотрудничестве со Всемирным экономическим форумом, Южная Корея занимает скромное 173-е место из 180 стран по качеству воздуха. По оценке Организации экономического сотрудничества и развития (ОЭСР), отнесенный Всемирной организацией здравоохранения к канцерогенам группы 1, вызывающим респираторные и сердечно-сосудистые заболевания, загрязнение атмосферного воздуха стало причиной 359 преждевременных смертей на миллион человек в 2010 году в Южной Корее [1]. В провинции Канвондо также наблюдаются высокие концентрации PM_{2.5}.

Таким образом, для увеличения качества жизни населения в городах, необходимо выявлять факторы, влияющие на концентрацию PM_{2.5} в провинции Канвондо и учитывать их при прогнозе загрязнения воздуха и выбора метода снижения загрязнения атмосферы.

Методы

Основная цель этого исследования – Рассчитать коэффициенты корреляции между $PM_{2.5}$ и газами SO_2 , NO_2 , CO , O_3 для прибрежных городов и тех, что находятся в глубине Корейского полуострова, так как концентрация $PM_{2.5}$ коррелирует с временем года влажностью, скоростью ветра и температуры [8]. Данные взяты с территории, находящиеся в зоне антициклона и без осадков. Данные о содержании основных загрязняющих веществ на территории провинции Канвондо за 3 дня получены с сайта <https://www.airkorea.or.kr/web/>.

Данные исследований

Согласно представленной синоптической карте с указанием изобар давления на уровне моря и визуализацией направления и скорости ветра (<https://www.meteoblue.com>) можно сделать вывод, что провинция Канвондо (Gangwon) находится в зоне действия антициклона с 07.11.2022-10.11.2022, также осадков в этот промежуток не наблюдалось. Всего измерений со всех станций 72. Первое измерение было снято 07.11.22 в 24ч следующее было уже в 1ч следующего дня, таким образом данные поступали каждый час. С 2 по 25 измерения были сняты в срок 08.11.22 1ч-24ч и так далее. Со станции D наблюдения были взяты за промежуток 09.11.2022 5ч - 12.11.2022 03ч.

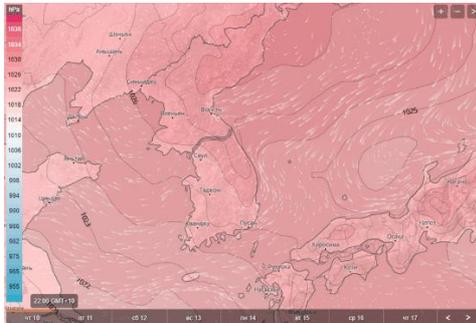


Рисунок 1. Синоптическая карта в районе Корейского полуострова

Теоретические аспекты

Канвондо - провинция в Республике Корея, с административным центром в городе Чхунчхон. Климат муссонный — зимой из-за преобладания континентальных воздушных масс погода относительно сухая и холодная, летом тепло, идут частые дожди. Из-за больших перепадов высот климат в разных частях провинции сильно отличается. Горы Тхэбэксан разделяют провинцию на зону побережья (Йондон) и горную зону (Йонсо). Горный район характеризуется большими перепадами температур в течение суток, средняя температура относительно низкая, высокие горы покрыты снегом, что позволяет размещать на их склонах горнолыжные курорты. Прибрежный район ввиду влияния океана характеризуется более ровным и теплым климатом. Большую часть территории Канвондо занимают горы. Больших равнинных пространств практически нет, самые большие из них — это прибрежные полосы в Канныне, Тонхэ. В окрестностях Чхунчхона, Вонджу и Чхорвона имеются долины различной величины. Хребет Тхэбэк становится ниже к востоку, оставляя равнинным морское побережье провинции. На западе горы Тхэбэк простираются до района Сеула. Значительная часть региона Йонсо занята альпийскими лугами и высокогорными пастбищами.

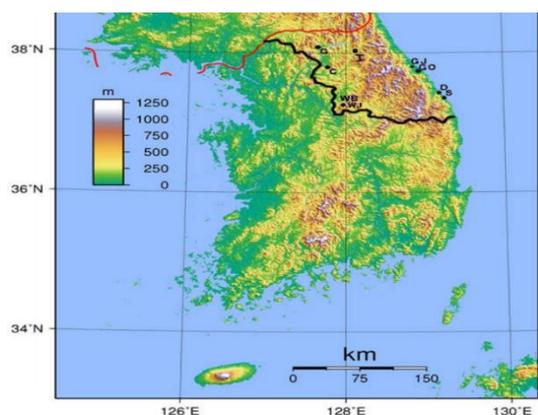


Рисунок 2. Провинция Канвондо и исследуемые города на топографической карте

Исследуемые города зоны Побережья

Каннын (Gangneung-si) - экономический центр Йондона. Имеет крупный научно-промышленный комплекс, включающий горнодобывающие, агропромышленные и предприятия обработки цветных металлов. В городе есть ТЭС.

Береговая линия города Каннын составляет 64,5 км. На западе он граничит с горным хребтом Тхэбэк высотой более 1000 м. Кроме того, леса составляют 80,5%, а рисовые поля 4,9% от общей площади города. Каннын принадлежит к теплому влажному климату (классификация климата Кеппена Cfa). Кроме того, поскольку Каннын обращен к Восточному морю на востоке, он имеет характеристики, близкие к океаническому климату. Станции, предоставившие данные, на территории этого города находятся в районе Jumunjin-eup (GJ) и Okcheon-dong (GO). Jumunjin-eup район примыкающий к морю и имеющий обширную береговую линию, однако имеющий меньшую плотность населения чем центральный Okcheon-dong, который находится не более чем в 3 км от берега. Также в Jumunjin-eup расположены агропромышленные комплексы, что говорит о более сельскохозяйственной направленности района.

Тонхэ (Donghae) - город чуть южнее Каннына. Транспортный узел, в городе находятся два порта. Также развита горнодобывающая, химическая, машиностроительная, целлюлозная отрасли промышленности. На западе ограничен хребтами достигающими высоту 1430 м. Большая часть гор простирается до побережья, образуя морской утес, однако район Cheongon-dong является равниной. 78% общей площади занимают леса. Станция находится в самом густонаселенном районе Cheongon-dong (D).

Самчхок (Samcheok-si) – граничит с городом Тонхэ на севере. Развита горная промышленность лесное и рыбное хозяйство. В городе есть ТЭС. 90% общей площади занимают леса. длина береговой линии – 58,4 км.

На западе расположен горный хребет **Тхэбэк**, образующий ровную плоскую поверхность высотой более 1000 м, а на востоке имеет крутой склон, образующий прибрежную равнину. Станция находится в районе Namyang-dong (S).

Исследуемые города горной зоны

Инджу-уп (Inje-eup) - административный и промышленный центр Инджу-гун, уезда расположенного в северной части Канвондо с горах Тхэбэк. Инджу-гун – это уезд с самой низкой плотностью населения среди основных органов самоуправления Южной Кореи. Более 50% населения занято в сельском хозяйстве. Станция контроля качества воздуха находится в Inje-eup (I). Поскольку это внутренний горный район, он представляет собой внутренний высокогорный климат с резкой разницей температур между летом и зимой, а также днем и ночью, а осадки концентрируются летом, а снегопады зимой. Более 90% общей площади составляют леса, а более 20 территорий находятся выше 800 м над уровнем моря.

Гальмаль-ып (Galmal-eup) - это еур , в котором находится администрация округа в Cheorwon-gun. Это важный транспортный узел, поскольку через него проходит национальная дорога № 43 , ведущая в Сеул. Станция контроля качества воздуха находится в Galmal-eup (G). Cheorwon-gun, представляет собой плато высотой от 200 до 500 м. Этот уезд является лидером производства риса в Канвондо, а также в регионе развито скотоводство.

Чхунчон (Chuncheon-si) - столица провинции Канвондо, граничит с Инджу-гун на востоке. В черте города действует ГЭС, а также развито горное дело, есть агропромышленные комплексы и около 30 предприятий в области электроники, продуктов питания, текстиля, производства металлических машин и оборудования.

Город окружен хребтами гор Тхэбэк на высоте более 1000 м над уровнем моря. Станция, предоставившая данные, расположена в Sinsawu-dong (C) это район, окруженный реками Соян и Букханган , где гармонично сочетаются городские и сельские районы.

Вонджу (Wonju-si) - город в юго-западной части Канвондо. Есть предприятия текстильные, химические, пищевые, машиностроительные, целлюлозные, медицинское и сельскохозяйственное оборудование, однако последнее время город переходит в режим чистого потребления. Является крупной транспортной точкой провинции.

Хребет тянется вдоль юго-восточной границы города, высоты достигают 1300м. Рельеф постепенно спускается к западу, образуя равнинную местность 200-400 м в бассейне реки Вонджу Чхон.

Данные были получены с двух станций в этом городе в одном из самых густонаселенных BangokGwanseol-dong (WB) и меньшим населением Jungang-dong (WJ). Оба района расположены на плато 200-400м.

Результаты исследования и их анализ. Стоит отметить, что на всех территориях основным загрязнителем является PM_{2.5}, как и на территории всей Южной Кореи, что можно объяснить механизмом переноса этой фракции из Китая, наибольшее влияние этого механизма происходит в зимние и весенние месяцы [2]. Сейчас начинается сезон зимних муссонов перенос частиц с стороны Китая, однако территории горной зоны должны быть в меньшей степени подвержены этому, ведь горы служат естественной преградой [3], в то же время способствуют накоплению частиц в бассейне [4].

Таблица 1. Корреляция между PM_{2.5} и основными загрязняющими газами

Гор.	медианы за период						PM _{2.5} / PM ₁₀	r			
	SO ₂ , ppm	CO ppm	O ₃ ppm	NO ₂ ppm	PM ₁₀	PM _{2.5}		SO ₂	CO	O ₃	NO ₂
GJ	0,002	0,4	0,04	0,007	44	23	0,69	0,323	0,549	0,005	0,223
GO	0,003	0,5	0,04	0,01	45	31	0,71	-0,286	0,239	0,199	-0,084
D	0,002	0,4	0,04	0,02	44	24	0,57	-0,082	0,305	-0,192	0,210
S	0,003	0,4	0,04	0,06	28	21	0,72	0,082	0,319	0,082	-0,006
I	0,002	0,3	0,04	0,009	38	22	0,61	-0,126	0,658	0,192	0,082
G	0,003	0,4	0,02	0,01	55	36	0,69	0,241	0,278	0,700	-0,319
C	0,002	0,7	0,02	0,01	55	27	0,56	-0,192	-0,363	-0,110	0,443
WB	0,004	0,6	0,01	0,03	71	50	0,71	0,567	0,670	-0,309	0,337
WJ	0,004	0,6	0,01	0,03	62	39	0,69	0,241	0,278	0,700	-0,319

В городах горного пояса можно наблюдать выраженный суточный ход O₃. Незначимые корреляцию между PM_{2.5} и SO₂, NO₂ в I и G связаны с очень небольшой концентрацией этих газов, что можно объяснить их малой индустриализацией населенных пунктов. Высокий r(PM_{2.5}~CO) в I указывает на то, что основная доля загрязнения приходится на транспорт или энергетику.

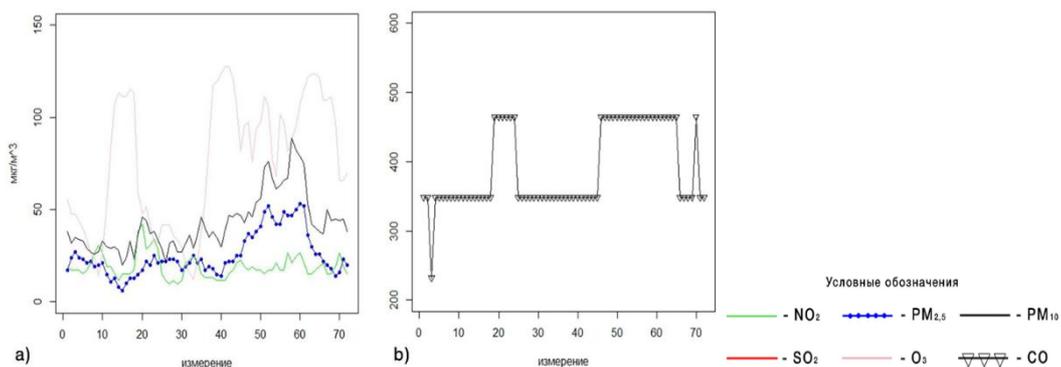


Рисунок 3. а) Временное распределение загрязняющих веществ в I; б) Временное распределение CO в I

В городе G наблюдается необычно высокие концентрации $PM_{2.5}$ и PM_{10} для такой мало урбанизированной территории. Слабый суточный ход $PM_{2.5}$, несмотря на выраженную суточную зависимость атмосферных газов может также указывать на влияние пространственного переноса $PM_{2.5}$ от других источников рис.3(а,б). Значимый и достаточно высокий коэффициент $r(PM_{2.5} \sim O_3)$ говорит о том, что происходит реакция в загрязненном воздухе с участием NO_x и летучих органических соединениях VOCs [5]. Возможно, это говорит о том, что произошел перенос частиц с другой территории и загрязняющие вещества задержались на подветренной стороне склона и результатом фотохимических реакций, происходящих в этом воздухе, является озон.

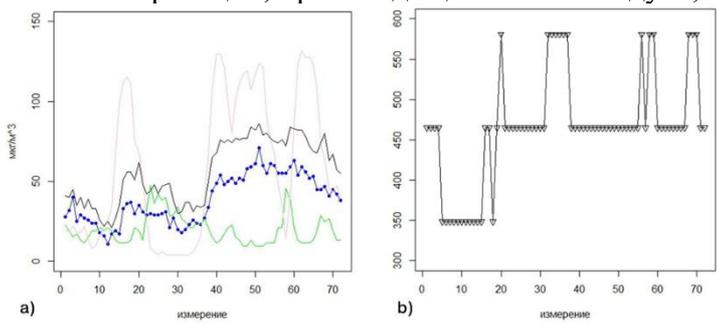


Рисунок 4. а) Временное распределение загрязняющих веществ в G; б) Временное распределение CO в G

В пункте С наблюдается более выраженный суточный ход $PM_{2.5}$ в то время, как график PM_{10} не повторяет пики и падения графика $PM_{2.5}$ что может говорить о другом постоянном источнике PM_{10} . В этой локации также наименьшее отношение $PM_{2.5}/PM_{10}$ среди исследуемых пунктов, что может говорить о природном источнике аэрозоля. Интересно заметить, что $r(PM_{2.5} \sim CO)$ в С небольшой и отрицательный. Так как на протяжении всего срока наблюдений был штиль или тихий ветер (1 м/с), можно предположить, что дело в дополнительном источнике PM_{10} , который влияет на концентрацию мелкодисперсной фракции больше чем CO. Малая корреляция графиков концентрации PM_{10} от O_3 указывает на это же, стандартно эти примеси находятся в обратной зависимости[6]. O_3 хорошо обратно коррелирует с другими загрязнителями в том числе и с $PM_{2.5}$ рис.4(а), что говорит о локальном источнике мелкодисперсных частиц. В районе С в весной северные ветра приносят песчаную пыль из Монгольского плато, которое находится в пустыне Гоби и на северо-востоке Китая, это явление называют Hwang Sa (Желтая пыль). Hwang Sa характеризуются высоким содержанием PM_{10} [8]. В условиях в срок наблюдения: небольшом ветре, средней видимости 6 км, и в условиях антициклона, нельзя утверждать о прямом влиянии песчаной пыли, однако стоило отметить этот факт.

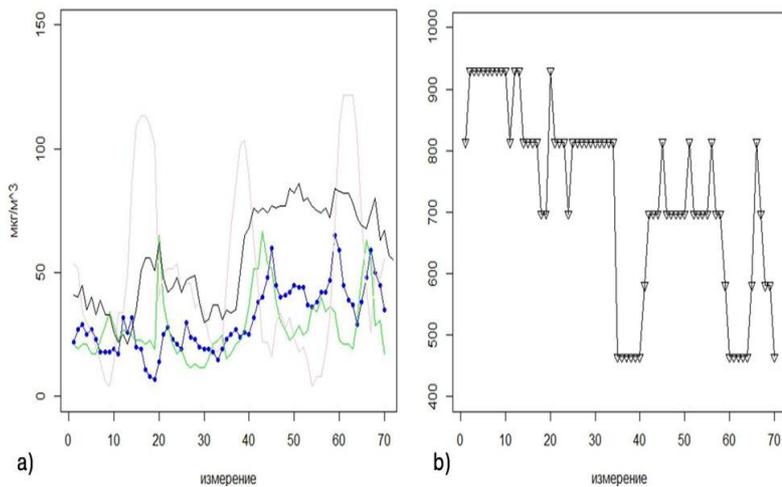


Рисунок 5. а) Временное распределение загрязняющих веществ в С; б) Временное распределение CO в С

На станциях в городе Вонджу можно заметить, что $PM_{2.5}/PM_{10}$ больше в густонаселенном WB тут также высокое содержание $PM_{2.5}$ и хорошие коэффициенты корреляции между $PM_{2.5}$ и SO_2 , CO, а также более высокое содержание PM_{10} . В то время как в районе WJ концентрация $PM_{2.5}$ меньше, однако коэффициент $r(PM_{2.5}\sim O_3)$ очень высок, что может говорить о переносе частиц с более загрязненных районов и скопления их в WJ. Или согласно графики наблюдается более высокое содержание NO_2 в WJ чем в WB и высокий $r(NO_2\sim O_3) = -0.55$, что может говорить о реакциях с NO_x в атмосфере с производством O_3 [5]. Обе станции фиксируют суточных ход всех загрязняющих газов и аэрозолей, что указывает на их антропогенный источник.

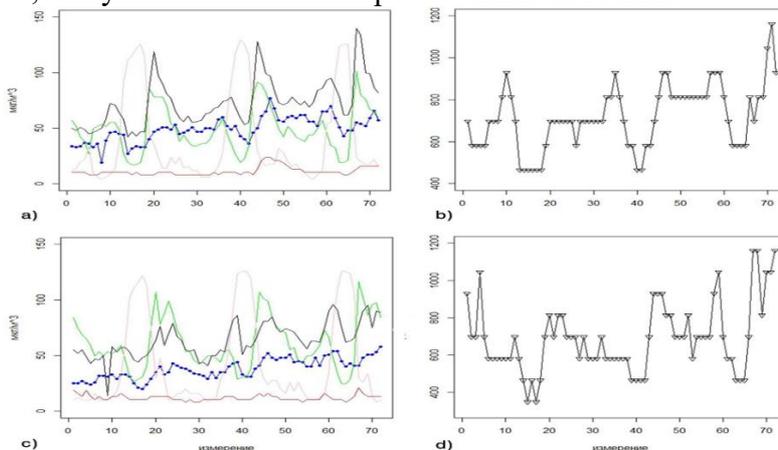


Рисунок 6. а) Временное распределение загрязняющих веществ в WB; б) Временное распределение CO в WB; с) Временное распределение загрязняющих веществ в WJ; д) Временное распределение CO в WJ

Во всех городах Прибрежной зоны суточного хода загрязняющих веществ не наблюдается, ветер в наблюдаемый период времени на этих территориях западный или северо-западный штиль или 2-4 м/с. Стоит также заметить особенность графиков CO: в отличие от графиков горных территорий наблюдаются частые флуктуации, а также высокие пики значений CO на станциях находящихся в непосредственной близости к морю. В S $PM_{2.5}/PM_{10}$ достаточно большое, однако сами концентрации этих аэрозолей не велики. Концентрации O_3 в маленьком городе S больше, чем в крупных городах горного сектора средние значения этого газа в S, WB, С равны соответственно 0.043, 0.023, 0.025. Можно предположить, что это связано с активными реакциями с участием NO_x и VOCs. У побережий еще существует DOC [9], что тоже может оказывать влияние на рост концентрации O_3 . Также высокое значение $PM_{2.5}/PM_{10}$ в S может говорить о переносе частиц $PM_{2.5}$ с других территорий посредством зимнего муссона. В прибрежных городах Кореи фиксируют самые высокие значения $PM_{2.5}$, что связывают с влиянием муссонов

[10]. Коэффициенты корреляции между газами и аэрозолями не значимы или очень малы для S и D, что может объясниться небольшим размером и малой индустриализацией городов.

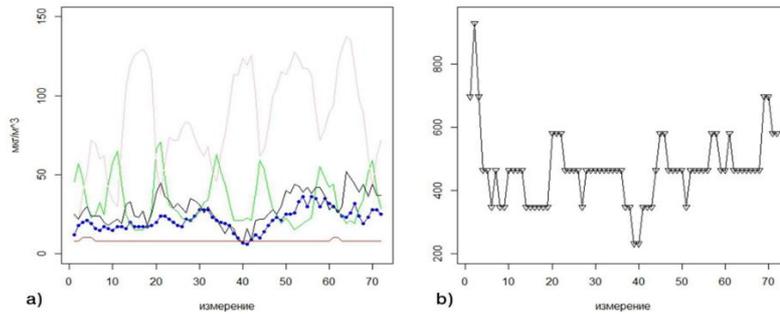


Рисунок 7. а) Временное распределение загрязняющих веществ в S; б) Временное распределение CO в S

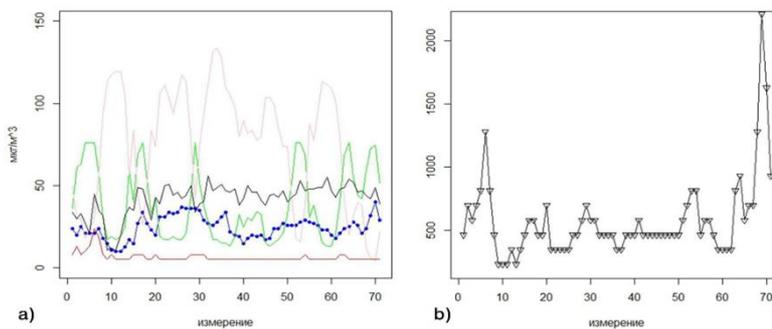


Рисунок 8. а) Временное распределение загрязняющих веществ в D; б) Временное распределение CO в D

Крупный город Каннин имеет слабые коэффициенты корреляции с основными газами в центральном районе города GO, в то время как в менее густонаселенном прибрежном GJ есть хорошая корреляция PM_{2.5} и CO. Учитывая, что средняя концентрация всех измеряемых газов и частиц в GO больше чем в GJ. Отрицательное GO $r(\text{PM}_{2.5} \sim \text{SO}_2)$ можно было бы объяснить механизмом образования сульфатов [7], однако коэффициент имеет небольшое значение по модулю и на рис. 9 (с). Такое различие может быть связано с рельефом поверхности. GJ расположен выше над уровнем моря 20-100 м, в то время как GO находится на равнине и лишь на удалении примыкает к высоким горам. Возможно, частицы с этой территории переносятся ветром к хребту и там скапливаются, поэтому мы не видим значимых коэффициентов. Стоит отметить, что $r(\text{PM}_{2.5} \sim \text{SO}_2)$ значим и подтверждается графиками на рис. 9 (а). В GO и GJ наблюдается хорошая корреляция PM_{2.5} и PM₁₀ в отличие от D и S, что говорит о большем вкладе антропогенных источников в Каннине, чем в небольших городах S и D.

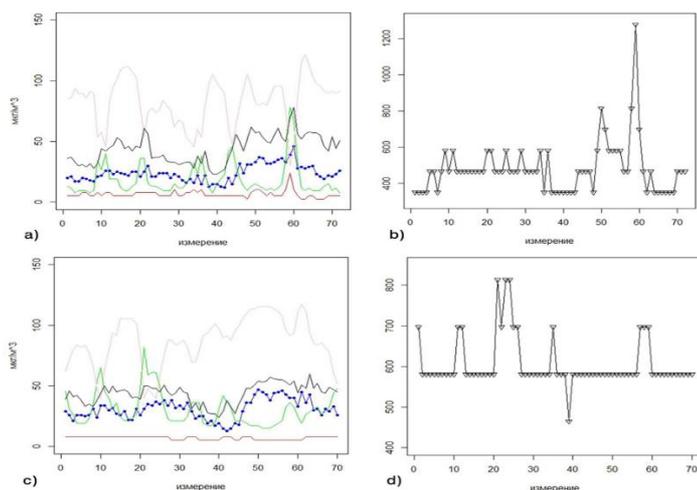


Рисунок 9. а) Временное распределение загрязняющих веществ в GJ; б) Временное распределение CO в GJ; в) Временное распределение загрязняющих веществ в GO; д) Временное распределение CO в GO

Заключение

На основе анализа были получены, что в прибрежных зонах провинции Канвондо не наблюдается заметного суточного хода загрязняющих веществ, но можно выделить значительные флуктуации концентрации, чего не наблюдалось в малонаселенных населенных пунктах горной зоны. Города горной зоны характеризуются более консервативными тенденциями концентрации загрязняющих веществ, в частности CO, значения которых, флуктуируют слабее чем на побережье и наличием более выраженного суточного хода. Стоит отдельно выделить суточный ход O₃, который на побережьях не выражен совсем, в отличие от станций горного пояса.

Литература

- 1- <https://www.oecd.org/env/air-pollution-to-cause-6-9-million-premature-deaths-and-cost-1-gdp-by-2060.htm>
- 2- <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2021.118542>
3. Contribution of Regional PM_{2.5} Transport to Air Pollution Enhanced by Sub-Basin Topography: A Modeling Case over Central China Weiyang Hu, Tianliang Zhao, Yongqing Bai, Lijuan Shen, Xiaoyun Sun and Yao Gu. 2020
4. Dynamics of PM_{2.5} concentrations in Kathmandu Valley, Nepal. Rupak Aryal, Byeong-Kyu Lee, Rahul Karki, Dr. Anup Gurung. 2009
5. https://www.apis.ac.uk/overview/pollutants/overview_o3.htm
6. Na Zhao, Gang Wang, Guohao Li, Jianlei Lang. Trends in Air Pollutant Concentrations and the Impact of Meteorology in Shandong Province, Coastal China, during 2013-2019.
7. Song, C. H., and G. R. Carmichael (2001), A three-dimensional modeling investigation of the evolution processes of dust and sea-salt particles in east Asia, J. Geophys. Res., 106(D16), 18,131
8. J. Herrere Murillo, J. F. Rojas Marin S. Rodriguez Roman R. Garcia Martinez. Sulfate, nitrate and chloride in PM₁₀ in the city of San José, Costa Rica: 2004–2006. *Atmósfera* vol.23 no.1 Ciudad de México ene. 2010
9. Xue Ding, JianhuaQi, Xiangbin Meng. Characteristics and sources of organic carbon in coastal and marine atmospheric particulates over East China. *Atmospheric Research* vol. 228, pp 281-291
10. Contributions of international sources to PM_{2.5} in South Korea <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2021.118542>

ИЗУЧЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ И ЕГО СВЯЗЬ С ИЗМЕНЕНИЕМ КЛИМАТА

А.И.Н.Мханна¹

¹ Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

STUDY OF THE TEMPERATURE REGIME IN THE MURMANSK REGION AND ITS RELATIONSHIP TO CLIMATE CHANGE

A.I. Mkhanna¹

¹Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia

Аннотация. В работе проводится оценки температурного режима Мурманской области и определение его влияния на изменение климата.

Ключевые слова: изменение климат, Мурманская область, оценки влияния температурного режима на изменение климата.

Abstract. The work assesses the temperature regime of the Murmansk region and determines its impact on climate change.

Key words: climate change, Murmansk region, estimates of the effect of temperature regime on climate change.

Введение

Температурный режим – это ключевой фактор определяющий климат. В настоящее время изменение климата одна из важнейших актуальных проблем человечества, так как за последние 100 лет климат стал меняться с большей интенсивностью. На всемирном экономическом форуме в Давосе (Швейцария) в 2020 году впервые было признано, что катастрофические изменения климата и снижение биоразнообразия стали самыми серьезными угрозами для всей планеты. Существуют внешние и внутренние факторы, за счет которых происходит процесс изменения климата [1,2]. Величина Среднегодовой скорости потепления для России, за многолетний период практически не меняется, но межсезонные различия трендов гораздо заметнее, особенно на региональном уровне [3].

Методы

Основная цель работы заключалась в изучение температурного режима Мурманской области и определение его влияния на изменение климата. Для этого будут использованы статистические многолетние данные характеристик погоды Мурманской области. Температура важнейшая метеорологическая характеристика, которая является ключевой в изучении температурного режима. Температура зависит от нескольких факторов. В первую очередь географическое расположение, почти вся территория Мурманской области находится за полярным кругом, отсюда следует что, в общем и целом, температуры невысокие, соответственно лето редко бывает жарким. но при этом зима не самая холодная, температуры редко опускаются до очень низких температур, это связано с адвекцией воздушных масс с моря, оно является большим источником тепла. За счет тепла, приходящего с моря, средняя температура воздуха на Кольском полуострове в зимний сезон значительно превышает среднюю температуру на широтах Кольского полуострова. Вследствие этого, средняя температура воздуха за год во всех район области, по большей мере в районах у северного побережья, оказывается аномально высокой для данных широт. Весной влияние моря на температурный режим снижается, а контрасты температуры на обоих побережьях становятся менее выраженными.

Результаты исследования и их анализ.

В работе были взяты архивные данные средней температуры воздуха по Мурманску, в период с 1936 по 2020 год. Данные температуры были усреднены за каждый год (данные средней температуры воздуха за каждый год

был построен график средней температуры за год в Мурманске, также для большей наглядности построена гистограмма. По графику хода средней температуры за год в Мурманске, были найдены максимальные и минимальные средние значения температуры воздуха за год в период с 1936 по 2020 год. Максимальные температуры воздуха для каждого десятилетия исследуемого периода: 1,3°C в 1943 г., 1,4°C в 1954 г., 1,4°C в 1961 г., 2,3°C в 1974 г., 2,4°C в 1989 г., 1,3°C в 1992 г., 2,1°C в 2005 г., 2,5°C в 2013, 2016 и 2020 годах. Минимальные температуры воздуха для каждого десятилетия исследуемого периода: -1,2°C в 1941 г., -1,9°C в 1955 г., -2,2°C в 1966 г., -1,6°C в 1971 г., -1,7°C в 1985 г., -1,6°C в 1998 г., -0,1°C в 2002 г., 0,6°C в 2019 году. По данным максимумам и минимумам средних температур воздуха, можно сделать следующие выводы: за последние 20 лет, минимальные средние значения температуры стали положительными ($>0^{\circ}\text{C}$), и составляют до 0,6°C, по сравнению с XX веком, когда в каждом десятилетии средние температуры были ниже нуля. По данным максимальных осредненных значений видно, что средняя температура стала выше и стала чаще составлять более 2°C, по сравнению с XX веком. Отсюда следует вывод, что температура постепенно увеличивается

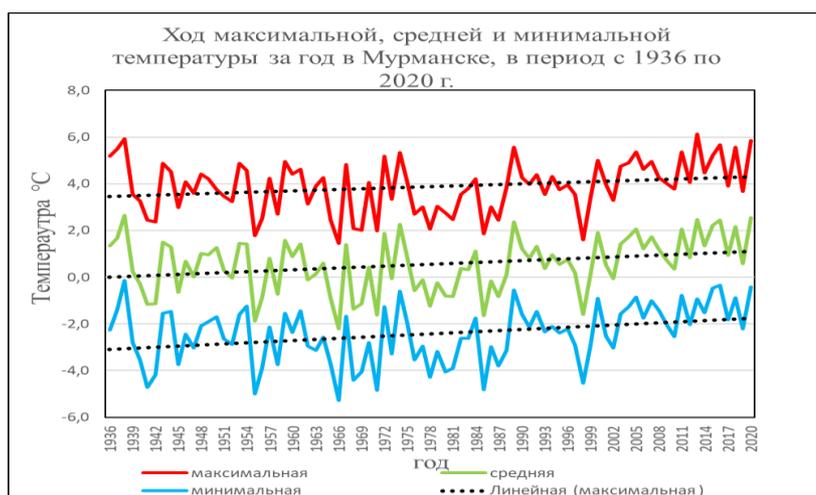


Рисунок 1. График максимальной, средней и минимальной температуры за год в Мурманске в период с 1936 по 2020 гг.

На данном графике хода максимальной, средней и минимальной температуры за год в Мурманске в период с 1936 по 2020 гг., можно отследить какие температурные максимумы были в тот или иной год, или наоборот найти самые холодные года. Линия тренда направлена вверх, что говорит о увеличении средней температуры.

Для большей наглядности была построена гистограмма, которая показывает тенденции увеличения или понижения температуры за каждый месяц. По ней можно сделать вывод, что за период с 2005 по 2021 год, с февраля по сентябрь, происходит повышение средней температуры воздуха, а в январе, октябре, ноябре и декабре, температура имеет тенденцию понижаться. В итоге за последние 16 лет, 8 месяцев в году температура повышается и 4 месяца понижается, соответственно месяцев, когда температура имеет тенденцию повышаться больше в 2 раза, чем когда температура воздуха имеет тенденцию понижаться, отсюда следует вывод что, в общем и целом, температура за последние 16 лет достаточно стремительно повышается.



Рисунок 2. Гистограмма тенденций потепления и похолодания в каждый месяц, за период времени с 2005 по 2021 гг.

Выводы

В результате изучения температурного режима Мурманской области и определение его влияния на изменение климата были сформулированы следующие выводы:

1. Определены основные факторы, метеорологические параметры, которые определяют климат в Мурманской области: температура и влажность воздуха, давление, ветер и осадки.
2. Сформированы базы исходных данных многолетних средних годовых температур воздуха по годам и по месяцам в период с 1936 по 2020 год.
3. В данной работе был изучен температурный режим Мурманской области, для этого использовались многолетние данные средней температуры воздуха с сайта meteo.ru [4] в период времени с 1936 по 2021 год.
4. Проведен анализ и определена интенсивность изменения климата на основе средних значений температуры воздуха за период с 2005 по 2021гг.
5. Проведены расчеты для оценки влияния температурного режима на изменение климата в Мурманской области.

По построенным графикам, показан вековой тренд к потеплению, и сделаны следующие выводы: средняя температура воздуха постепенно увеличивается, соответственно происходит изменение климата, а именно температура на Кольском полуострове становится выше.

Литература

1. Монин А. С., Шишков Ю. А. История климата. — Л.: Гидрометиздат, 1979. — 408 с.
2. Будыко М. И. Изменения климата. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. — 280 с.
3. Второй оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. — М.: Росгидромет, 2014. — 60 с.
4. <https://rp5.ru/>

УРОВЕННЫЙ РЕЖИМ ОЗЕР РАЗНЫХ КЛАССОВ ВОДООБМЕНА

Н.В. Мякишева, Е.В. Головань

ФГБОУ ВО «Российский государственный гидрометеорологический университет»,
г. Санкт-Петербург, Россия

LEVEL REGIME OF LAKES OF DIFFERENT CLASSES OF WATER EXCHANGE

N.V. Myakisheva, E.V. Golovan

Russian State Hydrometeorological University,
St. Petersburg, Russia

В статье приведены обобщенные результаты анализа многолетней изменчивости уровня режима Ладожского озера и озера Ильмень. Выявлены особенности внутригодовой изменчивости уровней озер.

The article presents generalized results of the analysis of the long-term variability of the level regime of Lake Ladoga and Lake Ilmen. The features of intra-annual variability of lake levels are revealed.

Ладожское озеро – крупнейший пресноводный водоём Европы. Его объём составляет 837 км³, площадь зеркала – 17872 км², а максимальная глубина – 237 м. Площадь водосборного бассейна озера достигает 260 тыс. км². В состав бассейна входят такие крупные озёра, как Онежское, Ильмень и Сайма, более 50 тыс. озёр меньшего объёма и около 3500 рек с длиной русла более 10 км. Из Ладожского озера вытекает одна из самых многоводных рек континента – Нева, отличающаяся своеобразным водным режимом и в значительной степени определяющая гидроэкологический режим Финского залива Балтийского моря. Ладожское озеро относится к водоёмам замедленного водообмена. Период водообмена составляет один раз в 12 лет [1, 2, 4, 5, 12]. Озеро судоходно, является частью водной магистрали, входящей в состав Волго-Балтийского водного пути и Беломорско-Балтийского канала.

Озеро Ильмень – уникальный природный объект. Его отличительной особенностью являются частые и сильные колебания уровня воды – до 7,4 м. Связано это с тем, что максимальная глубина озера составляет всего десять метров, а площадь водосбора в девяносто раз превышает площадь самого озера. В Ильмень впадает более 50 крупных и мелких рек, полноводность которых меняется в зависимости от сезона и погодных условий. Среди крупных впадающих рек – Ловать, Шелонь, Мста. Вытекает всего одна река – Волхов. Водообмен происходит 4 раза в год [5, 8].

Уровни озер не только фиксируют водные ресурсы территорий, но и являются интегральными показателями увлажнённости водосборов и изменений климата на обширных пространствах. Также изменчивость уровня воды в озерах отражает суммарное антропогенное влияние в их бассейнах, что может сказаться на судоходстве, рыболовстве и других промышленных отраслях экономики, а также на изменении качества воды и трофического статуса водных экосистем.

Поэтому, целью данной работы является изучение уровня режима Ладожского озера и озера Ильмень.

Для анализа многолетней изменчивости привлекались ряды среднегодовых значений и ежегодные последовательности средних месячных величин для характерных месяцев года. Для анализа внутригодовых колебаний использовались средние месячные значения.

Анализируемые процессы рассматривались как вероятностные полициклические процессы с основными энергонесущими зонами в диапазонах частот, соответствующих многолетним ($T > 1$ года) и внутригодовым ($T < 1$ года) колебаниям. Ряды среднемесячных значений рассматривались как периодически коррелированные случайные процессы, а ряды среднегодовых – как случайные процессы [9, 10, 11, 13].

Для многолетней изменчивости уровня озёр характерны периоды локальной нестационарности – фазы или циклы подъёма и спада продолжительностью в несколько лет. Так, для Ладожского озера подъем уровня наблюдался с 1960 – 1966, 1975 – 1991, 2002 – 2009 гг.,

спад – с 1967 – 1974, 1992 – 2001, 2010 – 2017 гг. Для озера Ильмень также наблюдались три цикла подъема и спада уровней воды. Периоды подъема пришлись на 1970 – 1989, 1998 – 2008, 2013 – 2017 гг., периоды спада - с 1960 – 1970, 1989 – 1998, 2009 – 2013 гг.

Годы низкого стояния уровней группировались в циклы продолжительностью от 2 до 3 лет и синхронно наблюдались для Ладожского озера и озера Ильмень (рис. 1, рис. 2). Для среднегодовых значений это 1964, 1965 гг.; для максимальных уровней – 2002, 2003 и 1972, 1973, 1974 гг.; для минимальных уровней – 2014, 2015 гг.

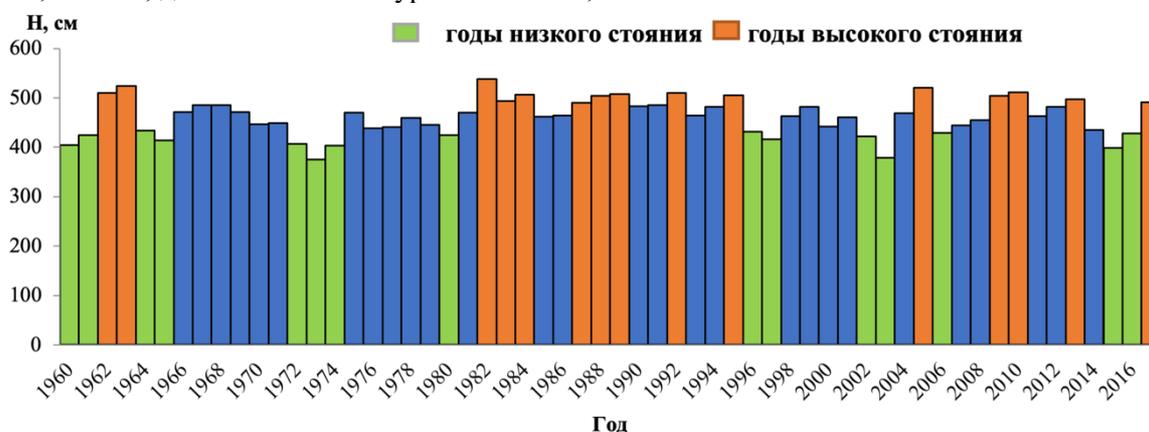


Рис. 1. Годы высокого и низкого стояния средних годовых уровней воды Ладожского озера

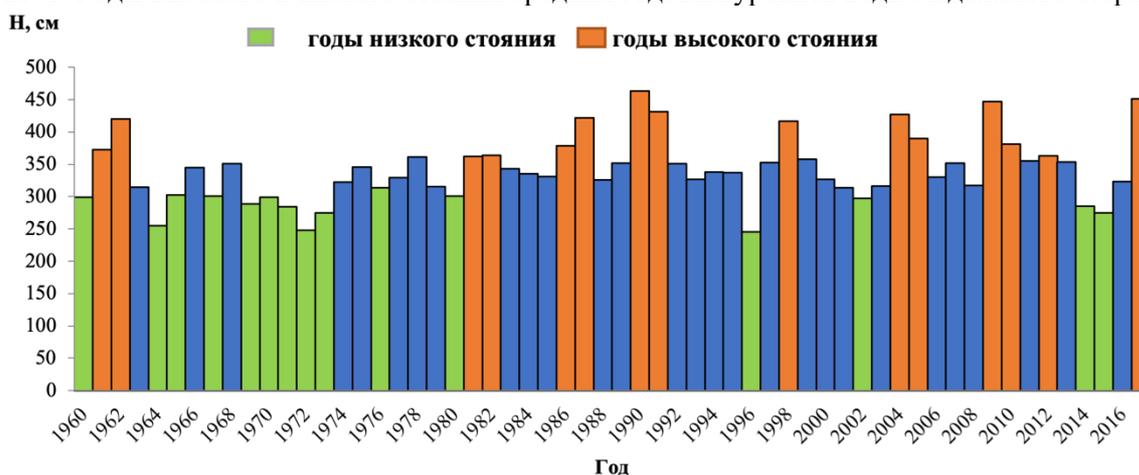


Рис. 2. Годы высокого и низкого стояния средних годовых уровней воды озера Ильмень

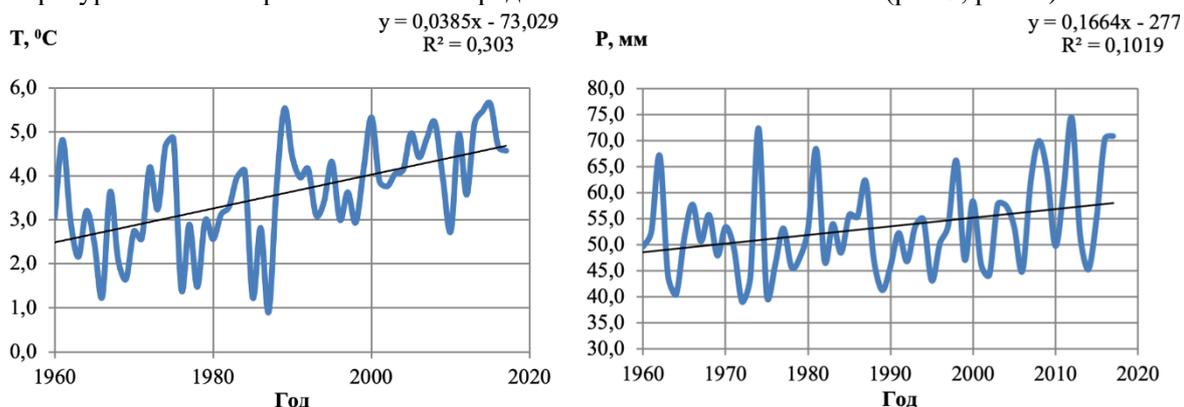
Для внутригодового хода уровня воды в озёрах характерно наличие четко выраженного максимума и минимума. В Ладожском озере максимальные значения наблюдались в июне, в озере Ильмень - в мае. Минимальные значения пришлись на декабрь в Ладожском озере и на октябрь - в оз. Ильмень.

Экстремально высокий уровень в период минимальных значений в Ладожском озере наблюдался только в декабре 1962 г. (562 см) при среднем многолетнем значении 437 см., а в озере Ильмень – значительно чаще – в октябре 1962 г. (414 см.), 1987 г. (492 см.), 1990 г. (564 см.), 1998 г. (408 см.), 2003 г. (371 см.), 2017 г. (427 см.) при среднем многолетнем уровне 263 см.

Средняя многолетняя амплитуда внутригодового хода уровня Ладожского озера составила 42 ± 28 см до фильтрации Баттерворта [3] и $14 \pm 4,9$ см после фильтрации, значительно изменившись после удаления долгопериодного колебания. Для озера Ильмень аналогичная характеристика – $245 \pm 85,6$ см до фильтрации Баттерворта и $185 \pm 59,9$ см после фильтрации.

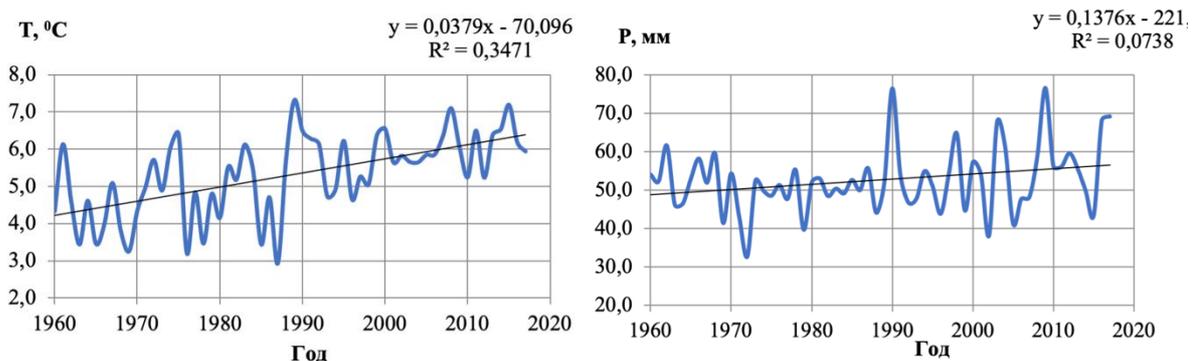
На фоне общего тренда на повышение средней годовой температуры воздуха за весь рассматриваемый период, наблюдались два отрезка времени – с 1960 г. до конца 1980-х годов, когда преобладала относительно холодная погода, и с конца 1980-х годов до 2017 г., когда началось интенсивное потепление. Общий тренд на повышение температуры в большей или

меньшей степени выражен и для ежегодных последовательностей для всех месяцев года за исключением июня и октября. Так, в июне тренд вообще отсутствует, а в октябре наблюдалось интенсивное похолодание с начала 1960-х до конца 1970-х годов, после чего колебания температуры стабилизировались около среднего многолетнего значения (рис.3, рис 4.).



а) б)

Рис. 3. Графики линейного тренда среднегодовых температур воздуха и атмосферных осадков по метеостанции Сортавала (а – температура, б – осадки)



а) б)

Рис. 4. Графики линейного тренда среднегодовых температур воздуха и атмосферных осадков по метеостанции Старая Русса (а – температура, б – осадки)

Для внутригодового хода температуры воздуха характерно наличие четко выраженного максимума и минимума. Максимальная температура воздуха на обеих станциях наблюдалась в июле, а минимальная - в январе. Встречались годы с экстремально высокими и низкими значениями температуры воздуха. Так, на станции Старая Русса – это июль 2010 г. с экстремально высокой температурой 23,7 °С при среднем многолетнем значении 17,7 °С. На станции Сортавала – это июль 1987 г. с экстремально низкой температурой 14,9 °С при среднем многолетнем значении 17,0 °С.

Амплитуда среднего многолетнего внутригодового хода температуры воздуха с 1960 по 2017 гг. на станции Сортавала составила $25,9 \pm 4,6$ °С, а на ст. Старая Русса – $24,8 \pm 4,0$ °С.

Внутригодовая коррелированность температуры воздуха существенна только для отдельных месяцев года (ст. Старая Русса, с июня по август).

Особенности многолетней изменчивости осадков на рассматриваемых станциях различны. Общий тренд на повышение достаточно четко выражен только на ст. Сортавала (рис. 3). Однако в сентябре на этой же станции наблюдался тренд на понижение. На ст. Старая Русса на фоне незначительного тренда на увеличение количества осадков за весь рассматриваемый период выделяются несколько отрезков со специфическими особенностями (рис. 4). Так, с 1960 г. до 1972 г. наблюдался тренд на уменьшение количества осадков; с 1973 г. до 1989-х годов

наблюдались колебания осадков около медианы 50,4 мм при размахе 16,0 мм; с 1990 г. до 2017 г. - колебания около медианы 54,5 мм при размахе 38,6 мм. В марте, сентябре, декабре на станции Старая Русса наблюдался тренд на понижение.

Для среднего многолетнего внутригодового хода осадков характерен максимум в июле на ст. Старая Русса и в августе на ст. Сортавала, а минимум - в феврале на ст. Старая Русса и в апреле на ст. Сортавала.

Средняя многолетняя амплитуда количества атмосферных осадков составила $47,3 \pm 42,1$ мм (ст. Сортавала), $45,1 \pm 41,6$ мм (ст. Старая Русса).

Для осадков внутригодовая коррелированность отсутствует.

Климат на рассматриваемой территории гумидный. Сопоставление многолетних рядов индекса Де-Мартона, рассчитанного до 2000 г. для водосборов Ладожского озера и озера Ильмень по набору метеостанций (интегральный ряд), с аналогичными рядами, вычисленными для отдельных станций (Старая Русса и Сортавала), показало их хорошее соответствие. Это позволяет использовать полученное уравнение связи для продления рядов интегрального индекса увлажнённости.

Хорошая согласованность долгопериодных изменений индекса Де-Мартона и уровня воды в Ладожском озере позволяет в качестве показателя увлажнённости водосбора использовать наблюдения за уровнем.

Литература

1. Богословский Б.Б., Филь С.А. Классификация водоемов по внешнему водообмену // Географо-гидрологический метод исследования вод суши. – М.: изд. АН. СССР. Геогр. общ. СССР, 1984, с. 54 – 60.
2. Григорьев А.С. Вероятностные модели влияния климата на гидрологический режим озер: Автореф. Дисс., канд. физ.-мат. наук. – СПб., 2000. – 18 с.
3. Громов А.Ю. Применение цифровых фильтров Баттерворта в океанологии. В кн.: Режимобразующие факторы, информационная база и методы ее анализа. – Л.: Гидрометеиздат, 1989, с. 22 – 35.
4. Догановский А.М. Многолетние колебания уровня Ладожского озера // Современные проблемы гидрометеорологии. – СПб.: изд. РГГМУ, 2006, с. 175 – 183.
5. Кириллова В.А. Озеро Ильмень // Природные ресурсы больших озер СССР и вероятностные их изменения. – Л. 1984.
6. Лемешко Н.А., Сперанская Н.А. Особенности увлажнения Европейской территории России в условиях изменяющегося климата // Современные проблемы гидрометеорологии. – СПб.: Астерион, 2006, с. 38 – 54.
7. Мякишева Н.В. Особенности увлажненности бассейнов больших европейских озер в условиях современного климата // Ученые записки РГГМУ, вып. № 11: СПб.: изд. РГГМУ, 2009, с. 5 – 15.
8. Мякишева Н.В., Догановский А.М. Водный баланс и уровень воды озера Ильмень в разных временных интервалах // Труды IV Международного симпозиума по Ладожскому озеру . Великий Новгород, Россия. 2 – 6 сентября 2002 г. – СПб.: изд. НИИ химии СПбГУ, 2003, с. 175 – 179.
9. Мякишева Н.В., Трапезников Ю.А. Авторегрессионная модель межгодовой изменчивости гидрометеорологических процессов // Вероятностный анализ и моделирование океанологических процессов. Л., 1984.
10. Рожков В.А. Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристик случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. Книга 2. СПб. Гидрометеиздат. 2002. – 780 с.
11. Рожков В.А., Трапезников Ю.А. Вероятностные модели океанологических процессов. – Л.: Гидрометеиздат, 1990 – 270 с.
12. Российская Академия Наук //Институт озероведения. Ладога. – Под редакцией Академика РАН, проф. В.А. Румянцева д-ра физ.-мат. Наук С.А. Кондратьева, 2013. – 560 с.
13. Сикан А.В. Методы статистической обработки гидрометеорологической информации. Учебник. Специальность «Гидрология» направления подготовки «Гидрометеорология» – СПб.: изд. РГГМУ, 2007. – 279 с.

ВЗАИМОСВЯЗЬ АТМОСФЕРНЫХ И МОРСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ НА ПРИМЕРЕ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ Г. ПИОНЕРСКИЙ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ БАЛТИКА)

Наумов И.А. , Наставшев А.И.

БФУ им. Канта, Калининград, Россия

THE RELATIONSHIP OF ATMOSPHERIC AND MARINE INDICATORS ON THE EXAMPLE OF THE COASTAL ZONE OF THE CITY OF PIONERSKY (SOUTH-EAST BALTIC)

Naumov I.A., Nastavshev A. I.

IKBFU Kant, Kaliningrad, Russia

В работе рассматриваются метеорологические показатели воздуха и физико-химические параметры моря за период с декабря 2018г по октябрь 2022г через построение корреляционных матриц для каждого времени суток (02:00, 08:00, 14:00, 20:00) каждого времени года (зима, весна, лето, осень). При анализе были установлены суточно-сезонные особенности аномальной взаимосвязи между определенными показателями.

The paper considers meteorological indicators of air and physical and chemical parameters of the sea for the period from December 2018 to October 2022 through the construction of correlation matrices for each time of day (02:00, 08:00, 14:00, 20:00) of each season (winter, spring, summer, autumn). During the analysis, the daily-seasonal features of the anomalous relationship between certain indicators were established.

В условиях глобального изменения климата, актуально проводить анализ архивных данных для выявления тенденций, позволяющих оценить текущую ситуацию, сравнить ее с прошлым. Цель работы – выявить закономерности между атмосферными (по данным метеорологической станции) и морскими (по данным расположенной рядом точки в море) параметрами, их взаимосвязь и влияние друг на друга с помощью корреляционных матриц для каждого сезона. Район исследования – Юго-Восточная Балтика в районе г. Пионерский (рис. 1).

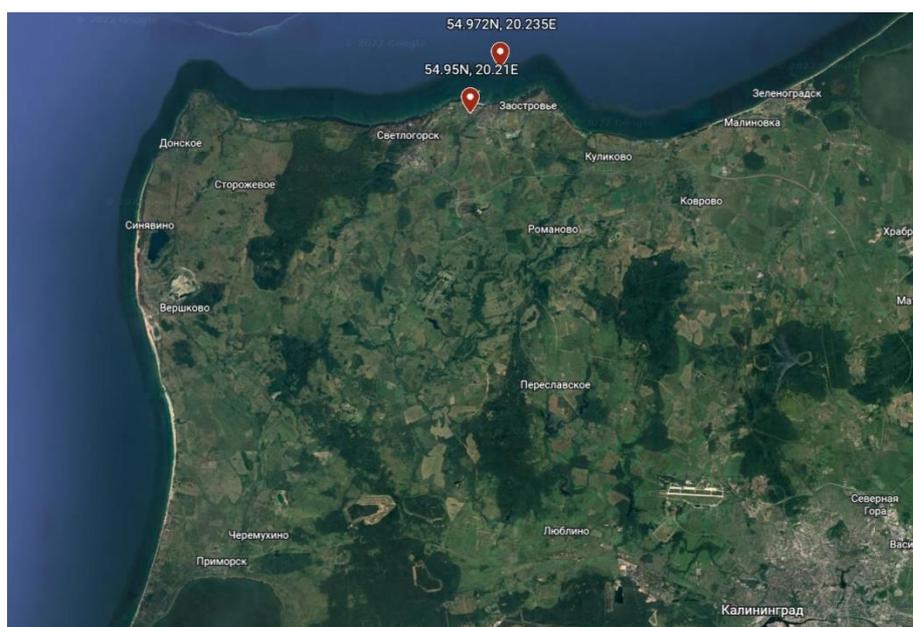


Рис. 1. Координаты точек, где анализировались архивы данных [1]

Материалом для анализа метеорологических величин и атмосферных явлений послужили результаты наблюдений метеостанции Пионерский (№26607), единственного наблюдательного пункта со сведениями о погоде на севере Самбийского полуострова [3]. Архив данных был взят из электронного ресурса www.rp5.ru [4]. Для определения значений физических и химических свойств воды в исследуемой точке Балтийского моря (54.972N, 20.235E) использовался электронный ресурс CMEMS [5] с архивом таких параметров на основе спутниковых данных (за период 01.12.2018 по 31.10.2022). Показатели атмосферы и моря исследовались для каждого времени суток (02:00, 08:00, 14:00, 20:00, часовой пояс - UTC +2) каждого времени года (зима, весна, лето, осень), а также в совокупности для всех сезонов – проанализировано 34 собранных параметра (14 атмосферного воздуха и 20 морских) для 1642 моментов времени. На основе полученных данных были построены 17 корреляционных матриц – для периода «декабрь 2018г – октябрь 2022г» (рис.1) и для утра, дня, вечера, ночи отдельно по временам года.

		Параметры атмосферы										
		T	P	U	DD (-)	Ff	ff10	N	Cl	H	VV	Td
П а р а м е т р ы м о р я	sla	-0,089	-0,235	0,1275	0,2238	0,2831	0,3136	0,1287	0,2232	0,0026	0,0055	-0,0275
	swv	0,0945	-0,128	-0,083	0,0327	0,317	0,3301	0,0412	0,0783	-0,039	0,0901	0,07364
	thetao	0,8502	0,0377	-0,094	-0,14	-0,327	-0,284	-0,114	-0,12	-0,071	0,1922	0,85792
	bottomt	0,7539	0,0223	-0,055	-0,121	-0,276	-0,236	-0,088	-0,073	-0,042	0,1651	0,77412
	so	-0,209	0,0621	0,0625	-0,074	-0,025	-0,013	0,0415	0,0381	0,0044	-0,095	-0,1976
	sob	-0,012	0,0265	-0,016	0,0279	-0,017	-0,005	0,0016	0,0015	0,0049	0,0085	-0,0178
	vtm01_swf	-0,171	-0,167	0,0106	0,1397	0,3206	0,3106	0,1301	0,1703	0,0535	0,0616	-0,1654
	vmdr	-0,096	-0,103	0,0898	0,4784	0,1831	0,1713	0,1116	0,1369	0,0853	0,0436	-0,0508
	vhm0	-0,169	-0,219	-0,052	0,3556	0,5971	0,6666	0,1669	0,2688	0,0046	0,1135	-0,1838
	vmdr_ww	-0,002	-0,148	0,0444	0,6014	0,3058	0,3055	0,1381	0,1546	0,0899	0,0617	0,02626
	vtm01_ww	-0,019	-0,042	0,0026	0,0795	0,1384	0,162	0,0498	0,0897	-0,008	-0,024	-0,0172
	chl	0,0332	0,0069	0,0046	-0,054	-0,037	-0,033	-0,027	-0,045	-0,035	0,0116	0,03812
	nh4	0,014	-0,058	-0,077	0,1157	0,1113	0,0859	-0,023	-0,021	0,036	0,0544	-0,018
	o2	-0,687	-0,011	-0,033	0,1634	0,2665	0,2259	0,0226	0,0135	0,0576	-0,104	-0,7416
	no3	0,0003	-0,066	-0,013	0,1296	0,1106	0,0848	-0,022	-0,012	0,0017	0,0636	-0,0006
	po4	-0,006	-0,052	0,0184	0,0056	0,0466	0,0268	0,0186	0,0395	-0,012	0,0114	0,00196
	ph	0,0576	0,0083	-0,026	0,0108	-0,03	-0,025	-0,028	-0,022	0,021	0,0646	0,04922
zsd	-0,487	-0,09	0,2616	-0,019	0,2126	0,1988	0,2272	0,2322	-0,021	-0,245	-0,3999	
spsc02	-0,058	-0,045	0,021	0,043	0,0925	0,0868	0,0191	0,0354	-0,093	-0,03	-0,0513	
sst	0,7857	0,0101	-0,083	-0,121	-0,297	-0,249	-0,102	-0,11	-0,068	0,1681	0,79452	

Рис. 2. Корреляционная матрица (для периода 01.12.18-31.10.2022)

Определение значимости коэффициентов корреляции необходимо при решении многих статистических задач, в том числе и анализе временной изменчивости. При проверке достоверности использовался критерия Стьюдента [6] – минимальная значимая сила связи для полученных данных составляет $|0,2|$ и ниже.

По результатам построения общей корреляционной матрицы для всех временных моментов (рис.1) установлено, что пары с наибольшей прямой корреляцией – термические показатели: коэффициент корреляции между T (температурой воздуха) и thetao (потенциальной температурой морской воды) составляет – 0,85; T и sst (температурой поверхности моря) – 0,79; T и bottomt (потенциальной температурой морской воды на дне) – 0,7539; Td (температурой точки росы) и thetao – 0,85792; Td и sst – 0,79452; Td и bottomt – 0,77412. В зимнее время корреляция между такими параметрами варьирует от 0 до 0,2 – зависимость отсутствует. Скорее всего, это связано с тем, что летом и у воздуха, и у моря источник тепла - Солнце, а зимой морская вода отдает накопленное за лето тепло ветрам, распространяющим его по суше, из-за чего с

увеличением температуры на суше, температура моря прямо пропорционально не увеличивается.

На протяжении всего исследуемого периода наблюдается взаимосвязь параметров морских волн и ветра, коэффициенты корреляции между ними следующие: 0,67 между ff10 (порывом ветра) и vhm0 (значительной высотой морской поверхностной волны); 0,60 между Ff (скоростью ветра) и vhm0; 0,60 между DD (направлением ветра) и vmdr_ww (направлением ветровой волны на поверхности моря); 0,48 между DD и vmdr (направлением морской поверхностной волны); 0,36 между DD и vhm0; 0,33 между ff10 и swv (скоростью морской воды); 0,32 между Ff и swv; 0,32 между Ff и vtm01_sw1 (средним периодом ветрового волнения на поверхности моря); 0,31 между ff10 и sla (аномалией уровня моря); 0,31 между ff10 и vtm01_sw1; 0,31 между Ff и vmdr_ww; 0,31 между ff10 и vmdr_ww. Иногда коэффициенты между такими показателями выше 0,8 (например, 0,87 между DD и vmdr_ww осенью ночью (02:00); 0,81 между ff10 и vtm01_ww вечером осенью (20:00) за четырехлетний период). Зависимость объясняется воздействием ветра на поверхность воды как ключевым фактором образования ветровых волн, преобладающих в Балтийском море.

Наибольшие отрицательные коэффициенты корреляции у следующих пар: o2 (мольная концентрация растворенного молекулярного кислорода в морской воде) и Td (-0,74), o2 и T (-0,69). Вероятно, такая корреляция o2 с T, Td вызвана самым высоким содержанием растворенного кислорода в зимний период и самым низким в летний (рис. 3), так как эти периоды характеризуются проявлением процессов инвазии/эвазии между воздухом и морем [2].

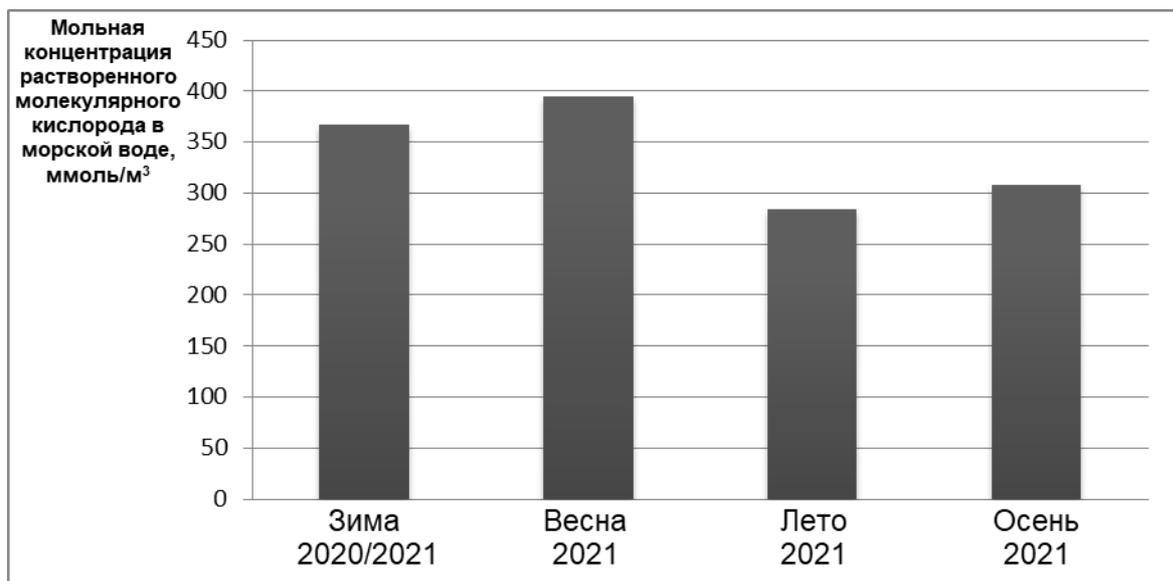


Рис. 3. Сезонный ход концентрации кислорода в прибрежной зоне г. Пионерский на примере данных 2021 года

Обратная зависимость между прозрачностью морской воды zsd и T (-0,49), Td (-0,40) объясняется, возможно, зависимостью прозрачности от солнечного света, напрямую связанного с теплом.

16 корреляционных матриц по временам суток времён года имеют существенные отличия от общей корреляционной матрицы за рассматриваемый период времени (2018-2022гг). Так, в утренний зимний период коэффициент корреляции между U и vhm0

составляет (-0,57), а утренний осенний (-0,38), в отличие от совокупности за все сезоны (-0,05). В связи с тем, что влажность связана с деятельностью ветра, например, со скоростью – уменьшается с увеличением, то и значительная высота волны, прямо коррелирующая с ветровыми процессами, имеет обратную взаимосвязь с U. Однако, в весенние дни коэффициент корреляции между U и vhm0 положительный и равен 0,41, это исключительный случай, не присущий остальным моментам времени. Также U прямо коррелирует с sla (0,38) в утренний весенний период, но коррелирует обратно в утренний зимний (-0,32).

Выявлено, что в летний ночной период (02:00) коэффициент корреляции горизонтальной дальности видимости (VV) и массовой концентрации хлорофилла а в морской воде (chl) составляет (-0,40). Установлено, что в летний ночной период 2020 года он равен (-0,50). На рисунке 4 представлен график со значениями VV и chl – максимальных пиков chl достигает при самых минимальных значениях VV. Данную зависимость не удалось объяснить, т.к. на общей корреляционной матрице сила связи между параметрами составляет 0,01.

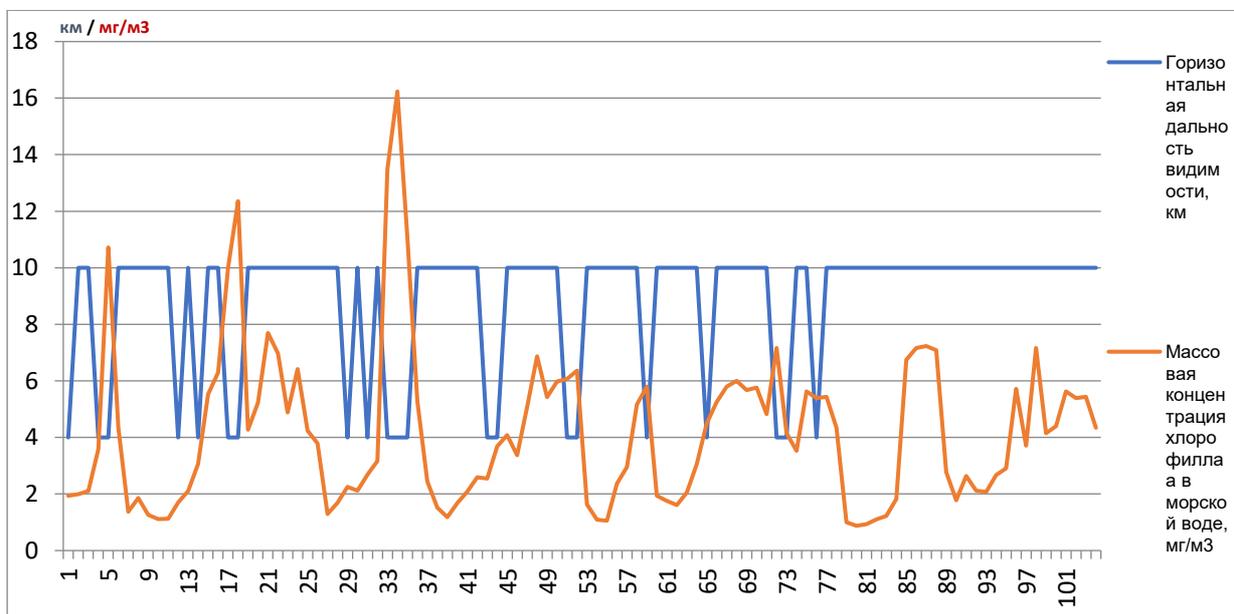


Рис. 4. Значения горизонтальной дальности видимости и массовой концентрации хлорофилла а в летний ночной период (02:00) с 2019 по 2022 гг

Таким образом, анализ корреляционных матриц по сезонам позволил сделать выводы о значительном влиянии времени суток и года на зависимости между параметрами воздуха и моря. Установлено, что хлорофилл а имеет умеренную обратную корреляцию (до -0,5) с горизонтальной дальностью видимости исключительно ночью летом. Необходимы новые исследования в данной области для объяснения такой зависимости. В будущем работу планируется дополнить информацией о роли пространства во взаимосвязи рассмотренных показателей.

Литература

1. Google Maps [Электронный ресурс] URL: <https://www.google.com/maps/d/edit?mid=1pUcNU1PnoQf9qnYzYN9yMlfOtyHVlqw&usp=sharing>
2. Ахсалба А. К., Эмба Я. А., Марандиди С. И. Влияние моря на газовый состав атмосферного воздуха побережья Абхазии //Известия Южного федерального университета. Технические науки. – 2013. – №. 9 (146). – С. 30-34.
3. Калининградский центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. Наблюдательная сеть. [Электронный ресурс] URL: <http://meteo39.ru/podrazdeleniya/meteostantsii.html>
4. rp5.ru расписание погоды. Архив погоды в Пионерском. [Электронный ресурс] URL: https://rp5.ru/Архив_погоды_в_Пионерском
5. Copernicus Marine Environmental Monitoring Service [Электронный ресурс] URL: <https://data.marine.copernicus.eu/-/jm5lbz5974>

Малинин В. Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. – 2013.

ЭВТРОФИРОВАНИЕ И КАЧЕСТВО ВОД КАЛИНИНГРАДСКОГО МОРСКОГО КАНАЛА ПО КОНЦЕНТРАЦИИ ХЛОРОФИЛЛА «А» В 2021-2022 Г.

Т.А. Носкова¹, С.В. Александров²

¹ Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта, Калининград, Россия

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

EUTROPHICATION AND WATER QUALITY OF THE KALININGRAD SEA CANAL BY CHLOROPHYLL "A" CONCENTRATION IN 2021-2022

T.A. Noskova¹, S.V. Aleksandrov²

¹ Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia

² Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Калининградский морской канал расположен у северного берега Вислинского залива. По результатам сезонных исследований хлорофилла «а» в 2021-2022 году оценено эвтрофирование и качества вод, которые определялись влиянием хозяйственной деятельности, поступлением речных и морских вод

The Kaliningrad Sea Channel is located off the northern shore of the Vistula Lagoon. According to the results of seasonal studies of chlorophyll "a" in 2021-2022, eutrophication and water quality were assessed, which were determined by the influence of economic activity, the flow of river and sea waters.

Введение

Калининградский морской канал расположен у северного берега Вислинского залива, от которого отделен насыпными дамбами, и является составной частью эстуария реки Преголи. Он представляет гидротехническое сооружение, построенное в 1901 г., длиной 43 км, глубиной 9-12 м. На экосистему канала влияют природные (речной сток Преголи, поступление морских вод, водообмен с Вислинским заливом) и антропогенные факторы. В восточной части находится выпуск очищенных сточных вод Калининграда, здесь же расположен морской порт, а вдоль акватории канала расположен ряд крупнейших промышленных предприятий. Большая часть предприятий локализована преимущественно в районе г. Светлый (ЗАО "Содружество-Соя", ОАО «Светловское предприятие Эра», ЗАО «Светловский судоремонт», АО «Янтарьэнерго» (ГРЭС – 2), ЗАО «Межколхозная производственная база» - судоремонт, портовые услуги, обслуживание и снабжение рыболовецкого флота), п. Ижевское (рыболовецкий колхоз «За Родину», предприятия нефтяной компании ОАО «Лукойл – Калининградморнефть»), г. Балтийск (Балтийская военно-морская база, Балтийская судоходная компания) [1].

Хлорофилл «а» - основной пигмент фитопланктона, которому отведена важнейшая роль в процессе фотосинтеза. Благодаря точности и оперативности измерений, определение концентрации хлорофилла «а» в планктоне является общепризнанным методом оценки биомассы фитопланктона, а также индикатором эвтрофирования и качества вод [2-3]. В работе проанализирована сезонная и пространственная динамика концентраций хлорофилла «а» в воде Калининградского морского канала как показателя трофического статуса и качества вод.

Материалы и методы

Изучение уровня эвтрофирования и качества вод выполнялось на 7 стандартных станциях, расположенных вдоль всего Калининградского морского канала от устья р. Преголи до входных молв в прибрежной зоне Балтийского моря (рис. 1). Расположение станций охватывало основные районы поступления загрязнения (п. Ижевское, г. Светлый, г. Балтийск). Исследования выполнялись в весенний (май 2022 г.), летний (август 2021 г.) и осенний (октябрь 2021 г.) периоды, что позволяет объективно оценивать сезонную динамику исследованных показателей Вислинском заливе и прилегающем к нему морском канале [2].

Пробы воды для определения хлорофилла отбирали на горизонтах, соответствующих поверхностному и придонному слою. Пробы объемом 0,03-0,10 л фильтровали через мембранные фильтры «МФАС-МА-6» (диаметр пор 0,3 мкм). Камеральная обработка выполнялась спектрофотометрическим методом на спектрофотометре Leki SS 2109UV, измерения выполнялись на 4 длинах волн (750, 664, 647, 630 нм) согласно ГОСТ 17.1.04.02-90. При последующем анализе сезонной и пространственной изменчивости использованы

осредненные для столба воды величины концентрации хлорофилла «а».

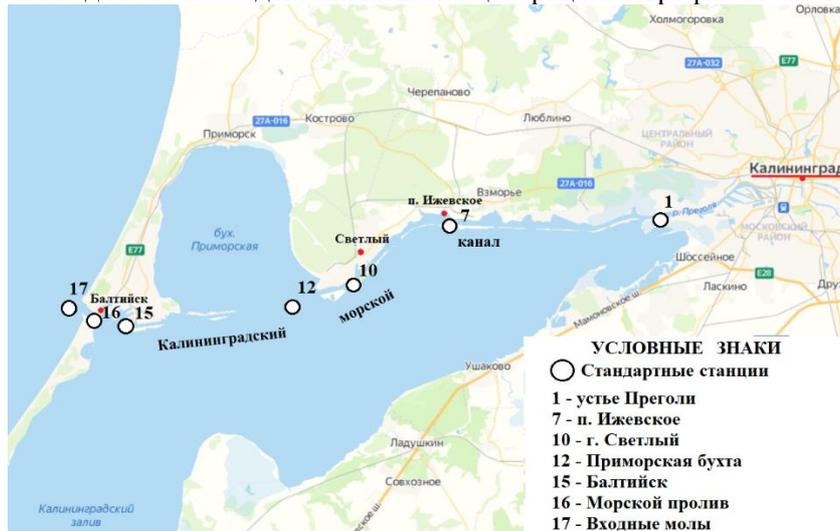


Рис. 1. Расположение станций наблюдений на акватории Калининградского морского канала

Результаты и обсуждение

Весенний период

В весенний период (25 мая 2021 г.) концентрации хлорофилла «а» изменялись от 3 до 62 мкг/л. В поверхностном слое концентрации были максимальные и снижались у дна, составляя 30 и 22 мкг/л.

На акватории морского канала наибольшие концентрации хлорофилла «а» отмечены в районе п. Ижевское и у г. Светлый (60-62 мкг/л в поверхностном слое), так же повышенные концентрации наблюдались у устья р. Преголи 40 мкг/л. Высокие концентрации хлорофилла «а» обусловлены характеризуют активную весеннюю вегетацию фитопланктона и обусловлены поступлением биогенных элементов со стоком реки Преголи и с очищенными сточными водами Калининграда, а также с промышленных предприятий, расположенных в г. Светлый и п. Ижевском. Наименьшие показатели в весенний период наблюдались в районе морского пролива и входных молов в прибрежной зоне (3-9 мкг/л), за счет поступления на акваторию канала значительно менее продуктивных вод Балтийского моря [4, 5]. Концентрации хлорофилла «а» в прибрежной зоне Балтийского моря в этот период составляет 1-4 мкг/л [6]

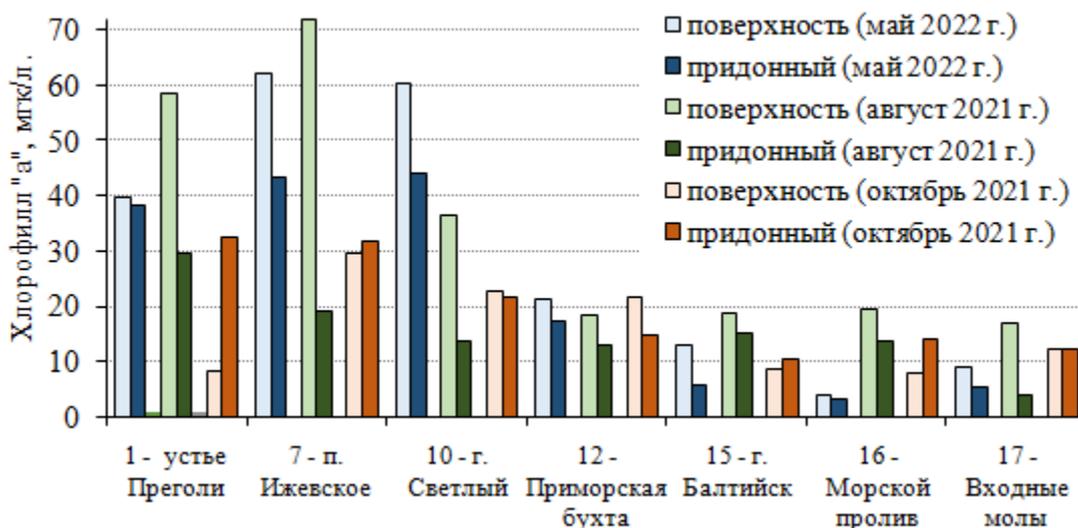


Рис. 2. Концентрация хлорофилла «а» в Калининградском морском канале

Летний период

Исследования в летний период (29 августа 2021 г.) показали следующие особенности

распределения хлорофилла «а» в морском канале. Его концентрации варьировали в диапазоне 13-72 мкг/л. В поверхностном слое концентрации были максимальные и снижались у дна, составляя 34 и 15 мкг/л. На акватории морского канала наибольшие величины были в восточной части, где поступление биогенных элементов с речным стоком и сточными водами Калининграда стимулирует развитие фитопланктона [4, 5]. В районе устья р. Преголя и п. Ижевское концентрации хлорофилла «а» в поверхностном слое достигали 58-72 мкг/л, значительно снижаясь у дна до 19-30 мкг/л. Также повышенная концентрация была у г. Светлый (37 мкг/л на поверхности). На остальной акватории канала, проходящей от района Приморской бухты до входных молов, были более низкие концентрации хлорофилла «а» (13-19 мкг/л). Только в придонном слое у входных молов концентрация хлорофилла «а» значительно снижалась, соответствуя морским водам (до 4 мкг/л) [6]. Содержание хлорофилла «а» соответствовало сезонному летнему интенсивному развитию фитопланктона, достигающего в отдельных районах залива, особенно в восточном, уровня «цветения» вод.

Осенний период

В осенний период (19 октября) 2021 г. наблюдалось сезонное снижение концентраций хлорофилла «а», которые изменялись в диапазоне 8-33 мкг/л. В поверхностном слое средняя концентрация составляла 16 мкг/л, а в придонном незначительно увеличивалась до 20 мкг/л.

На акватории морского канала наибольшие концентрации также были в восточной части канала (около 30 мкг/л). Концентрация хлорофилла «а» значительно снижалась (до 8-14 мкг/л) в районе морского пролива из-за перемешивания с менее продуктивными морскими водами. Также отмечено снижение хлорофилла «а» в поверхностном слое в устье Преголи, отражая поступление речных вод.

Эвтрофирование вод

Концентрации хлорофилла как показатель обилия фитопланктона являются важнейшим критерием в современных классификациях трофности вод. Оценка уровня эвтрофирования вод в 2021-2022 гг. была выполнена согласно классификации трофности вод [7]. На основной акватории канала наблюдался эвтрофный уровень (хлорофилла «а» 8-25 мкг/л). В восточной части, проходящей через Калининградскую агломерацию, где поступление биогенных элементов со сточными водами Калининграда и с речным стоком стимулирует развитие фитопланктона, отмечено гипертрофное состояние (хлорофилла «а» более 25 мкг/л). Отмеченный уровень эвтрофирования вод и его пространственное распределение соответствует многолетним данным, полученным для Вислинского залива [8]

Повышенный уровень эвтрофирования вод в восточной части морского канала наблюдался в предыдущих исследованиях в 2005-2006 гг. в районе от пос. Взморье до г. Светлый, но тогда концентрации хлорофилла «а» (76-121 мкг/л летом и 41-46 мкг/л осенью) были выше, чем в 2021-2022гг. [9], что, возможно, отражает общее снижение эвтрофированности вод, характерное в последнее десятилетие для Вислинского залива.

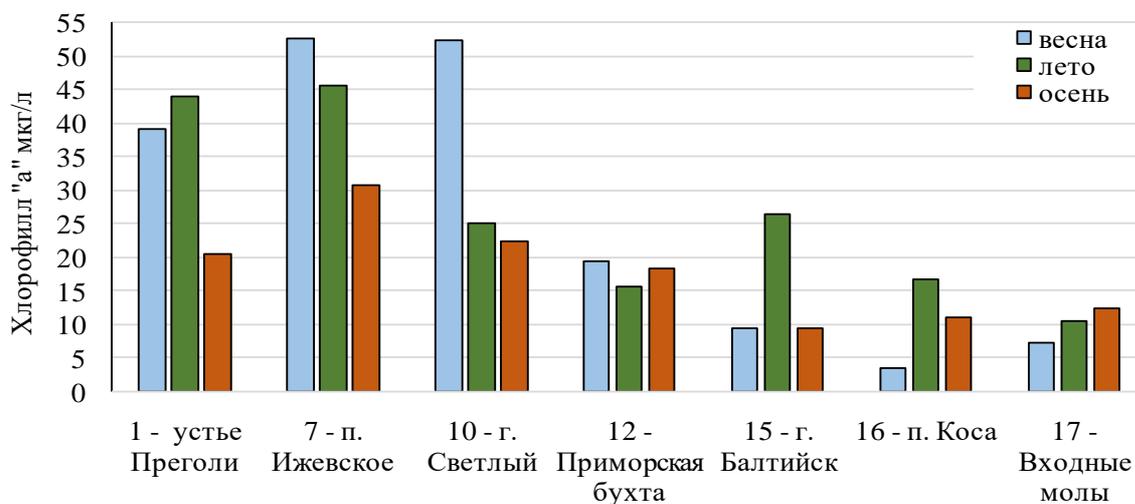


Рис. 3. Уровень трофности и качества вод на акватории Калининградского морского канала (использованы осреднённые величины для столба воды)

Качество вод

Хлорофилл «а» является одним из показателей качества вод, характеризующих загрязнение биогенами и уровень развития водорослей. Его концентрации на основной акватории морского канала в летний и осенний периоды соответствовали условно «допустимому» уровню (12-30 мкг/л), согласно европейской классификации [3]. В восточном районе, где особенно летом наблюдалось интенсивное развитие фитопланктона до уровня «цветения» вод, качество вод снижалось до условно «плохого» уровня (концентрации хлорофилла «а» более 30 мкг/л), что отражает сложившееся состояние загрязнения и эвтрофирования Вислинского залива.

Выводы

1. Сезонная динамика хлорофилла «а» в Калининградском морском канале залива в 2021-2022 гг. характеризовалась двумя пиками – весенним и летним.

2. На протяжении большей части и в среднем за вегетационный период содержание хлорофилла «а» соответствовало эвтрофному уровню. Весной отмечено «гиперцветение» водорослей и концентрации хлорофилла достигали наибольшего для водных экосистем гипертрофного уровня.

3. Содержание хлорофилла «а» в воде в весенний период в восточном районе соответствует условно «плохому» уровню качества вод, а в прибалтийском районе «удовлетворительному». В летний период варьирует от «удовлетворительного» до «плохого» в период «цветения» водорослей. Осенью качество вод в прибалтийской части акватории улучшается до «удовлетворительного» уровня.

4. Эвтрофирование и качество вод во многом определялись поступлением очищенных сточных вод Калининградской агломерации, с которыми поступает большое количество минеральных форм биогенных элементов. Также влияние оказывает хозяйственная деятельность ряда крупных предприятий расположенных вдоль Калининградского морского канала. В канал попадают различные загрязняющие вещества со сточными водами, что влияет на качество вод на акватории морского канала – в восточном районе качество вод существенно ниже, чем на остальной акватории канала.

5. В целом для Калининградского морского канала и Вислинского залива наблюдалась сходное пространственное распределение и уровень хлорофилла «а», что обусловлено их взаимодействием между собой и влиянием речного стока и г. Калининграда в восточной части и затока морских вод в западной части. В частности, наблюдалось соответствие концентраций хлорофилла «а» между рядом расположенными станциями канала и залива в районе Приморской бухты и морского пролива.

Литература

1. Об экологической обстановке в Калининградской области в 2020 г.. Калининград: Министерство природных ресурсов и экологии Калининградской области, 2021. – 202 с.

2. Александров С.В. Первичная продукция планктона в лагунах Балтийского моря (Вислинский и Куршский заливы). Атлант. НИИ рыб. хоз-ва и океанографии. Калининград: АтлантНИРО, 2010. – 228 с.

3. Vuoristo H. Water quality classification of Finnish waters // European Water Management. - 1998. - № 1 (6). - P. 35-41.

4. Александров С.В. Пространственные изменения гидрохимических показателей в Вислинском заливе в 2014-2016 годах // Труды АтлантНИРО. – 2018. – Т. 2. – № 1(5). – С. 5-21.

5. Александров С.В., Сташко А.В. Пространственное распределение и сезонная динамика биогенных элементов в Вислинском заливе в 2019 году // Известия КГТУ. – 2021. - № 60. – С. 11-21.

6. Relationship between seasonal variations of primary production, abiotic factors and phytoplankton composition in the coastal zone of the south-eastern part of the Baltic Sea / E. Kudryavtseva, T. Bukanova, S. Aleksandrov [et al.] // Regional Studies in Marine Science. – 2019. – Vol. 32. – P. 100862. – DOI 10.1016/j.rsma.2019.100862.

7. OECD: Eutrophication of waters. Monitoring, assessment and control. Paris, 1982. 154 p.

8. Александров С.В. Современное экологическое состояние и загрязнение Куршского и Вислинского заливов Балтийского моря // Вода: химия и экология. - 2011. - № 11. - С. 3-9.

9. Александров С.В. Первичная продуктивность Калининградского морского канала // Промышленно-биологические исследования АтлантНИРО в 2006-2007 годах. - 2009. - Т. 1. Балтийское море и заливы. Калининград: Изд-во АтлантНИРО. С. 156-166.

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ АДАПТАЦИИ К ИЗМЕНЕНИЮ КЛИМАТА ВЫСОКОУРБАНИЗИРОВАННОЙ ТЕРРИТОРИИ

А.А. Павловский

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

ABOUT CLIMATE CHANGES ADAPTATION FEATURES OF HIGHLY URBANIZED TERRITORIES

A.A. Pavlovskii

Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia

Изменения климата и их последствия значимо влияют, как на экосистему Земли, так и на устойчивое развитие человеческой цивилизации и Российской Федерации, в частности, в XXI веке (*Третий оценочный доклад об изменениях климата...*, 2022).

При этом приморские урбанизированные территории, подверженные воздействию наводнений, к которым относится Санкт-Петербург, являются одними из наиболее уязвимых участков планеты (*Павловский, 2020*).

Российская Федерация, в соответствии с ратифицированной ею Рамочной конвенцией ООН об изменении климата, активно участвует в международной деятельности по снижению негативного воздействия на климатическую систему Земли, в том числе в части выбросов парниковых газов.

В 2009 году в нашей стране была принята Климатическая доктрина РФ и выбран курс на адаптацию отраслей экономики, регионов и хозяйствующих объектов к изменениям климата с учетом их особенностей.

В соответствии с Национальным планом мероприятий первого этапа адаптации к изменениям климата на период до 2022 года, утвержденным распоряжением Правительства РФ от 25 декабря 2019 г. № 3183-р, на уровне субъекта РФ до конца 2022 года должен быть подготовлен и утвержден региональный план адаптации к изменениям климата, на основе которого сформируется система оперативных и долгосрочных мер адаптации к изменениям климата, реализуемых на региональном уровне. Также запланирована корректировка документов стратегического планирования в части включения в них мер по адаптации к изменениям климата (<http://government.ru/news/38739/>).

Согласно требованиям действующего климатического законодательства, Подготовку региональных планов адаптации субъектов РФ к изменениям климата следует проводить на основе комплексного научного подхода, учитывающего природную, социально-экономическую и технологическую специфику территории исследования.

Важно отметить, что высоко урбанизированный субъект Российской Федерации – город федерального значения Санкт-Петербург, также как Москва и Севастополь, обладает рядом особенностей, которые существенно отличают его от иных территорий, адаптируемых к изменениям климата.

Прежде всего, в границах Санкт-Петербурга расположена только одна категория земель – земли поселений, используемые и предназначенные для застройки и развития населенных пунктов. Согласно Статье 85 Земельного кодекса РФ, в состав земель населенных пунктов могут входить земельные участки, отнесенные в соответствии с градостроительными регламентами к следующим территориальным зонам: жилым, общественно-деловым, производственным, инженерных и транспортных инфраструктур, рекреационным, сельскохозяйственного использования, специального назначения, военных объектов, иным территориальным зонам.

Реализация мероприятий по адаптации к изменениям климата предполагает внесение изменений в следующие основные стратегические документы Санкт-Петербурга: Стратегия социально-экономического развития, прогнозы социально-экономического

развития Санкт-Петербурга на среднесрочный и долгосрочный периоды, бюджетный прогноз, государственные программы, Генеральный план Санкт-Петербурга (https://www.gov.spb.ru/gov/otrasl/c_econom/sistema-gosudarstvennogo-planirovaniya-sankt-peterburga/).

При внесении изменений в Генеральный план города необходимо учитывать особенности осуществления градостроительной деятельности в городе федерального значения Санкт-Петербурге согласно Статье 63 Градостроительного кодекса РФ.

Значения плотности населения в Москве, Санкт-Петербурге и Севастополе на порядок превышают аналогичные показатели даже в наиболее густонаселенных областях и республиках нашей страны.

Тоже касается и высокой концентрации объектов капитального строительства, различных сооружений, отраслей экономики, историко-культурного наследия на относительно ограниченной площади.

В связи с этим представляется не вполне обоснованным определять уровень опасности климатического риска в основном по такому критерию, как подверженность территории (%) его проявлению, как это прописано в приложении №3 к Методическим рекомендациям по оценке климатических рисков, утвержденным приказом Минэкономразвития России от 13.05.2021 г. №267.

Например, в Санкт-Петербурге уровень климатического риска «наводнение» по действующим критериям оценивается как «умеренно опасный»: подверженность – 3,3% в границах субъекта РФ, продолжительность – менее 2 суток, скорость развития – 1–3 м/сутки.

Однако, если оценивать опасность и интенсивность данного риска через численность населения и количество объектов капитального строительства, ему подверженных, особенно с учетом прогнозов повышения среднего и максимального уровня моря, его значимость для развития города может сильно возрасти.

В качестве другого примера можно привести климатический риск «жара». При оценке уровня ее опасности для города федерального значения Санкт-Петербурга из анализируемой территории его распространения следует исключить функциональные рекреационные зоны (31% от площади города), зоны сельскохозяйственного использования (3% от площади города) и земли водного фонда (4% от площади города). Основное внимание следует сконцентрировать на жилых, общественно-деловых, производственных, инженерных, транспортных зонах, то есть на основных местах проживания и приложения труда населения.

Кроме того, при анализе температурных рисков в условиях мегаполиса нельзя забывать про наличие локального изменения естественного климатического режима его территории – «городского острова тепла».

В настоящее время Региональный план адаптации Санкт-Петербурга к изменениям климата находится на этапе утверждения и скоро будет доступен широкому кругу заинтересованных лиц для анализа и рассмотрения. При его дальнейшей актуализации, предусмотренной действующим законодательством, необходимо учесть вышеуказанные особенности урбанизированных территорий.

Литература

1. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. – СПб.: Наукоемкие технологии, 2022. – 124 с.
2. Павловский А.А. Об адаптации Санкт-Петербурга к изменениям климата // Астраханский вестник экологического образования. 2020. №1(55). С.139–151. DOI: 10.36698/2304-5957-2020-19-1-139–151.

РАЗВИТИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ВНИРО ПО ОЦЕНКЕ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПЛАСТИКОМ ВОД МОРСКИХ ЭКОСИСТЕМ И ИХ ВОДНЫХ БИОРЕСУРСОВ.

А.П. Педченко , канд. геогр. наук

Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО), г. Москва, Россия

DEVELOPMENT OF VNIRO RESEARCH ON THE ASSESSMENT OF PLASTIC POLLUTION OF MARINE ECOSYSTEMS AND THEIR BIORESOURCES.

A.P. Pedchenko, PhD

Russian Research Institute of Fisheries and Oceanography (VNIRO), Moscow, Russia

Результаты научных наблюдений ФГБНУ «ВНИРО» 2019-2022 гг. позволяют говорить о низкой степени загрязнения микропластиком вод Арктических морей по сравнению с другими районами Мирового океана. Отмечена необходимость расширения географии исследований микропластика и проведения мониторинга его содержания в воде и промысловых рыбах для получения новых данных о его встречаемости в районах отечественного рыболовства.

The results of the VNIRO scientific observations 2019-2022 allow us to talk about a low degree of microplastic pollution of the waters of the Arctic Seas compared to other areas of the World Ocean. The necessity of expanding the geography of microplastic research and monitoring its content in water and commercial fish to obtain new data on its occurrence in to obtain new data on its occurrence in the areas of national fishing was noted.

Материалы научных публикаций позволяют говорить, что актуальность вопроса о количественной сравнимой оценке степени загрязнения пластиком биотопов морских и пресноводных экосистем возрастает с каждым годом, несмотря на значительное увеличение внимания к данной проблеме в последние годы. Широкая вариация оценок степени загрязнения вод пластиком в научных публикациях, вероятно связанная с применением различных не верифицированных между собой методов сбора проб и подходов к их обработке отмечена в Руководстве по мониторингу микропластика и морского мусора, подготовленном в рамках Программы арктического мониторинга и оценки состояния Арктики [1].

Количественные оценки содержания микропластика в пробах воды, полученные в экспедициях ФГБНУ «ВНИРО» в 2019-2022 гг. с использованием единой методики сбора и обработки проб, позволяют говорить о низкой степени загрязнения микропластиком вод Арктических морей [2, 3], Прибрежной западной части Берингова моря и сопредельных с ним вод по сравнению с другими районами Мирового океана.

Не менее актуальным аспектом проблемы пластикового загрязнения ученые считают выявление его негативного воздействия на гидробионты. В базах данных PubMed и Scopus ежегодно увеличивается число научных публикаций, подтверждающих встречаемость микропластика в различных видах гидробионтов (рыбы, беспозвоночные и т.д.), что указывает на растущий интерес научного сообщества к данной проблеме.

Высказываются предположения о влиянии микропластика на поведение и фертильность рыб, в зависимости от размера частиц, их количества и длительности присутствия в желудочно-кишечном тракте, печени, жабрах особей, а также от повреждений органов [4-6 и др.]. В наибольшей степени кумулятивный эффект проявляется у рыб, которые находятся на вершинах трофических цепей, а также являются важнейшим биологическим ресурсом, используемым человеком.

Некоторые результаты наблюдений российских ученых по данному аспекту были представлены на I Всероссийской конференции с международным участием по

загрязнению окружающей среды микропластиком «MicroPlasticsEnvironment-2022», в которых отмечены факты встречаемости микропластика в отдельных видах водных биоресурсов [7].

В 2021 г. специалисты ФГБНУ «ВНИРО» выполнили экспериментальные сборы проб микропластика в ЖКТ рыб в Охотском море (горбуша, терпуг, сельдь), Беринговом море (морской окунь). Основной целью работ было подтверждение фактов наличия микропластика в ЖКТ морских рыб. Обработка сборов позволяет говорить о единичных фактах встречаемости микропластика в отдельных рыбах, взятых на паразитологический анализ. Материалы этих наблюдений частично обработаны. С учетом полученных данных разрабатывается методика отбора проб рыб на содержание микропластика в ЖКТ и других органах.

В обобщении [8] подчеркивается необходимость разработки последовательных руководящих принципов в методах, используемых для сбора данных и оценки микропластика в рыбе, для обеспечения однозначности, сопоставимости данных и их широкого использования, что в дальнейшем необходимо для выработки стратегий в области охраны окружающей среды для смягчения последствий воздействия загрязнения на водные биоресурсы и здоровье человека.

По нашему мнению, в современных условиях необходимо расширить исследования загрязнения микропластиком морских и пресноводных экосистем дополнив их количественной оценкой загрязнения биологических ресурсов в районах отечественного рыболовства. Основой таких исследований могут послужить методические подходы сбора и анализа данных загрязнения микропластиком ЖКТ лососевых рыб, выполненные в рамках международной съемки лосося (IYS 2022) в северной части Тихого океана в феврале-марте 2022 г.

Расширение географии исследований микропластика и проведение мониторинга его содержания в воде и промысловых рыбах позволит получить новые данные его встречаемости в морских и пресноводных экосистемах, выполнить количественную оценку загрязнения их микропластиком и ответить на актуальные вопросы о его влиянии на состояние водных биоресурсов.

Собранные данные послужат основой для подтверждения/опровержения предположений о значительном загрязнении микропластиком морей Арктики и Северной части Пацифики, выявленных закономерностей, а также для формирования новых гипотез о тенденциях этого процесса и/или факторах их определяющих.

Литература

1. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP). AMAP litter and microplastics monitoring guidelines. Version 1.0, 257 pp (AMAP, 2021).
2. Педченко А.П., Беляев В.А. Особенности загрязнения морским мусором и пластиком морей западной Арктики // Использование и охрана природных ресурсов в России, №3 (167)/2021. – с. 65-70.
3. Педченко А.П., Блиновская Я.Ю. Трансарктическая экспедиция ВНИРО: Результаты исследований микропластика в Арктических морях в 2019 г.// Инновационные научные исследования: теория, методология, практика. Сборник статей Международной научно-практической конференции. Пенза: МЦНС «Наука и Просвещение». 2020. Ч.1. – с. 203- 205.
4. Azevedo-Santos VM, Goncalves GRL, Manoel PS, Andrade MC, Lima FP, Pelicice FM (2019) Plastic ingestion by fish: a global assessment. Environ Pollut 255:112994. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2019.112994> ;
5. Baechler BR, Stienbarger CD, Horn DA, Joseph J, Taylor AR, Granek EF, Brander SM (2020) Microplastic occurrence and effects in commercially harvested North American finfish and shellfish: current knowledge and future directions. Limnol Oceanogr Lett 5:113–136. <https://doi.org/10.1002/lol2.10122>; Barboza LGA, Dick Vethaak A, Lavorante B, Lundebye AK, Guilhermino L (2018) Marine microplastic debris: an emerging issue for food security, food safety and human health. Mar Pollut Bull 133:336–348. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2018.05.047>;

6. Barboza LGA, Lopes C, Oliveira P, Bessa F, Otero V, Henriques B, Raimundo J, Caetano M, Vale C, Guilhermino L (2020) Microplastics in wild fish from North East Atlantic Ocean and its potential for causing neurotoxic effects, lipid oxidative damage, and human health risks associated with ingestion exposure. *Sci Total Environ* 717:134625. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.134625>
7. Материалы I Всероссийской конференции с международным участием по загрязнению окружающей среды микропластиком «MicroPlasticsEnvironment-2022» (МРЕ-2022), 02–06 августа 2022 г., п. Шира, Хакасия / общ. ред. Ю.А. Франк. – Томск : Издательство Томского государственного университета, 2022 – 132 с. ISBN 978-5-907572-03-4
8. Wootton, N., Reis-Santos, P. & Gillanders, B.M. Microplastic in fish – A global synthesis. *Rev Fish Biol Fisheries* 31, 753–771 (2021). <https://doi.org/10.1007/s11160-021-09684-6>

ИССЛЕДОВАНИЕ ЦИКЛОНОВ В ВОСТОЧНОМ СЕКТОРЕ АРКТИКИ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

А.Н. Петрова

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск, Россия

STUDY OF CYCLONES IN THE EASTERN SECTOR OF THE ARCTIC USING SATELLITE DATA

A.N. Petrova

Institute of Permafrost Science SB RAS, Yakutsk, Russia

Аннотация: Построены карты траекторий циклонов (январь и июль) над II климатическим районом Арктического бассейна и прилегающей суши за 2014-2022гг. на основе сборно-кинематических карт и данных реанализа.

Abstract: Charts of cyclone trajectories (January and July) over the II climatic region of the Arctic basin and adjacent land for 2014-2022 are plotting on the basis of combined kinematic maps and reanalysis data.

Изучение географического и временного распределения траекторий циклонов важно для понимания формирования погоды и климата Арктики. Учитывая малое количество метеорологических и аэрологических станций в Российской Арктике, особенно в ее восточном секторе, для изучения циркуляции атмосферы в этом регионе является весьма актуальным применение дистанционных технологий. По климатическому районированию ААНИИ границы второго климатического района Арктического бассейна проходят на западе по 85° в.д., на востоке по 170° в.д., т.е. захватывают часть Карского моря, всю акваторию моря Лаптевых и большую часть акватории Восточно-Сибирского моря [1]. Географически данное исследование охватывает второй климатический район Арктического бассейна, а также прилегающую к нему сушу до Северного полярного круга.

Климат исследуемой территории над акваторией СЛО морской арктический, на суше, по мере удаления от континента, появляются признаки континентальности. В целом циркуляционный режим над рассматриваемой территорией формируется под влиянием Исландского минимума и Алеутской депрессии, Сибирского и Канадского антициклонов и особенностей термического режима подстилающей поверхности. Основным тропосферным образованием во все сезоны года над Арктическим бассейном является циркумполярный вихрь, определяющий положение планетарных высотных фронтальных зон в северном полушарии [3,4].

Для проведения исследования были использованы сборно-кинематические карты за июль и январь и массив реанализа ERA-5 за период 2014-2022 г. Сборно-кинематические карты как часть рабочего процесса прогнозирования погоды строятся для периодов однородной циркуляции в отделах метеопрогнозов на сети Росгидромета [5]. Карты предоставлены автору в отделе метеопрогнозов Якутского УГМС. Данные реанализа ERA-5 создаются в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) на основе комплекса данных с приземной сети, сети аэрологического зондирования и спутниковых данных с использованием ассимиляции данных 4D-Var и модельных прогнозов в интегрированной системе прогнозирования ECMWF (IFS) с 137 гибридными уровнями сигма/давление (модель) по вертикали и верхнему уровню при 0,01 Гпа [6]. Массивы реанализа ERA-5 предоставлены автору Институтом физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, где они прошли предварительную обработку.

Из данных реанализа была сделана выборка для исследуемого района. Для упрощения задачи были оставлены лишь случаи, вошедшие в сборно-кинематические карты. Обобщение числа периодов с различными типами атмосферной циркуляции показало, что в целом над исследуемым районом как в январе, так и в июле преобладают комбинированный широтный, комбинированный меридиональный, а также широтный типы циркуляции. Однако имеются и

отличия: в январе отмечается значительное число периодов с северным и восточным типом циркуляции; в июле восточный тип циркуляции отсутствует, но отмечается большое число периодов с центральным типом циркуляции (рис.1)

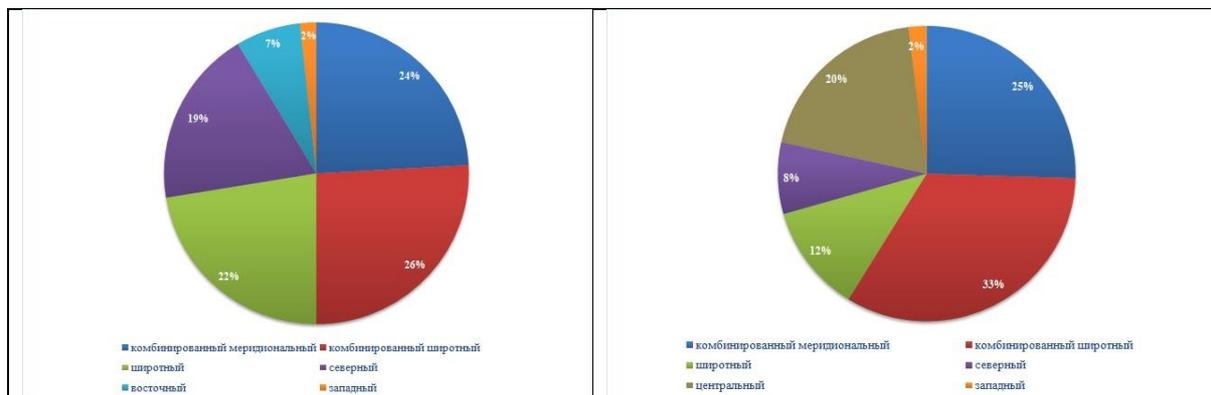


Рисунок 1. Соотношение числа синоптических периодов с различными типами атмосферной циркуляции за 2014-2022 гг.

На основе сделанной выборки были получены атрибутивные таблицы, с помощью которых в программе QGIS версия 3.16 построены карты траекторий циклонов. В качестве подложки применена OSM Standard (Openstreetmaps). На этом этапе вновь проведена проверка данных, т.к. при построении траекторий четко видны ошибочные данные, вошедшие в рабочие таблицы. Были построены карты траектории циклонов для января и июля за период 2014-2022 гг. (пример приводится на рис.2).

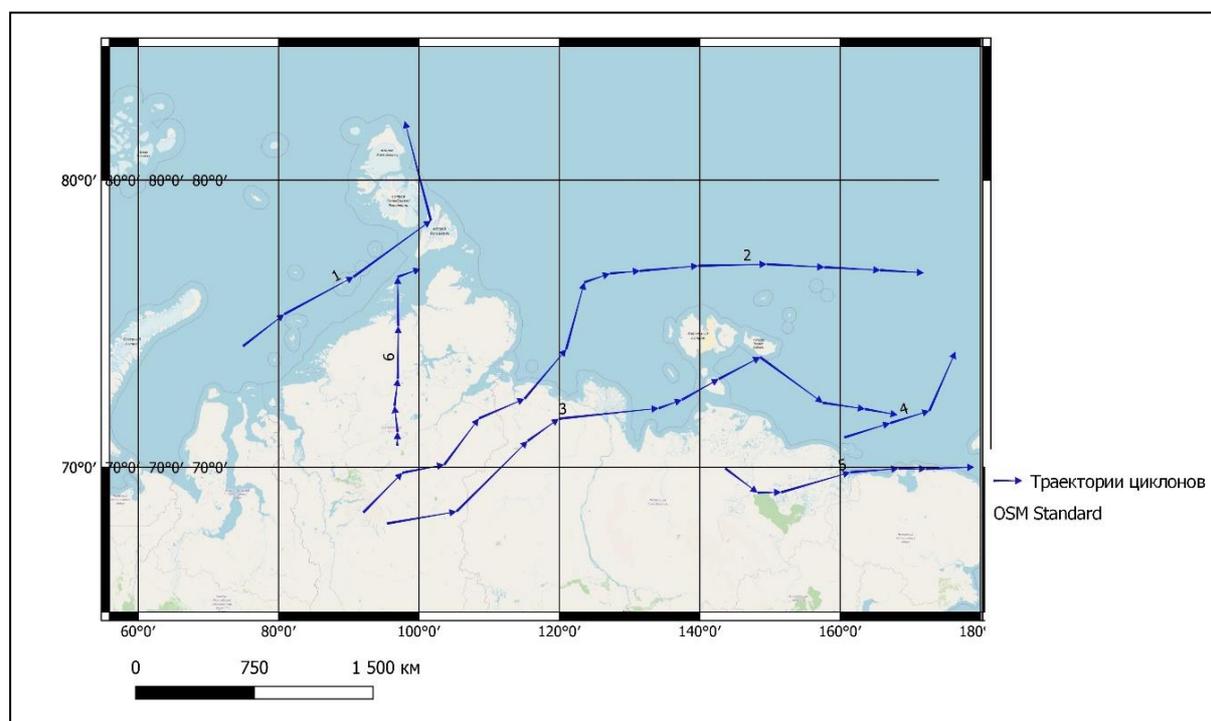


Рисунок 2. Карта траекторий циклонов над вторым климатическим районом Арктики, июль 2014 года

К картам прилагаются таблицы, где приведены сведения: период, тип атмосферной циркуляции, максимальная глубина, максимальный радиус циклона (пример приводится в табл.1).

Таблица 1. Характеристики циклонов над вторым климатическим районом Арктического бассейна и прилегающей сушей, июль 2014 года.

№ случая	период	тип атмосферной циркуляции	макс. глубина, гПа	Γ_{\max} , КМ
1	04.07-05.07.14	комбинированный меридиональный	10	683,82
2	08.07-12.07.14	комбинированный меридиональный	11	680,99
3	15.07-18.07.14	центральный	7	828,28
4	16.07-17.07.14	центральный	14	800,61
5	19.07-21.07.14	комбинированный меридиональный	9	548,68
6	27.07-29.07.14	комбинированный меридиональный	7	576,28

В целом за период 2014-2022 гг. было построено 8 карт за январь и 8 карт за июль. Затем траектории наиболее повторяющихся циклонов осреднены методом пучка – одним из методов схематизации синоптических макропроцессов, когда в процессе анализа исключаются несущественные для особенностей атмосферных процессов детали и выделяются ведущие их черты. Результат представлен на рисунках 3 и 4.

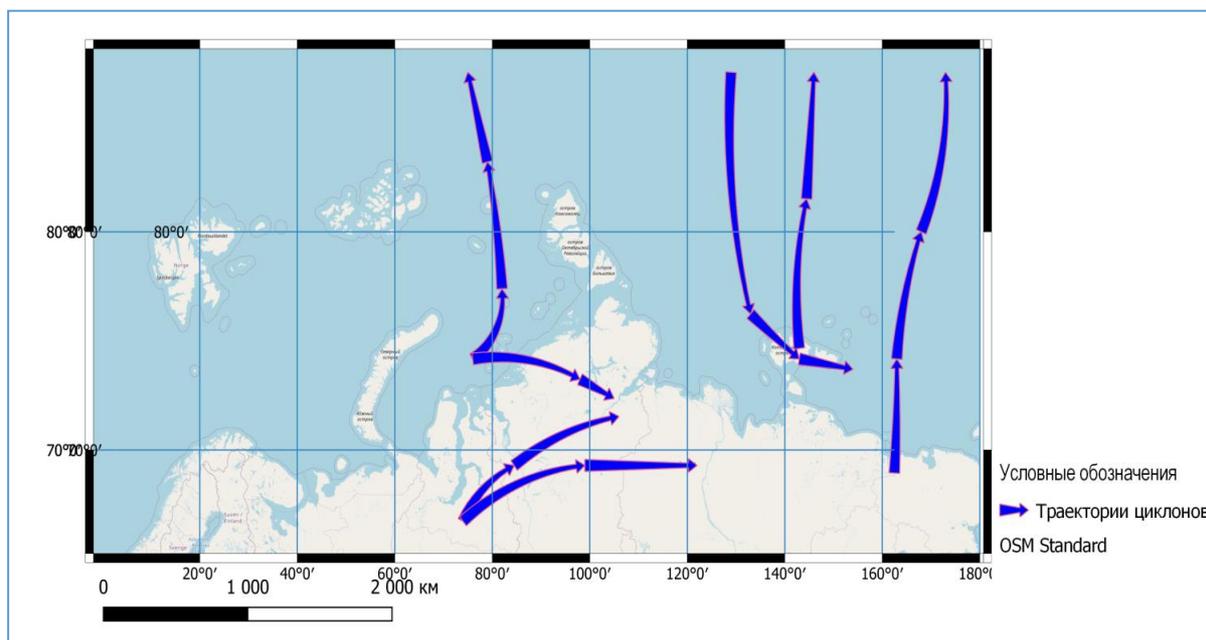


Рисунок 3. Траектории циклонов в январе над вторым климатическим районом Арктического бассейна и прилегающей сушей. 2015- 2022 гг.

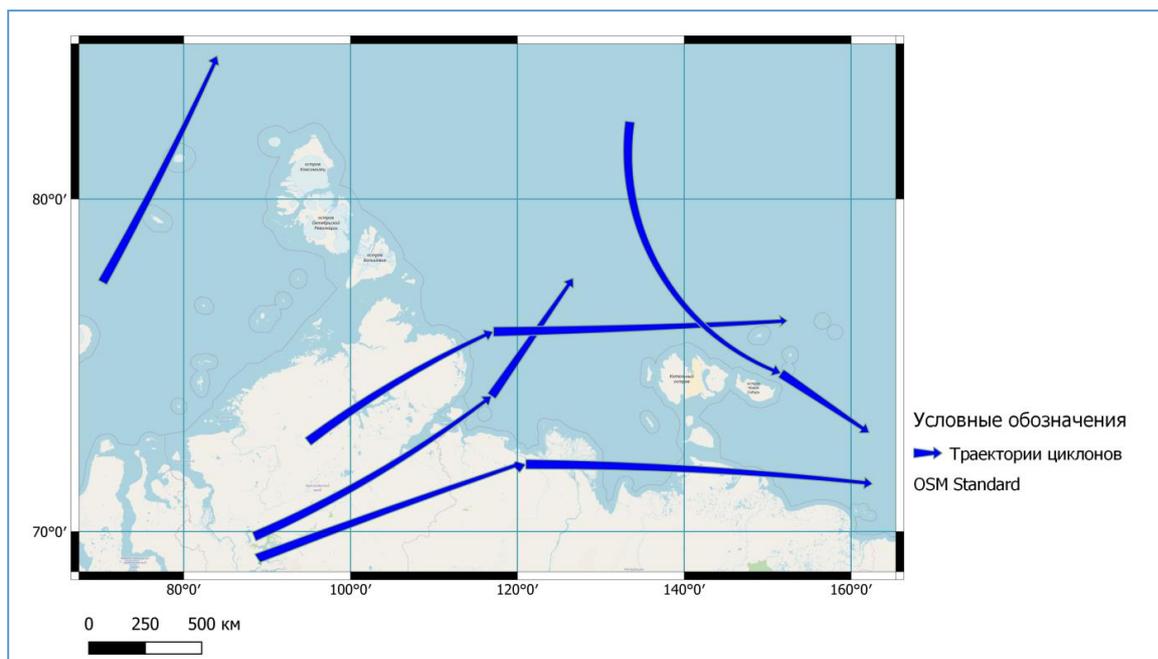


Рисунок 4. Траектории циклонов в июле над вторым климатическим районом Арктического бассейна и прилегающей сушей. 2014- 2021 гг.

Основные выводы и результаты исследования. Траектории январских циклонов над вторым климатическим районом Арктического бассейна и прилегающей сушей имеют как меридиональное, так и широтное направление, при этом меридиональное направление преобладает (рис.3). Циклоны чаще выходят с акватории Карского моря на Таймыр, с севера Красноярского края на Хатангу и в низовья Лены, с Новосибирских островов в приполюсный район. Для июльских траекторий (рис.4) больше характерно широтное направление, при этом траектории циклонов более протяженные. Значительное количество циклонов формируется на севере Красноярского края, откуда часть выходит через Хатангу на акваторию моря Лаптевых, часть выходит к дельте Лены и проходит вдоль северного побережья Якутии. Некоторая часть циклонов формируется над Таймыром и через море Лаптевых и Новосибирские острова проходит в акваторию Восточно-Сибирского моря.

Автор выражает благодарность за предоставленный для исследования материал отделу метеопрогнозов Якутского УГМС и Институту физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН.

Литература

1. Климатический атлас Арктики. Прик З.М., под ред. И.М. Долгина. - Ленинград : Морской транспорт, 1963 г.
2. Богданова Э.Г. Голубев В.С., Драгомилова Б.М., Ильин И.В. Новая модель корректировки измеренных осадков и ее применение в полярных районах России [Журнал] // Метеорология и гидрология. - Москва : Федеральная служба по гид
3. Гаврилова М. К. Климаты холодных регионов Земли: Учебное пособие. [Книга]. - Якутск : Изд-во СО РАН, 2003. - с. 208.
4. Хуторянская Д. Ф. Региональная синоптика [Текст] : учебное пособие / Д. Ф. Хуторянская ; М-во образования и науки Российской Федерации, Федеральное гос. бюджетное образовательное учреждение высш. проф. образования «Иркутский гос. ун-т», Географический фак. [Книга]. - Иркутск : ИГУ, 2012. - с. 227.

5. Сборно-кинематические карты за 2014-2022 гг. / Архив отдела метеорологических прогнозов ФГБУ «Якутское УГМС»

6. ERA5: data documentation [В Интернете] // European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) : [Электронный ресурс]. - <https://confluence.ecmwf.int/display/СКВ/ERA5%3A+data+documentation>.

ВЛИЯНИЕ ДРЕБЕЗГА КОНТАКТОВ НА ПОКАЗАНИЯ ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАТЕЛЕЙ ГИДРОМЕТРИЧЕСКОЙ ВЕРТУШКИ

Пнюшков А.Д., Бузмаков С.В.

ФГБУ «ГГИ» (Лаборатория Гидрологических приборов ГГИ), г. Санкт-Петербург

INFLUENCE OF CONTACT BREAKING ON THE INDICATIONS OF THE SECONDARY CONVERTERS OF THE HYDROMETRIC TURN

Pnyushkov A.D., Buzmakov S.V.

State Hydrological Institute (Laboratory of the hydrological instruments, LHI SHI), St. Petersburg

В статье рассмотрено влияние дребезга контактов на показания наиболее распространённых в РФ вторичных преобразователей. Для наглядности были использованы вертушки с различными типами контактов: герметичный магнитоуправляемый (геркон) и скользящий механический. Приведена зависимость отклонения показаний скорости потока при различных режимах использования преобразователей и разных скоростях вращения лопастного винта. Даны рекомендации по возможности использования современных вторичных преобразователей в сочетании с вертушками с механическим контактом.

The article considers the influence of contact bounce on the readings of the most common secondary converters in the Russian Federation. For clarity, turntables with various types of contacts were used: sealed magnetically controlled (reed switch) and sliding mechanical. The dependence of the deviation of the flow rate readings for various modes of use of the transducers and different speeds of rotation of the bladed propeller is given. Recommendations are given on the possibility of using modern secondary converters in combination with turntables with mechanical contact.

Введение

До сих пор на постах государственной наблюдательной сети Росгидромета и в практике инженерных изысканий для строительства используются изготовленные в СССР 20-ти оборотные гидрометрические вертушки со скользящим контактом, регистрация сигналов, на которых осуществляется с помощью лампочки или специального звонка.[1] Невольно возникает желание усовершенствовать этот процесс при помощи подключения автоматизированного преобразователя импульсов от современных вертушек, который сразу преобразует частоту вращения лопастного винта в скорость потока. Такая возможность могла бы иметь место, если современные вторичные преобразователи полностью подавляли и (или) фильтровали дребезг контактов, возникающий в электрической цепи при работе вертушки. В руководстве пользователя существующих автоматизированных преобразователей ПСВ-1 [2] и ИСО-1 [3] указано, что они могут подключаться к вертушкам с механическим электрическим контактом, для этого ИСО-1 даже оснащен специальной клеммой для подключения сигнального провода двадцатиоборотных вертушек с обозначенной 1:20. В руководствах не указывается, имеется ли в приборах аппаратное или программное подавление дребезга контактов. Целью данной работы является проверка возможности применения данных преобразователей в сочетании с вертушками имеющих механический электронный контакт.

Проведение эксперимента

В эксперименте принимало участие следующее оборудование: вертушки ГР-21М, ГР-99, Ж-3 (вертушка Жестовского); вторичные преобразователи: ИСО-1 и ПСВ-1; показометр на основе платы прототипирования Arduino nano; персональный компьютер (ПК) электродвигатель, регулируемый широтно-импульсной модуляцией.

Описание эксперимента. Исследуемая вертушка устанавливается на специальный стенд, под основание лопастного винта подставляется вращаемое колесо. Контакты вертушки подсоединяются проводами параллельно к преобразователям ИСО-1 и ПСВ-1, а также к показометру, соединенному с ПК. Электрическая схема подключения изображена на рис. 1. С помощью регулятора электродвигатель задаётся скорость вращения колеса, которое в свою очередь с постоянной скоростью начинает вращать винт вертушки. Регистрация сигналов по преобразователям производится вручную, Arduino записывает сигнал непрерывно на ПК. Далее, входная клемма на преобразователях меняется с 1:20 на 1:1 и измерения повторяются. Затем задаётся другая скорость вращения лопастного винта, и цикл измерений повторяется. Стоит отметить, что ГР-99 является однооборотной вертушкой и переключение между 20-ти оборотным режимом и однооборотным для нее не осуществлялось.[4]

Данное действие производилось для всех изучаемых вертушек. Задавалось 5 режимов скоростей: от минимальной, обусловленной техническими возможностями вращающего устройства, до максимальной, обусловленной безопасностью проведения работ.

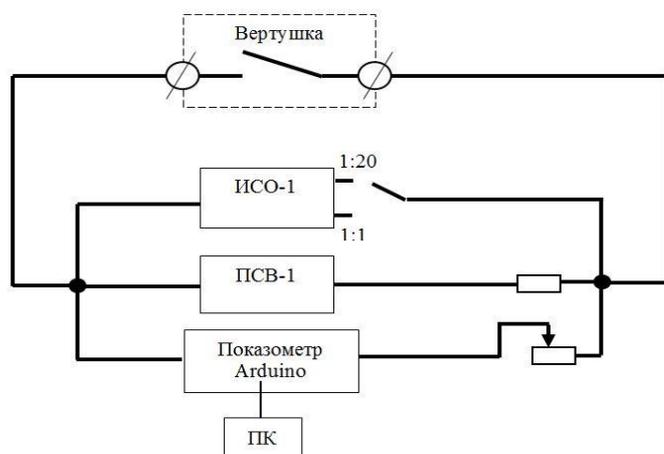


Рис. 1 – Электрическая схема подключения элементов

За фактическую скорость принималось значение полученное по обработанному сигналу с Arduino. Обработка сводилась к визуальному подсчёту с графиков (рис.2) количества сигналов по каждому циклу измерений, расчёту частоты сигнала и переводу его в скорость в соответствии с функцией преобразования оборотов винта изучаемой вертушки. Далее эталонная скорость сравнивалась с показаниями вторичных преобразователей, также приведенными через функцию преобразованию к скорости (для режима измерений 1:1 для 20-ти оборотных вертушек частота сигналов делилась на 20).

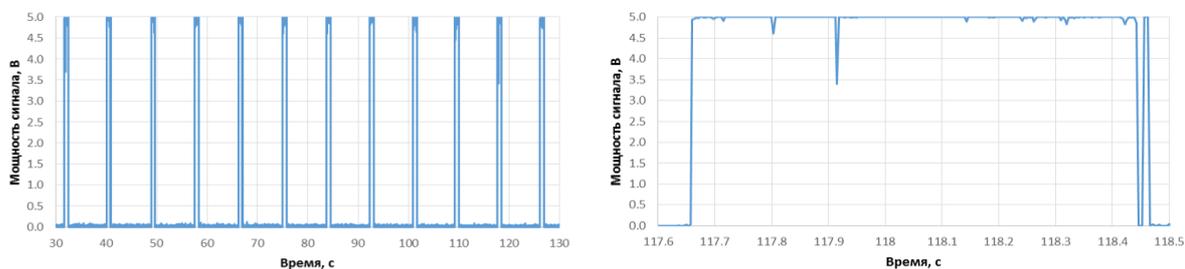


Рис 2. Форма выходного сигнала по Arduino

Результаты и обсуждение

По результатам проделанной серии опытов были построены и отображены на рис. 3 зависимости отклонения показаний скорости в %, от фактической скорости для трёх изучаемых вертушек.

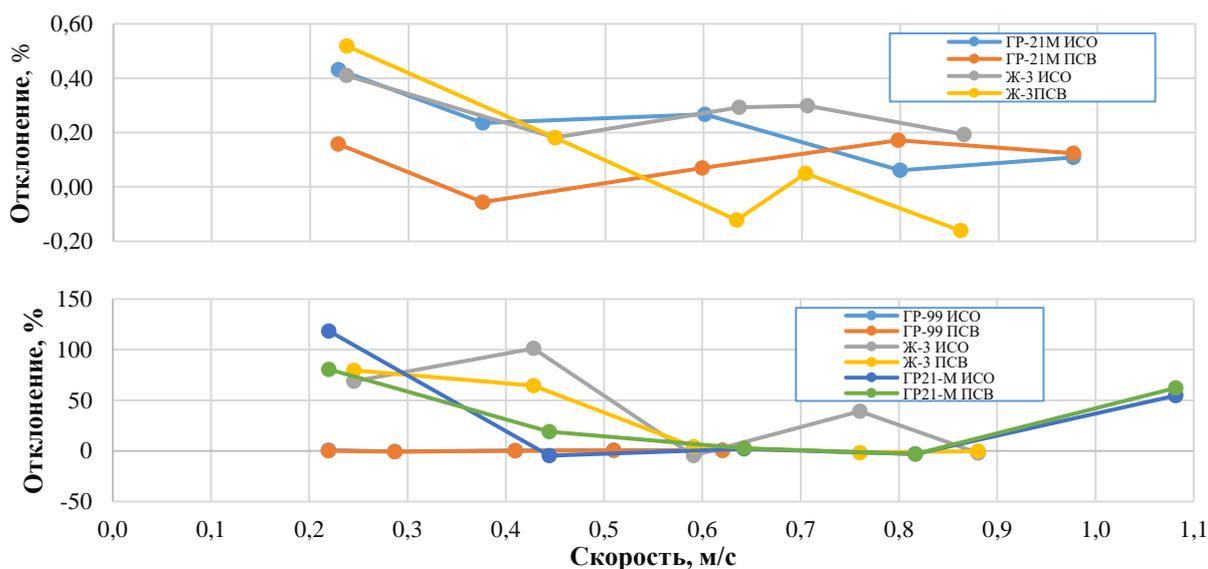


Рис 3. Зависимости отклонения скорости от фактической скорости. Для различных режимов.

На всех графиках, которые отображают показания 20-ти оборотных вертушек зона минимального отклонения наблюдается при скоростях около 0.6 м/с, наибольшие (до 120%) приходятся на минимальные скорости, что мы связываем с дребезгом контактов, который при однооборотном режиме не фильтруется как ИСО-1, так и ПСВ-1. При самых низких скоростях (от 0,04 – до 0,1 м/с) теоретически должны наблюдаться самые большие погрешности, когда замыкание сигнала сопровождается большим неустрашимым дребезгом. Дребезг визуально можно наблюдать по форме выходного сигнала, представленного на рис. 4.

Как видно на графике (рис. 4) для ГР-21М есть множество хаотичных замыканий и размыканий, которые и являются дребезгом [5]. Для Ж-3 также наблюдаются такие замыкания и размыкания, однако они менее ярко выражены. На графике, отображающем форму сигнала ГР-99, которая снабжена герметичным (магнитоуправляемым) контактом, дребезга не обнаружено, так как нет отклонений, которые бы явно выделялись.

При использовании 20-ти оборотных вертушек со скользящим электромеханическим контактом в режиме 1:1 наблюдаются значительно большие отклонения, чем в режиме измерений 1:20. Столь значительная разница в отклонениях между режимами обусловлена различной фильтрацией сигнала, которая может быть программной, аппаратной, т.е. основанной на различных электросхемах или вообще отсутствовать [6]. Мы предполагаем, что при использовании режима 1:1 фильтрация не производится т.к. герметичный контакт, который устанавливается на однооборотные вертушки, обеспечивает довольно стабильное соединение, а при режиме 1:20 производится довольно эффективно, что видно по графикам отклонений, для различных вертушек. По ходу всех проводимых измерений не удалось обнаружить такую форму единичного сигнала, которую бы вторичные преобразователи посчитали за несколько сигналов или не посчитали бы вовсе.

Отдельно необходимо отметить, то что все опыты производились в воздушной среде и результаты при проведении аналогичных опытов в водной среде могут быть искажены в связи с не нулевой электропроводностью воды.

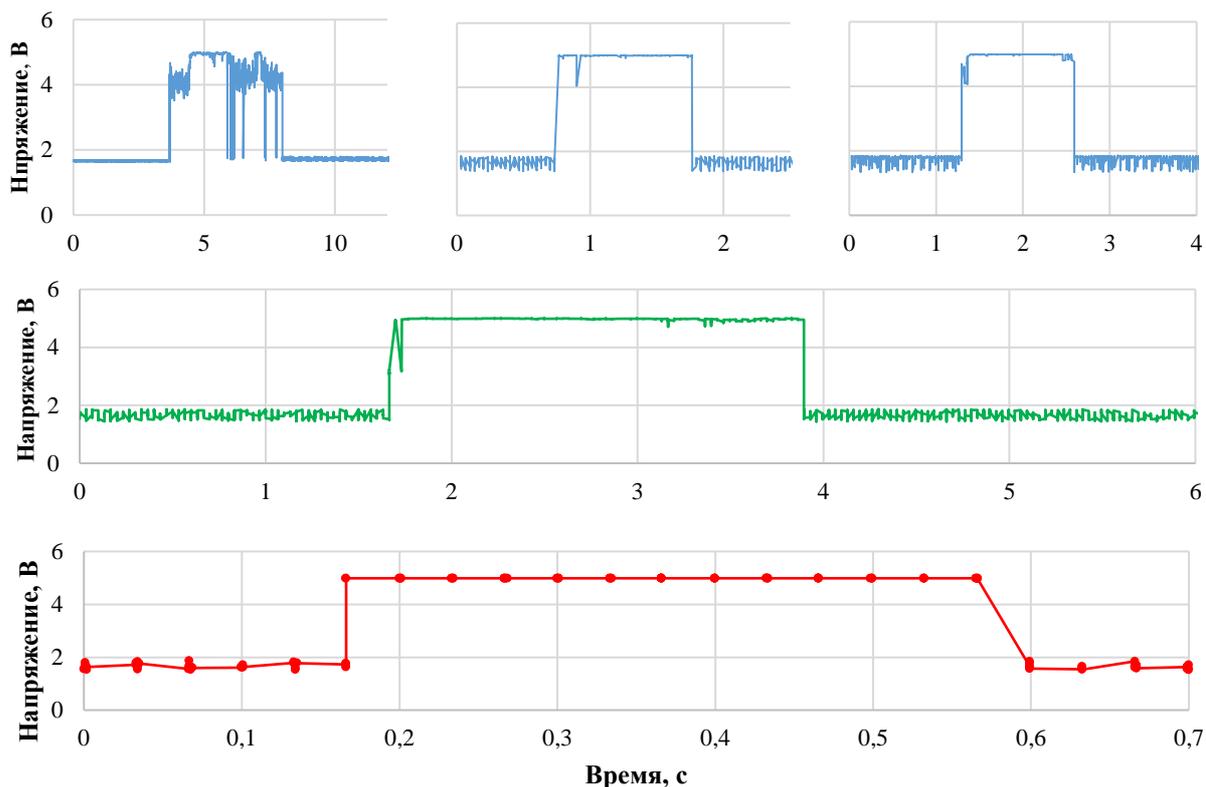


Рис 4. Формы сигналов для: ГР-21М при различной скорости (синим), Ж-3 при скорости 0.25 м/с (зелёным) и ГР-99 при скорости 0.21 м/с (красным).

Выводы.

По результатам исследования применимости современных вторичных преобразователей считаем, что:

1. Вертушку ГР-99 можно использовать как с ИСО-1, так и с ПСВ-1, при условии вода корректной функции преобразования сигналов.
2. Функция устранения дребезга на преобразователях ИСО-1 и ПСВ-1 в режиме измерения 1:20 работает хорошо. Использовать преобразователи в сочетании с вертушками, оснащенными механическим контактом, в режиме измерения 1:1 запрещается.
3. При условии схожего поведения контактов в водной среде, а также ввода корректной функции преобразования сигналов можно использовать современные вторичные преобразователи с 20-ти оборотными вертушками в режиме измерения 1:20. Однако при минимальной измеряемой скорости потока (4 см/с) возникают небольшие неудобства и результат измерений необходимо ждать около 5 минут для ИСО-1. На ПСВ-1 заложена возможность самостоятельной остановки измерения, но для этого нужно перейти в ручной режим измерения.

Список используемых источников:

1. Кокорев А.В Музей гидрологических приборов. - Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 2000 С.64
2. Преобразователь сигналов вертушки ПСВ-1: Руководство по эксплуатации С.3
3. Измерители скорости водного потока ИСО-1: Руководство по эксплуатации. 2008. С.3Алексенко М. И., Бурцев П. Н., Застенкер А. И., Белогуров Ю. А., Непонящий С. И. Справочник по гидрометеорологическим приборам и установкам. - Ленинград: Гидрометеиздат, 1976 С.155-156
4. ГОСТ 14312-79 Контакты электрические термины и определения: государственный комитет по СССР по стандартам, Москва С.5
5. Ульрих Титце Кристоф Шенк Полупроводниковая схемотехника. - 12-е изд. - Санкт-Петербург: Издательство ДМК Пресс, 2008 С.767

ОСОБЕННОСТИ ОРИЕНТАЦИИ РАЗРЫВОВ В ЛЕДЯНОМ ПОКРОВЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СМЕНЫ ТИПА АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

В.С. Порубаев, Л.Н. Дымент, А.А. Ершова

ФГБУ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт», Санкт-Петербург, Россия

FEATURES OF THE ORIENTATION OF LEADS IN THE LAPTEV SEA ICE COVER DEPENDING ON THE CHANGE IN THE TYPE OF ATMOSPHERIC CIRCULATION

V.S. Porubaev, L.N. Dyment, A.A. Ershova

State Research Center "Arctic and Antarctic Research Institute", Saint-Petersburg, Russia

Рассмотрена смена типов атмосферной циркуляции в море Лаптевых. Определены типы, приводящие к изменениям ориентации разрывов в ледяном покрове, а также типы, не изменяющие систему разрывов.

The change of types of atmospheric circulation in the Laptev Sea is considered, the types leading to changes in the orientation of leads in the ice cover are determined, as well as the types that do not change the system of leads.

Введение

Ранее было установлено, что причиной образования разрывов в ледяном покрове морей является неравномерность поля дрейфа [1-3]. Ветер воздействует на ледяной покров и вызывает его дрейф. На дрейф льда могут влиять такие факторы как перекося уровня моря в результате сгонных и нагонных явлений, приливные волны и течения. Однако ветер, который определяется приземным полем атмосферного давления, является основной причиной дрейфа льда.

Необходимость в типизации полей атмосферной циркуляции в арктических морях возникла при создании метода прогноза характеристик нарушений сплошности (разрывов) морского ледяного покрова [4]. Описание типов атмосферной циркуляции, встречающихся в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском, приведены в работе [5].

Выявление барической ситуации, которая определяет поле разрывов, требует детального анализа типов атмосферной циркуляции совместно с полями разрывов и дивергенции скорости дрейфа льда. Типы атмосферной циркуляции в зависимости от их интенсивности можно условно разделить на три группы по значению градиента атмосферного давления. К первой группе относятся типы малоинтенсивных воздушных потоков с градиентами менее 1 мб на 100 км. Ко второй группе относятся типы умеренных воздушных потоков с градиентами давления от 1 до 2 мб на 100 км. К третьей – типы интенсивных воздушных потоков с высокими градиентами атмосферного давления более 2 мб на 100 км.

Визуально интенсивность атмосферной циркуляции определяется по количеству изобар на синоптической карте. К первой группе относятся типы, в которых в пределах моря Лаптевых присутствует менее 3 изобар (кратность равная 5 мб). Ко второй – где количество изобар равно 3 или 4. К третьей группе, где количество изобар равно или более 5 единиц.

Исходными данными о нарушениях сплошности ледяного покрова являются спутниковые снимки. Разрывы с шириной, превышающей пространственное разрешение снимка, дешифрируются и затем оцифровываются с помощью GIS ArcMap. Акватория моря Лаптевых была разделена на квадраты 100×100 км, по которым рассчитываются характеристики разрывов в ледяном покрове – модальная ориентация и удельная длина. В этих же квадратах рассчитывается дивергенция скорости дрейфа по данным фактического дрейфа льда. Представление информации в цифровом виде дает возможность сравнивать поля разрывов и анализировать изменения их характеристик в зависимости от изменения барической ситуации.

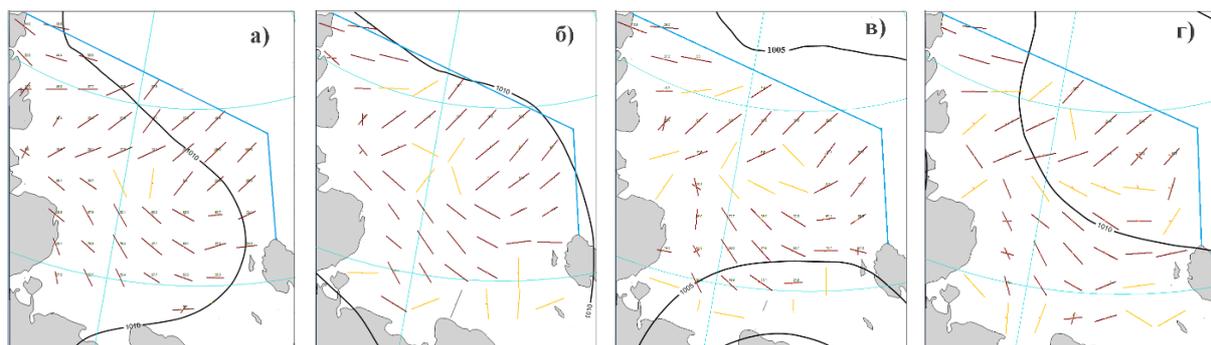
Для количественной оценки степени совпадения ориентации разрывов за две разные даты рассчитывается процентное отношение числа квадратов, в которых ориентация не изменилась, к числу квадратов, обеспеченных фактическими данными за обе даты. При расчетах было принято, что ориентация разрывов сохранилась, если ее значение изменилось не более чем на 30° от направления за предыдущую дату. Обобщение опыта ледового плавания показало, что разрывы, ориентация которых отклоняется от курса судна не более чем на 30°, можно считать попутными.

При использовании судоводителями попутных разрывов с таким критерием скорость движения судна увеличивается в 1,5–2 раза [6].

Некоторые районы моря нередко бывают закрыты облачностью, поэтому фактические данные о разрывах в ледяном покрове на спутниковых снимках отсутствуют. В этом случае используется расчетная преобладающая ориентация разрывов рассчитываемая по данным дрейфа льда.

Малоградиентные и однонаправленные типы воздушных потоков

По результатам анализа полей давления совместно с полями нарушений сплошности ледяного покрова (разрывов) было установлено, что в случае малоинтенсивных воздушных потоков ориентация разрывов практически не меняется, сформировавшись в предыдущие дни, когда воздушные потоки были интенсивными. В качестве примера на рис. 1 показано малоградиентное поле, существовавшее в течение периода с 5 по 8 марта 2019 г.

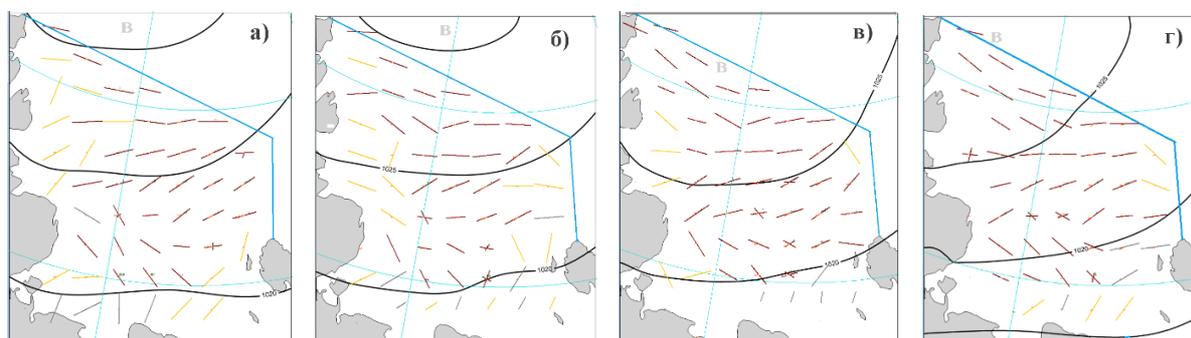


Коричневым цветом показана ориентация фактических разрывов, желтым расчетных, голубая линия – северная и северо-восточная граница моря.

Рис. 1. Поля атмосферного давления и преобладающая ориентация разрывов за 5 (а), 6 (б), 7 (в) и 8 (г) марта 2019 г.

Сравнение систем нарушений сплошности ледяного покрова за четыре последовательных дня с 5 по 8 марта 2019 года при слабых воздушных потоках показывает, что ориентация разрывов практически не изменялась в течение четырех рассмотренных дней. Совпадение разрывов составило между 5 и 6 марта 100%, между 6 и 7 марта 92%, между 7 и 8 марта 95%. Совпадение между направлением разрывов за 5 и 8 марта составило 93%.

Преобладающая ориентация разрывов также мало меняется в случае однонаправленных воздушных потоков. Пример таких барических полей приведен на рис 2.



Коричневым цветом показана ориентация фактических разрывов, желтым расчетных, голубая линия – северная и северо-восточная граница моря

Рис. 2. Поля атмосферного давления и преобладающая ориентация разрывов за 7 (а), 8 (б), 9 (в) и 10 (г) мая 2016 г.

В период с 7 по 10 мая 2016 мая над морем Лаптевых отмечался однонаправленный восточный поток одинаковой интенсивности. В течение 4 дней над акваторией моря Лаптевых

установилось поле атмосферного давления, способствующие западному дрейфу льда по направлению к побережью Таймыра. В этом случае происходило закрытие каналов на акватории прилегающей к побережью, но на большей части акватории моря направление разрывов в течение рассмотренного периода практически не изменилось. Степень совпадения направления разрывов между 7.05.16 и 8.05.16 составила 94%, между 8.05.16 и 9.05.16 – 100%, между 9.05.16 и 10.05.16 – 97%. Это объясняется тем, что градиенты атмосферного давления были относительно небольшие, воздушный поток не менялся по направлению, дивергенция скорости дрейфа льда на большей части акватории моря была незначительной, и потому закрытие каналов и их новое образование практически не происходило.

При более интенсивных воздушных потоках, когда приземное поле атмосферного давления изменяется в течение рассматриваемого периода, поле разрывов перестраивается, хотя ориентация разрывов обладает инерцией и может сохранять прежние значения в течение суток.

Формирование полей разрывов при быстрой смене типов воздушных потоков

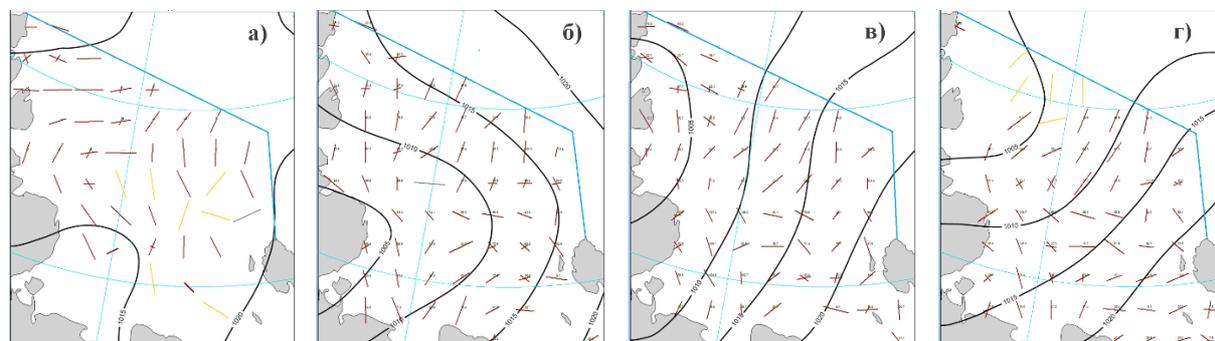
В среднем тип атмосферной циркуляции над морем сохраняется в течение 2-4 дней. Однако бывают случаи, когда смена типа происходит в течение суток. На рисунке 3 показаны поля разрывов в море Лаптевых за 4 дня с 10 по 13 ноября 2018 г.

При размытом барическом поле за 10 ноября ветровой дрейф льда был незначителен (рис. 3а). Ориентация разрывов в ледяном покрове сформировалась в предшествующий период времени. На следующие сутки 11 ноября поле атмосферного давления над морем существенно изменилось и градиент давления увеличился, что показано на рис. 3б. В южной части моря воздушный поток имеет юго-западное, а в северной – юго-восточное направление. Такие воздушные потоки обусловлены барической ложбиной с юго-запада. При этом ориентация разрывов в северной части моря существенно изменилась. Степень совпадения направления разрывов за 10 и 11 ноября составила 76%, что является низкой величиной, так как в среднем направление разрывов для двух смежных суток при выбранных критериях совпадает в 91% случаев.

На третьи сутки рассматриваемого нами периода, 12 ноября 2018 года (рис. 3в), барическая ситуация в море Лаптевых вновь изменилась по сравнению с ситуацией за предыдущие сутки, и воздушный поток усилился. В этот день отмечался южный воздушный поток, и в системе разрывов произошла перестройка. Степень совпадения ориентации разрывов за 11 и 12 ноября составила 82%, что также является низкой величиной.

Барическая ситуация продолжала быстро меняться и к концу рассматриваемого периода характеризовалась ложбиной с северо-запада при интенсивном воздушном потоке (рис 3г). На акватории моря воздушные потоки существенно изменились. Степень совпадения ориентации разрывов за 12 и 13 ноября низкая и составила 84%.

При быстрой смене типа барических полей и интенсивном воздушном потоке перестройка полей разрывов в ледяном покрове происходит за период менее суток.



Коричневым цветом показаны ориентация фактических разрывов, желтым расчетных, голубая линия – северная и северо-восточная граница моря

Рис. 3. Поля атмосферного давления и преобладающая ориентация разрывов за 10 (а), 11 (б), 12 (в) и 13 (г) ноября 2018 г.

Выводы.

В процессе изучения механизма формирования нарушений сплошности ледяного покрова, выявлены основные моменты перестройки систем разрывов в ледяном покрове в зависимости от типа приземной циркуляции атмосферы.

В случае малоградиентного поля атмосферного давления ориентация разрывов в пространстве не изменяется и определяется одной из барических ситуаций за предыдущие дни, когда существовал интенсивный дрейф.

При однонаправленном воздушном потоке система разрывов в основном сохраняется, пока не изменится направление потока. При смене типа интенсивной циркуляции атмосферы предыдущая ориентация разрывов сохраняется около суток, затем ориентация разрывов изменяется.

При быстрой смене типа интенсивного воздушного потока, не являющегося однонаправленным, изменение системы разрывов в ледяном покрове может происходить за период времени менее суток.

Литература

1. Горбунов Ю.А., Карелин И.Д., Лосев С.М. Природа нарушения сплошности морского ледяного покрова в зимнее время // Материалы гляциологических исследований. 1986. №55. С. 131–134.
2. Карелин И.Д. Исследование крупномасштабных потоков морских льдов по телевизионным снимкам искусственных спутников Земли // Проблемы Арктики и Антарктики. 1985. вып.60. С.86–93.
3. Бородачев В.Е. Генетико-морфологическая классификация трещин в ледяном покрове // Труды ААНИИ. 1988. Т.388. С. 79–84.
4. Порубаев В.С., Дымент Л.Н., Аксенов П.В. Leads in the ice cover of the Arctic seas and the ability to predict their characteristics based on satellite data. РОАС-2021, 14-18 июня 2021 г., Москва, онлайн
5. Порубаев В.С., Дымент Л.Н. Типизация полей атмосферного давления в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском. Проблемы Арктики и Антарктики. 2021; 67(4):394-405.
6. Фролов С.В. Влияние ориентации нарушений сплошности льда на эффективность движения судов в Арктическом бассейне в летний период // Проблемы Арктики и Антарктики, №3, 2013. – С.35-45.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ВОДНЫХ МАСС В КРУПНОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ

А.В. Рахуба, канд.техн.наук

Самарский федеральный исследовательский центр РАН, Институт экологии Волжского бассейна РАН, Тольятти, Россия

MODELING THE DYNAMICS OF WATER MASSES IN A LARGE RESERVOIR

A.V. Rakhuba, Cand.Sc.

Samara Federal Research Scientific Center RAS, Institute of Ecology of the Volga River Basin RAS, Togliatti, Russia

В работе представлено 2D-моделирование пространственной структуры переноса вод в Куйбышевском водохранилище при различных гидрометеорологических ситуациях в условиях средней водности. Расчеты выполнены на основе системы уравнений теории длинных волн, так называемых уравнений «мелкой воды» и уравнении конвективно-диффузионного переноса растворенного вещества, которые реализованы в программном комплексе «ВОЛНА». Проведена серия имитационных расчетов распространения водных масс различного масштаба в условиях ветровых и стоковых циркуляций течений в акватории водохранилища.

The paper presents a 2D modeling of the spatial structure of water transport in the Kuibyshev reservoir under various hydrometeorological situations under conditions of average water content. The calculations are based on the system of equations of the theory of long waves, the so-called "shallow water" equations and the equation of convective-diffusion transport of a dissolved substance, which are implemented in the VOLNA software package. A series of simulation calculations of the distribution of water masses of various scales under the conditions of wind and runoff circulations of currents in the water area of the reservoir has been carried out.

Введение.

Характерной особенностью крупных водохранилищ является замедленный водообмен и пространственная неоднородность их вод. С этой неоднородностью связано наличие в водохранилищах водных масс, пространственная конфигурация которых зависит от характера динамики течений, обусловленной влиянием подводного рельефа, формы береговой линии, действием ветра и режимом регулирования стока на гидроузлах.

Водные массы в водоеме переносятся течениями, которые способствуют их трансформации, влияют на гидрохимический режим и создают условия для развития водных организмов. Наблюдения за течениями и формированием водных масс в настоящее время нерегулярны и нередко затруднены в условиях экстремальных гидрометеорологических явлений (штормовых ветрах, высоких паводках и половодьях). В этих случаях математическое моделирование дает возможность оценить пространственно-временные особенности и закономерности течений и пространственной неоднородности вод в акватории в режиме численного эксперимента при воспроизведении различных гидрометеорологических ситуаций.

В работе обсуждаются результаты имитационного моделирования течений и динамики водных масс в акватории Куйбышевского водохранилища в период летней межени.

Объект моделирования и методы.

Куйбышевское водохранилище имеет большую протяженность в меридиональном направлении. В верхней части зоны переменного подпора водохранилище состоит из двух частей – Волжской и Камской веток. Ниже по течению водохранилище находится в подпоре, акваторию которого условно можно разделить на восемь озеровидных плесов и множества различных заливов в устьях боковых притоков (рис. 1). Общая протяженность акватории Куйбышевского водохранилища составляет 510 км, наибольшая ширина – 27 км, а максимальная глубина достигает 40 м.

Для численных расчетов течений и динамики водных масс была разработана математическая модель Куйбышевского водохранилища, состоящая из 143562 расчетных узлов прямоугольной сетки с шагом 200 м. Представленная модель основана на системе уравнений теории длинных

волн, так называемых уравнениях «мелкой воды» и модели конвективно-диффузионного переноса растворенного вещества, реализованные в программном комплексе «ВОЛНА» [1].

Моделирование выполнялось для года средней водности (1969 г.) в пределах всей акватории водохранилища, ограниченной на западе Чебоксарским и на востоке Нижнекамским входными створами гидроузлов, соответственно расположенных на Волжской и Камской ветках водохранилища, и на юге – замыкающим створом Жигулевского гидроузла. На боковой поверхности учтено впадение таких притоков как Вятка, Свияга, Казанка, Мёша и Большой Черемшан.

В качестве расчетного критерия водной массы в модели использовался показатель общей минерализации воды. На открытых боковых границах, через которые вода поступает в расчетную область, задавались постоянные расход воды и общая минерализация (табл. 1).

Таблица 1. Входные данные для расчетов на модели Куйбышевского водохранилища

Название входного створа	Расход воды, м ³ /с	Минерализация воды, г/м ³
Чебоксарская ГЭС	2450	213
Нижнекамская ГЭС	1600	215
р. Вятка	830	300
р. Свияга	41	656
р. Казанка	13	955
р. Мёша	21	915
р. Черемшан	41	620

Расчеты полей течения и распространения водных масс притоков в водохранилище проводились для стационарного режима расхода при отсутствии ветра, а также для меженного периода преобладающего юго-западного ветра с постоянной скоростью 15 м/с. Калибровка параметров модели проводилась по данным наблюдений на рейдовых вертикалях водохранилища [2] (табл. 2). Относительные отклонения между рассчитанными $C_{рас}$ и наблюдаемыми $C_{набл}$ средними по вертикали значениями минерализации воды составили от 1 до 17 %.

Таблица 2. Наблюдаемые и рассчитанные на модели средние значения общей минерализации в период летней межени за 1969 г.

№ вертикали	Пункт	Общая минерализация воды $C_{изм}$, г/м ³	Общая минерализация воды $C_{расч}$, г/м ³	Скорость течения $v_{изм}$, м/с	Скорость течения $v_{расч}$, м/с	Глубина $h_{расч}$, м
66	с. Вязовые	245.2	217.4	0.17	0.254	7.93
70	г. Чистополь	291.0	256.3	-	0.071	5.10
54	ГМС-2	266.2	264.6	-	0.042	6.75
50	г. Тетюши	247.5	256.1	0.06	0.036	16.92
40	г. Ульяновск	218.6	253.3	0.20	0.196	15.43
1	г. Тольятти	217.2	249.5	0.16	0.054	39.77

Начальное значение минерализации для всей акватории водохранилища задавалось равной 213 г/м³. Задание штормовых ветров осуществлялось после выхода модели гидродинамики на стационарный режим расчета. Затем рассчитывалось поле общей минерализации при постоянном меженном расходе в водохранилище, которое составило 95 суток расчетного времени.

Результаты расчетов.

Первые работы, посвященные анализу циркуляций течений и пространственному распределению водных масс в Куйбышевском водохранилище, представлены в работах П.Ф. Чигиринского, С.А. Поддубного [3, 4]. Движение водных масс летом в крупных долинных водохранилищах осуществляется под воздействием стоковых течений и ветровых воздействий. Стоковые течения, в основном, преобладают в Волжском и Камском районах переменного подпора, а также хорошо прослеживаются вдоль правого берега Куйбышевского

водохранилища. В условиях ветрового воздействия в центральных плесах водохранилища формируется сложная циркуляция течений.

На рисунке 2 показаны модельные расчеты траекторий течений в районе впадения р. Меша и р. Черемшан при юго-западном ветре. В Волжско-Камском и Тетюшинском плесах при юго-западном направлении ветра возникают крупные вихревые движения воды циклональной направленности, которые целиком захватывают пространство плесов. Наряду с этим возникают вихри меньших масштабов антициклональной направленности в устьевой области (заливе) р. Мёша и мелкомасштабные вихри циклональной направленности в левобережной мелководной части Волжско-Камского плеса.

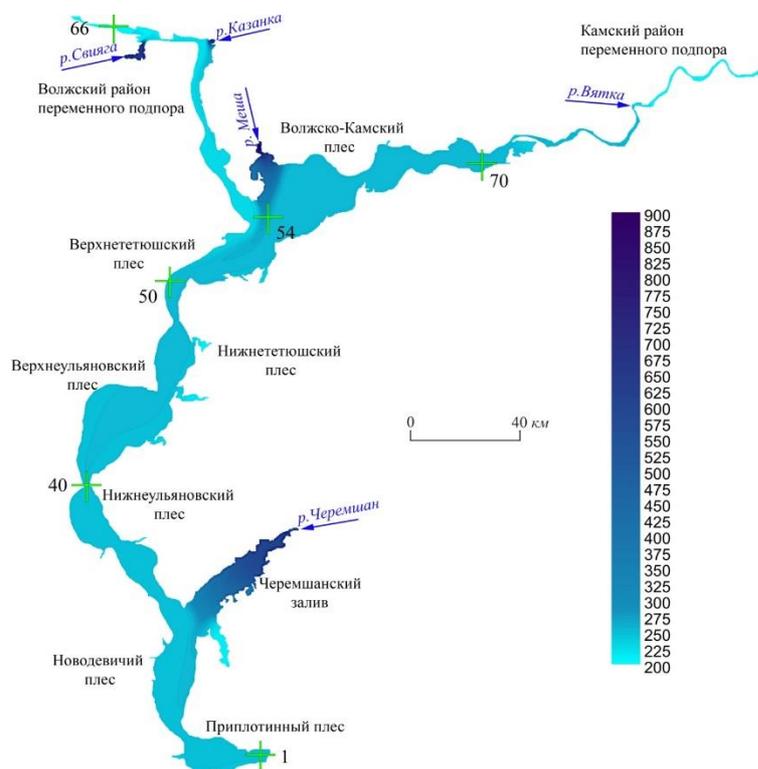


Рис. 1. Распределение минерализации воды (г/м^3) в Куйбышевском водохранилище при отсутствии ветра и расположение вертикалей наблюдений

Орбитальные скорости в крупномасштабных вихрях Волжско-Камского и Тетюшинского плесах достигают 10-15 см/с, в вихрях средних и малых размерах – 2-5 см/с. В Нижнеульяновском плесе при юго-западном направлении ветра возникает левобережная циклональная циркуляция, а в Черемшанском заливе потоки воды разбиваются на несколько мелкомасштабных вихрей и один крупномасштабный циклональный вихрь. В Новодевичьем плесе также ярко выражена циклональная траектория движения вод.

В качестве индикатора для расчета распространения водных масс от боковых притоков Куйбышевского водохранилища использовался консервативный показатель общей минерализации воды. По этому показателю в водохранилище лучше всего выделяются шлейфы водных масс в Волжско-Камском плесе от р. Меша и в Новодевичьем плесе от р. Черемшан (рис. 1 и рис. 2). Воды рек Свияги, Казанки и Вятки впадают в русловых частях водохранилища, где преобладают высокие скорости стокового течения (10 – 35 см/с) и соответственно их шлейфы слабо выражены в силу достаточно хорошего перемешивания.

Воды р. Мёша распространяются вдоль северо-западного побережья водохранилища и занимают значительную часть акватории Волжско-Камского и небольшую часть акватории Верхнететюшинского плесов (рис. 2а). Конфигурация шлейфа реки имеет вытянутую с севера на юг неправильную форму, которая определяется направленностью стокового и ветровых течений. Диапазон значений минерализации шлейфа р. Мёша в водохранилище составляет 260-915 г/м^3 . Воды р. Черемшан распространяются в акватории обширного залива и далее вытягиваются вдоль

левого берега Новодевичьего плеса (рис. 2б). Формирование геометрии шлейфа вод реки в значительной степени зависит от направленности течений. Значения минерализации воды в шлейфе р. Черемшан составляют 260-620 г/м³. Характеристики водных масс этих притоков представлены в таблице 3.

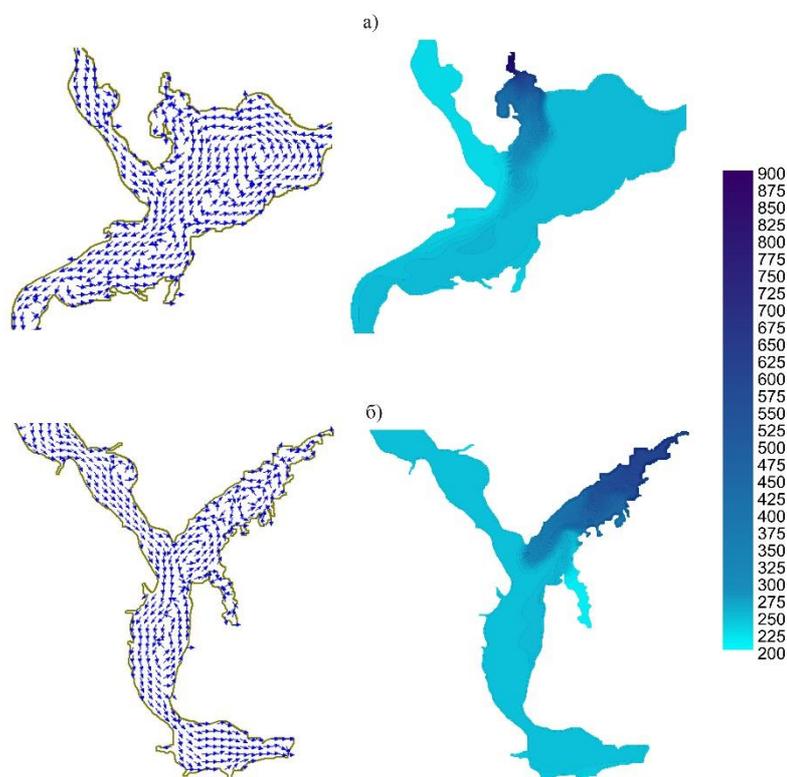


Рис. 2. Траектория течений и распределение шлейфа минерализации вод (г/м³) р. Меша (а) и р. Черемшан (б) в Куйбышевском водохранилище при юго-западном ветре

Таблица 3. Характеристика водных масс р. Мёша и р. Черемшан

Характеристика	Шлейф р. Мёша (диапазон минерализации 260-915 мг/л)		Шлейф р. Черемшан (диапазон минерализации 260-620 мг/л)	
	Штиль	Юго-запад	Штиль	Юго-запад
Направление ветра	Штиль	Юго-запад	Штиль	Юго-запад
Фоновая концентрация, мг/л	250	250	250	250
Длина шлейфа, км	54	51	84	78
Максимальная ширина шлейфа,	7.5	8.2	19.7	19.7
Площадь шлейфа, км ²	278	264	540	555

Реки Свияга и Казанка впадают в Волжскую ветку, а р. Вятка – в Камскую ветку Куйбышевского водохранилища, где режимы течений определяют гидроузлы Чебоксарской и Нижнекамской ГЭС. В целом, при суммарном воздействии рассматриваемых притоков по всей длине Куйбышевского водохранилища величина минерализации вод в период летней межени возрастает с 215 мг/л до 250 мг/л (на 14 %).

Литература

1. Рахуба А.В. Динамика водных масс Саратовского водохранилища под влиянием попусков ГЭС // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2008. № 2. С. 55-67.
2. Ресурсы поверхностных вод СССР. Л.: Гидрометиздат, Т. 12. Вып. 1, 1971. 412 с.
3. Чигиринский П.Ф. О течениях в Куйбышевском водохранилище на основании четырехлетних наблюдений // Сборник работ Комсомольской гидрометеорологической обсерватории. Вып. II. 1962. С. 200-233.
4. Поддубный С.А. О генерации мезомасштабных вихрей на участке русло-затопленная пойма в северной части Куйбышевского водохранилища // Биология внутренних вод: информационный бюллетень. 1991. № 90. С. 92-96.

ТРИЕДИНЫЙ ПОДХОД К ПРОГНОЗИРОВАНИЮ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

А.Д. Родионова¹, Н.В. Воронов¹, В.Б. Сапунов²

¹Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

²Институт исследований природы времени при Московском государственном университете, Москва, Россия

TRIPLE APPROACH TO PREDICTING OF EXTREME ENVIRONMENTAL EVENTS

A.D. Rodionova¹, N.V. Voronov¹, V.B. Sapunov²

¹Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg, Russia

²Institute for Time Nature Explorations under the Moscow State University, Moscow, Russia

Рассмотрены три метода современного экологического прогнозирования: динамическое моделирование, основанное на выявлении существующих тенденций и их экстраполяция на будущее; статическое моделирование, основанное на анализе состояния экологической системы на основе методов феногенетической индикации; биологическая индикация.

Modern environmental forecasting can be based on three methods: dynamic modeling based on the identification of existing trends and their extrapolation to the future; static modeling based on the analysis of the state of the ecological system based on the methods of phenogenetic indication; biological indication.

В мире увеличивается количество катастроф природного генезиса. В их результате ежегодно погибают миллионы людей, финансовые расходы на устранения их последствий достигают миллионов долларов. Рост нестабильности эколого-климатических процессов, увеличение числа стихийных бедствий наблюдается с начала 21 века (приблизительно в 2 раза) и требует совершенствования методов прогнозов. Цель настоящей работы – рассмотрение трех возможных подходов к прогностическому моделированию – динамического, статического и нетрадиционного – и возможность их объединения. Логико-математическое моделирование сочетает два типа моделей: динамические и статические. Динамические основаны на анализе трендов и их экстраполяции на будущее с учетом возможности изменения динамики процессов. В основе динамического моделирования и прогноза лежит оценка и математическое описание развития процесса. Она дает основу для экстраполяции направления развития характеристик изучаемой системы.

При этом необходимо исходить из трех методологических принципов: 1) Ни один процесс не может постоянно развиваться по одному и тому же закону. 2) Развитие процесса в будущем на основе установленной закономерности можно экстраполировать не более чем на 1/3 изученного отрезка времени; эта цифра найдена эмпирически без теоретического обоснования. 3) Для адекватного прогноза необходимо охватить методами научных наблюдений период больше одного повторяющегося цикла [1].

Теорию циклических процессов в природе и обществе разработал в прошлом веке выдающийся ученый Н.Д. Кондратьев [2], впоследствии репрессированный. В начале нынешнего века идею циклики к рассмотрению климатических и геофизических процессов приложил его однофамилец К.Я. Кондратьев [3,4]. Недочет этого обстоятельства нередко имел негативные научные и политические последствия. Известны споры о причинах изменения уровня Каспийского моря в середине прошлого века, когда Иран обвинил в обмелении моря Советский Союз, построивший волжский каскад гидроэлектростанций. В действительности оказалось, что деятельность человека (даже в случае очень крупных проектов истроек) намного слабее сил природы. Периодические колебания уровня Каспия – естественный процесс, связанный с динамикой подземных вод и неподвластный человеку [5]. Еще более серьезные политические последствия имел миф о глобальном потеплении, якобы, связанном с деятельностью человека. На самом деле потепление на протяжении нескольких столетий действительно имело место (на рубеже 2 и 3-го тысячелетий закончилось) и связано с

многолетними циклами солнечной активности [1, 6-10] и мало изученными процессами в земном ядре [11].

Статические модели более дешевы и более наукоемки. Они основаны на оценке состояния систем (в первую очередь экологических) на данный момент с учетом элемента опережающего отражения, свойственного живым системам. Как отмечалось выше, можно изучить динамику процесса по виду описывающего его графика, а можно взять конкретную точку, определить первую, вторую и третью производную и понять динамику процесса. Здесь большое значение имеет метод биологической индикации. Показатели изменчивости живых организмов, соотношение полов может быть серьезным основанием для обоснованных экологических прогнозов. Моделирование экологических процессов требует учета как глобальных изменений (рост климатической нестабильности и числа экстремальных природных событий, рост антропогенного давления), так и региональных (таяние льдов в Арктике за счет так называемого «псевдопарникового эффекта» и увеличение в атмосфере концентрации метана, циклические изменения солености Балтийского моря с периодом 55-50 лет и т.д.) [8,10].

Третий метод прогнозов, который только начинает разрабатываться (назовем его «нетрадиционным»), основан на способности животных предчувствовать катаклизмы как естественного, так и антропогенного генезиса. Известно, что животные уходят с опасной территории перед катастрофами, а также перед испытанием оружия массового уничтожения [1]. Такая способность подтверждается многочисленными наблюдениями, однако механизм этой способности не раскрыт. Согласно теории, предложенной советским ученым Н.А. Козыревым [12], существует поле времени (в современной терминологии – хроно-информационное [1]), через которое возможно получение информации из будущего, хотя и в размытом виде. Понятно, что мир, в котором все predetermined, существовать не может. Изучение свойств этого поля находится на начальной стадии, но в будущем оно может стать важнейшим направлением теоретических исследований и прикладного предсказания катаклизмов и неблагоприятных событий геофизического и экологического характера.

Мониторинг за поведением животных может стать основой прогнозов и возможностью создания статических прогностических моделей. Важное и мало разработанное направление экологического прогноза – феногенетическая индикация. Она основана на анализе феногенетических характеристик биологических популяций, количественной и качественной изменчивости, соотношения полов, полового диморфизма. Уровень развития популяционной и экологической генетики делает этот метод перспективным направлением экологического прогноза. Предполагаемый тренд в Северо-Западном районе нашей страны на 10-20 лет – незначительное снижение температуры, продолжающийся рост числа экстремальных событий и рост биомассы и биоразнообразия как желательных, так и нежелательных видов [10].

Заключение

Мы живем в опасное время, когда, в силу естественных и не до конца изученных процессов, меняется климат, растет климатическая нестабильность и увеличивается число опасных природных явлений. Они становятся главной угрозой для человечества, уносят миллионы жизней и требуют огромных финансовых расходов. Это диктует необходимость разработки и совершенствования новых методов предсказания неблагоприятных природных явлений. Подход должен быть комплексным. Современное экологическое прогнозирование может базироваться на трех методах. 1. Динамическое моделирование, основанное на выявлении существующих тенденций и их экстраполяцию на будущее. 2. Статическое моделирование, основанное на анализе состояния экологической системы на основе методов феногенетической индикации. 3. Биологическая индикация и нетрадиционные методы, основанные на анализе свойств времени и возможности проскопии – получения информации из будущего. Эти методы основаны на свойствах хроно-информационного поля, которое только начинает исследоваться. Развитие этих исследований – важное направление прикладной и фундаментальной науки 21 века.

Литература

1. Сапунов В.Б. В дебрях времени. – СПб.: Гамма, 2021. – 124 с.
2. Кондратьев Н.Д. Основные проблемы экономической статики и динамики. – М.: Наука, 1991. – 567 с.
3. Кондратьев К.Я. Цена экологических услуг России // Вестник РАН 2003, т. 73, №1. – с. 3-13.

4. Кондратьев К.Я., Крапивин В.Ф., Глобальный круговорот углерода: состояние, проблемы, перспективы // Исследования Земли из космоса, №3, 2004. – с. 12-21.
5. Гумилев Л.Н. Этногенез и биосфера Земли. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 528 с.
6. Киселев А.А., Кароль И.Л. Череда погодных аномалий – случайность или закономерность? // Природа, №7, 2017. – с. 9-16.
7. Румянцев В.А., Трапезников Ю.А., Обоснования механизма формирования короткопериодных климатических процессов // Изв. РГО, вып. 3, 2018. – с. 9-17.
8. Сапунов В.Б. Грядет глобальное похолодание. – СПб.: Астрель, 2010. – 248 с.
9. Чижевский Л.А. Солнечный пульс жизни. – М.: Айри Пресс, 2015. – 352 с.
10. Valentin Sapunov. Temperature in the Arctic and Antarctic: The different directed trends // Handbook of Research on International Collaboration, Economic Development and Sustainability in the Arctic. IGI Global, Hershey, USA, 2019. – p. 416-428.
11. Попов А.А., Ядро Земли. – Смоленск: «Маджента», 2012. – 26 с.
12. Козырев Н.А. Избранные труды. – Л.: Изд. Лен. Ун-та, 1991. – 448 с.

ПРИМЕНЕНИЕ ЦИФРОВЫХ ФИЛЬТРОВ К СПУТНИКОВЫМ ИЗОБРАЖЕНИЯМ ОРОГРАФИЧЕСКИХ ВОЛН

Симакина Т.Е., Федосеева Н.В.

Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), Санкт-Петербург, Россия

APPLICATION OF DIGITAL FILTERS TO SATELLITE IMAGES OF OROGRAPHIC WAVES

Simakina T.E., Fedoseeva N.V.

Russian State Hydrometeorological University (RSHU), St. Petersburg, Russia

Аннотация. Представлены результаты тематической обработки спутниковых снимков, полученных спектрорадиометром MODIS спутников Terra, Aqua с использованием методов цифровой высокочастотной фильтрации, позволяющих исследовать структуру орографических облаков на изображениях в разных диапазонах спектра. Особое внимание уделено снимкам в каналах водяного пара 6.7 и 7.3 мкм, с помощью которых повышается вероятность идентификации орографических волн, формирующихся в условиях дефицита влаги и «невидимых» на спутниковых снимках видимого или ИК-теплого диапазонов.

Annotation. The results of thematic processing of satellite images obtained by the MODIS spectroradiometer of Terra and Aqua satellites using digital high-frequency filtering methods that allow us to study the structure of orographic clouds in images in different spectral ranges are presented. Particular attention is paid to the images in the 6.7 and 7.3 microns water vapor channels, which increase the probability of identifying orographic waves formed in conditions of moisture deficiency and "invisible" on satellite images of the visible or infrared thermal ranges.

Введение

Динамическое воздействие рельефа на натекающий воздушный поток проявляется в возникновении различных волновых процессов. Орографические стоячие волны в движущемся ветровом потоке - один из видов таких процессов. В метеорологии различают два основных типа подветренных волн: захваченные подветренные волны и вертикально распространяющиеся подветренные волны.

Захваченные подветренные волны имеют горизонтальные длины волн от 5 до 35 км. Они существуют в слое с высокой статической устойчивостью и умеренными скоростями ветра, обычно в самых нижних 1-5 км тропосферы. Захваченные волны возникают, когда скорость ветра над орографическим препятствием резко увеличивается с высотой и когда устойчивость уменьшается в слое непосредственно над вершиной горы. Поскольку энергия волн удерживается в устойчивом слое, эти волны могут распространяться далеко по ветру от горного гребня. Даже невысокое горное препятствие может способствовать образованию волн на больших высотах, в 5 раз превышающих высоту горного хребта, и на горизонтальных расстояниях в 20 раз больших, чем высота препятствия [3].

В вершинах горных волн может возникать турбулентность, однако, в связи с тем, что волновое движение представляет собой разновидность ламинарного движения, это происходит не всегда. Переход из одной формы движения в другую может происходить очень резко и обычно наблюдается на уровнях, где существуют большие градиенты скорости ветра, ориентированные перпендикулярно горному препятствию. При достаточной относительной влажности атмосферы в подветренных областях над гребнями орографических волн возникают облачные полосы из слоисто-кучевых, высоко-кучевых, реже перистых облаков [1, 2]. Наличие облаков свидетельствует о движении воздуха и турбулентности в вершинах горных волн. Наиболее опасным для авиации процессом является возникновение турбулентности при безоблачном небе.

Турбулентность ясного неба часто возникает вблизи тропопаузы и обусловлена вертикальными волнами в сухих условиях среды. Особенно сильную турбулентность вызывает опрокидывание горных волн [4]. Именно безоблачные горные волны, невидимые как для пилота воздушного судна, так и для радиолокатора, являются чрезвычайно опасным видом атмосферных движений.

Обнаружение «невидимых» горных волн

Обнаружение таких «невидимых» горных волн в атмосфере с недостаточной влажностью возможно по вариациям водяного пара в средней и верхней тропосфере. Такие вариации заметны на спутниковых снимках в спектральных диапазонах, расположенных в полосе поглощения водяного пара, расположенной в дальней инфракрасной области спектра [5, 6].

В области более 5 мкм происходит почти полное поглощение собственной длинноволновой радиации земли водяным паром, за исключением окна прозрачности атмосферы 8—12 мкм. Многие современные спутниковые сканеры выполняют съемку в каналах, приходящихся на широкую и интенсивную полосу поглощения водяного пара. Так, максимумы весовых функций двух каналов радиометров SEVIRI спутника Meteosat и Modis спутника Terra в области длин волн 673-683 нм и 743-753 нм соответствуют значениям высот 350 гПа и 500 гПа (Рис. 1).

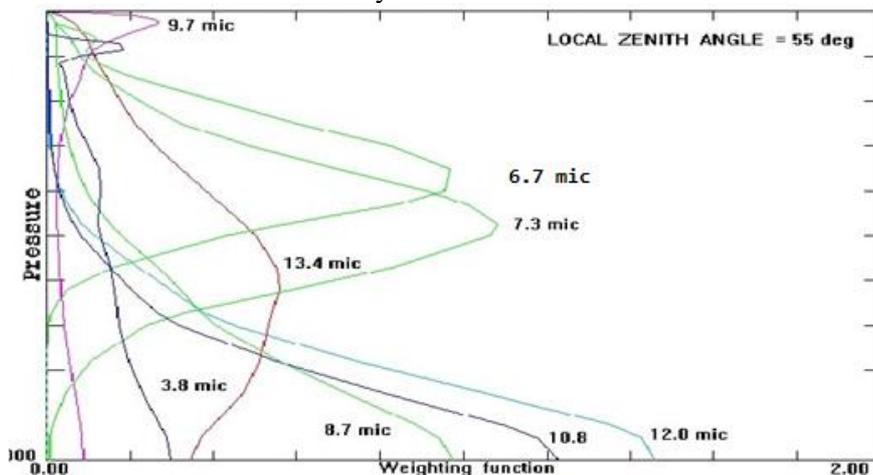


Рис. 1. Весовые функции каналов SEVIRI

В работе исследованы орографические волны, формирующиеся за горной системой Атлас на северной оконечности африканского континента. Атласские горы служат барьером, отделяющим пустыню Сахара от средиземноморского бассейна. Ширина гор более тысячи км, длина более двух тысяч км, высота самой высокой точки 4165 м. Такие прямолинейные протяженные горные хребты являются наиболее благоприятными для возникновения орографических волн. Сухой воздух Африки не способствует образованию облачности в гребнях волн.

На рис. 2а представлен спутниковый снимок в видимом диапазоне, на рис. 2б – снимок той же территории в канале водяного пара. На изображении слева за горами Атлас наблюдается безоблачная область, справа в этом же районе заметно чередование полос разной яркости, параллельных горному массиву.

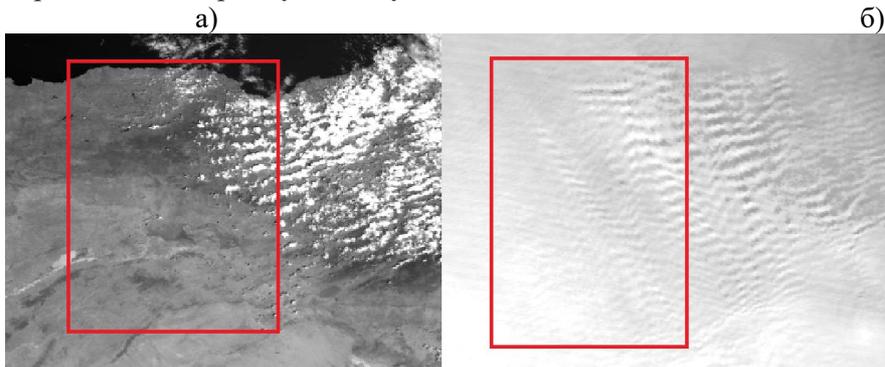


Рис. 2- Пример «невидимых» волн за горами Атлас. 13.05.2019
10:35 UTC в видимом диапазоне 0.86 мкм (а); в пароводяном канале 7.3 мкм (б)

Материалы и методы

Выделение горных волн на снимках спектрорадиометра MODIS спутников Terra и Aqua в пароводяных каналах 6,7 и 7,5 мкм выполнялось методом локальной высокочастотной фильтрации [7]. Наиболее удачными оказались курсовые фильтры, способные подчеркнуть перепады яркости в заданном направлении. Пример курсовой маски, выделяющей границы объектов на изображении, яркость которых меняется в направлении с севера на юг:

1	1	1
1	-2	1
-1	-1	-1

Поскольку волны образуются при преимущественном направлении ветра перпендикулярно горному хребту, при анализе локальных конкретных областей целесообразно задаться определенным набором весов курсовой маски. Сдвигая веса в маске на 45°, можно получить набор масок, выделяющих границы в восьми различных направлениях.

Для выделения горизонтально и вертикально расположенных границ объектов могут также использоваться операторы Превитта (Рис.3) и Собела (Рис.4).

а)	<table border="1"><tr><td>1</td><td>1</td><td>1</td></tr><tr><td>0</td><td>0</td><td>0</td></tr><tr><td>-1</td><td>-1</td><td>-1</td></tr></table>	1	1	1	0	0	0	-1	-1	-1
1	1	1								
0	0	0								
-1	-1	-1								
б)	<table border="1"><tr><td>1</td><td>0</td><td>-1</td></tr><tr><td>1</td><td>0</td><td>-1</td></tr><tr><td>1</td><td>0</td><td>-1</td></tr></table>	1	0	-1	1	0	-1	1	0	-1
1	0	-1								
1	0	-1								
1	0	-1								

Рис. 3 Оператор Превитта для выделения горизонтальных границ (а); для выделения вертикальных границ (б)

<table border="1"><tr><td>1</td><td>2</td><td>1</td></tr><tr><td>0</td><td>0</td><td>0</td></tr><tr><td>-1</td><td>-2</td><td>-1</td></tr></table>	1	2	1	0	0	0	-1	-2	-1	<table border="1"><tr><td>1</td><td>0</td><td>-1</td></tr><tr><td>2</td><td>0</td><td>-2</td></tr><tr><td>1</td><td>0</td><td>-1</td></tr></table>	1	0	-1	2	0	-2	1	0	-1
1	2	1																	
0	0	0																	
-1	-2	-1																	
1	0	-1																	
2	0	-2																	
1	0	-1																	

Рис.4 Оператор Собела для выделения горизонтальных линий (а); для выделения вертикальных линий (б)

Выделение границ без учета их направленности осуществляют операторы Кирша и Лапласа (Рис. 5).

а)	<table border="1"><tr><td>5</td><td>5</td><td>5</td></tr><tr><td>-3</td><td>0</td><td>-3</td></tr><tr><td>-3</td><td>-3</td><td>-3</td></tr></table>	5	5	5	-3	0	-3	-3	-3	-3																				
5	5	5																												
-3	0	-3																												
-3	-3	-3																												
б)	<table border="1"><tr><td>0</td><td>-1</td><td>0</td></tr><tr><td>-1</td><td>4</td><td>-1</td></tr><tr><td>0</td><td>-1</td><td>0</td></tr></table>	0	-1	0	-1	4	-1	0	-1	0	<table border="1"><tr><td>-1</td><td>-1</td><td>-1</td></tr><tr><td>-1</td><td>8</td><td>-1</td></tr><tr><td>-1</td><td>-1</td><td>-1</td></tr></table>	-1	-1	-1	-1	8	-1	-1	-1	-1	<table border="1"><tr><td>1</td><td>-2</td><td>1</td></tr><tr><td>-2</td><td>4</td><td>-2</td></tr><tr><td>1</td><td>-2</td><td>1</td></tr></table>	1	-2	1	-2	4	-2	1	-2	1
0	-1	0																												
-1	4	-1																												
0	-1	0																												
-1	-1	-1																												
-1	8	-1																												
-1	-1	-1																												
1	-2	1																												
-2	4	-2																												
1	-2	1																												

Рис.5 Операторы Кирша (а) и Лапласа (б)

Сумма весов высокочастотных масок обычно равна нулю. В этом случае однородные по яркости области приоритетно получают нулевые значения пикселей, чем больше яркостный перепад – тем сильнее эффект выделения. Если сумма весов в маске не равна нулю, то обработка такой маской приводит к подчеркиванию границ объектов, что визуально воспринимается как усиление резкости изображения. Пример такой маски, подчеркивающей на изображении вертикальные линии, приведен ниже:

-1	3	-1
----	---	----

-1	3	-1
-1	3	-1

Результаты исследования

Примеры результатов применения цифровых фильтров к пароводяным снимкам орографических волн представлены на рис. 6 и 7.

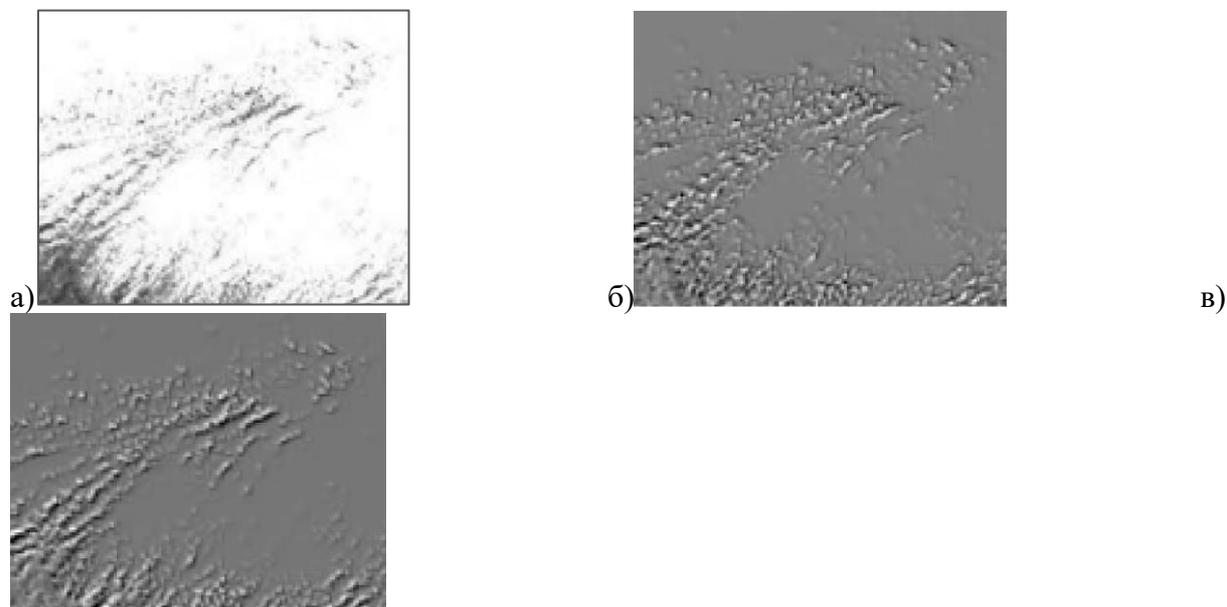


Рис.6 Исходный снимок в канале водяного пара 6.7 мкм (а); результат применения юго-западной курсовой маски (б); результат применения северо-западной курсовой маски (в)

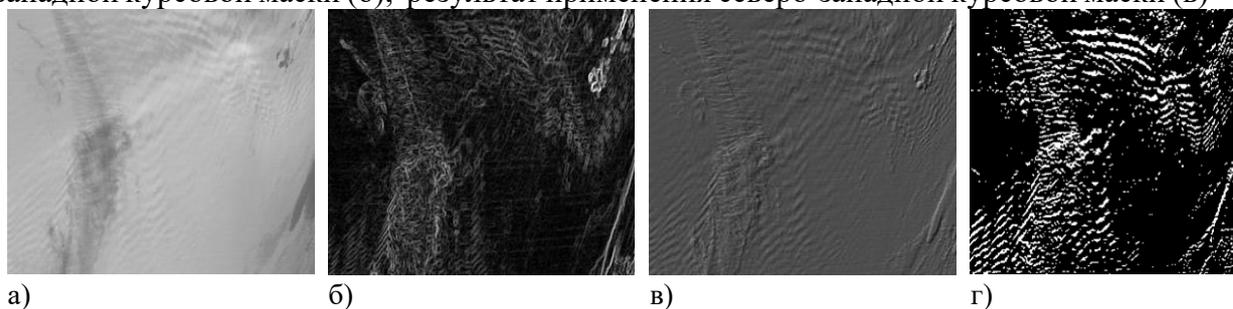


Рис.6 Исходный снимок в канале водяного пара 7.3 мкм (а); результат применения оператора Собела (б); результат применения юго-восточной курсовой маски (в); оператора Кирша (г)

Заключение

Волновые движения - неотъемлемая составляющая динамических процессов на всех высотах. Орографические гравитационные волны, возникающие в результате взаимодействия неоднородной по высоте земной поверхности с набегающим атмосферным потоком, могут ускорять средний поток и притоки тепла, влияющие на общую циркуляцию и тепловой режим атмосферы. Выделение «невидимых» орографических волн с помощью цифровой фильтрации позволяет исследовать структуру волновых пакетов, измерить длину волн и площадь области распространения. Характеристики волновых процессов позволяют включить их эффекты в численные атмосферные модели.

Литература

1. Durran D. R.. Mountain Meteorology: Lee Waves and Mountain Waves. In: Encyclopedia of Atmospheric Sciences. 2014, V. 1-6, 2998 p.
2. Whiteman C. D. Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications. New York: Oxford University Press, 2000, 355 p.
3. An Introduction to Atmospheric Gravity Waves// Edited by Carmen J. Nappo, - International Geophysics 2012, Volume 102, - Pages 1-321.
4. Guarino M. V. Mountain wave breaking in atmospheric flows with directional wind shear. A thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy. 2017, 147 p.
5. Федосеева Н.В., Ефимова Ю.В. Применение спутниковой съемки в каналах водяного пара при дешифрировании горных волн.// Материалы V научно-технической конференции «Проблемы военной геофизики и контроля состояния природной среды». СПб, 23-25 мая 2018 г. С. 736-739.
6. Федосеева Н.В., Ефимова Ю.В., Куроплина В.И. Дешифрирование "невидимых" орографических волн по данным спутниковой съемки в каналах водяного пара. В книге: Современные проблемы гидрометеорологии и устойчивого развития Российской Федерации. Сборник тезисов Всероссийской научно-практической конференции. 2019. С. 173-174
7. Симакина Т.Е. Получение и обработка спутниковых снимков. СПб.: Изд-во РГГМУ. – 2010. - 104 с.

ТЕПЛОМАССООБМЕН АРКТИЧЕСКОГО БАСЕЙНА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА С СОПРЕДЕЛЬНЫМИ ВОДНЫМИ БАСЕЙНАМИ В УСЛОВИЯХ МЕНЯЮЩЕГОСЯ КЛИМАТА

А.А. Соколов¹, В.В. Иванов^{1,2}, д-р физ.-мат. Наук

¹Арктический и антарктический НИИ, Санкт-Петербург, Россия

²Московский государственный университет, Москва, Россия

HEAT AND MASS TRANSFER OF THE ARCTIC BASIN OF THE ARCTIC OCEAN WITH ADJACENT WATER BASINS IN A CHANGING CLIMATE

A.A. Sokolov¹, V.V. Ivanov^{1,2}, Dr. Sc.

¹Arctic & Antarctic Research Institute, Saint-Petersburg, Russia

²Moscow State University, Moscow, Russia

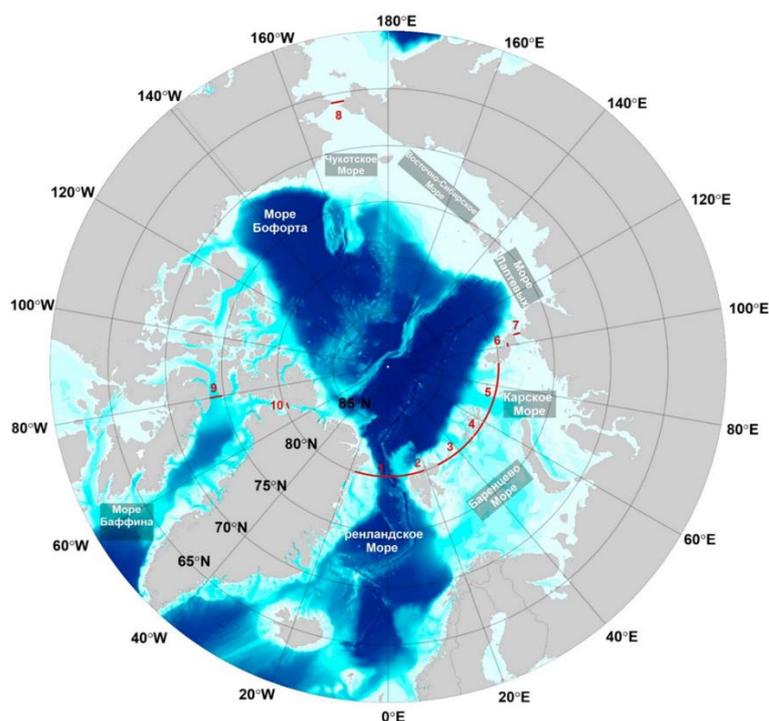
Выполнена оценка и анализ среднемноголетних гидрофизических характеристик теплопереноса (1993 – 2019) через отдельные проливы, связывающие Арктический бассейн (АБ) Северо-Ледовитого океана (СЛО) с сопредельными водными бассейнами и суммарных бюджетов тепла и соли АБ на основе данных океанского реанализа. Наиболее интенсивное распространения потока тепла на север прослеживается в западной части АБ. Тепловой поток определяется как вертикальным распределением температуры воды, так и скоростью течений. Среднемноголетний поток тепла в западной части АБ составил 87,39 ТВт. Основной заток тепла проходит через восточную часть пролив Фрама и определяется Западно-Шпицбергенским течением (ЗШТ). По оценкам тренда оказалось, что за исследуемый период общий поток тепла в западной части АБ увеличился на 60%. В восточной части АБ основное поступление теплопереносов осуществляется через Берингов пролив, а основной сток через проливы Канадского Арктического архипелага (КАА). Среднемноголетний общий потока тепла, поступающий через восточную часть АБ в СЛО, составил 1,79 ТВт. За 27 лет он увеличился на 73%. Общий приток воды в СЛО равен стоку.

Assessment and analysis was performed for average long-term hydrophysical characteristics of heat and mass transfer (1993 - 2019) through the individual straits connecting the Arctic Basin (AB) of the Arctic Ocean (AO) with adjacent water basins and the total budgets of heat and salt of the AB based on ocean reanalysis data. The most intense distribution of the heat flux to the North is traced in the western part of the AB. The heat flux is determined both by the vertical distribution of the water temperature and by the velocity of the currents. The average long-term heat flux in the western part of the AB was 87.39 TW. The main heat inflow passes through the eastern part of the Fram Strait and is determined by the West Spitsbergen Current (WST). According to the trend estimates, it turned out that during the study period, the total heat flux in the western part of the AB increased by 60%. In the eastern part of the AB the main flow of heat and mass transfer occurs through the Bering Strait, and the main flow through the straits of the Canadian Arctic Archipelago (CAA). The average long-term total heat flux coming through the eastern part of the AB into the Arctic Ocean was 1.79 TW. Within 27 years it increased by 73%. The total inflow of water into the Arctic Ocean is equal to the runoff.

Северный Ледовитый океан — самый маленький среди океанов мира, но это очень важный компонент глобальной климатической системы благодаря своему географическому положению. Связь СЛО с Атлантическим океаном (АО) осуществляется по обеим сторонам Гренландии. Примерно на 80° северной широты связь с Атлантикой осуществляется через пролив Фрама. Пролив Фрама — пролив между островом Гренландия и архипелагом Шпицберген. Течения, проходящие через этот пролив, являются важнейшим звеном поступления теплой и соленой атлантической воды в Арктику. Водообмен через пролив Фрама с СЛО и СА осуществляется двумя основными течениями: холодное Восточно-Гренландское течение (ВГТ), которое проходит вдоль восточных берегов Гренландии и ЗШТ, которое является продолжением

поверхностного теплого Норвежского течения, проходящей в восточной части Норвежского моря. По мере движения на север ЗШТ с запада огибает Шпицберген и к северу от архипелага поворачивает на восток. Единственная связь СЛО с Тихим океаном осуществляется через Берингов пролив, расположенный к югу от Чукотского моря. Принято считать, что адвекция АВ, несущих большие запасы тепла, солей и влаги из АО в СЛО, является одним из важнейших факторов, определяющих современный климат Арктики [1]. АВ разделяется Хребтом Ломоносова на Евразийский и Американо-Азиатский суббассейны, по традиции их называют западной и восточной частями АВ [2]. Среднемесячные гидрофизические характеристики анализируемых жидких границ СЛО западной и восточной части АВ определяются циркуляцией течений.

В качестве исходной информации использовались данные океанского реанализа Global Ocean Physics Reanalysis GLORYS12V1 (GLOBAL_REANALYSIS_PHP_001_031) (URL: <http://marine.copernicus.eu/>). GLORYS12V1 включает трехмерные описания физического состояния океана, охватывающие несколько десятилетий рассчитанные на численной модели океана, с ассимиляцией данных спутниковых и наземных наблюдений. Данные представлены на регулярной сетке с шагом $1/4^\circ$ на 75 стандартных уровнях в глобальном масштабе. Массив данных включает суточные и месячные данные с января 1993 по декабрь 2019 гг. Районом исследования послужил АВ и его окраинные моря: Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского и Бофорта. Конфигурация разрезов, через которые вычислялись тепломассопереносы представлены на рисунке 1.



1 – Пролив Фрама, 2 – Пролив Хинлопен, 3 – СВЗ-ЗФИ, 4 – ЗФИ, 5 – ЗФИ-о. Комсомолец, 6 – Пролив Шокальского, 7 – Пролив Вилькицкого, 8 – Берингов пролив, 9 – Пролив Ланкастер, 10 – Пролив Робсона.

Рис. 1. Пространственное расположение анализируемых разрезов показано красными линиями.

Выбирались среднемесячные значения вертикальных профилей скорости, температуры и солености в слое воды на горизонтах исходя из рельефа дна от поверхности до дна за период с января 1993 по декабрь 2019 года. Потоки характеристик рассчитывались по методике, описанной в работе [3; 4]. Поток тепла рассматривался относительно температуры близкой к температуре замерзания морской воды ($-1,8^\circ\text{C}$).

В западной части АБ среднегодовалые значения температуры воды в проливе Фрама изменяются вдоль параллели с максимальными значениями в восточной части пролива, а минимальными - в западной. Среднегодовалая скорость течения в восточной части пролива определяется ЗШТ, а в западной части пролива - ВГТ. Связь АБ с Баренцевым и Карским морем осуществляется, через северные проливы и сравнительно глубоководные желоба на северной границе морей. ЗШТ, воды которого обтекают архипелаг Шпицберген, следуют вдоль континентального склона на восток. Вследствие фундаментальных законов геофизической гидродинамики, отдельные струи течения, следуя неоднородностям рельефа дна, распространяются по циклонической траектории вдоль периметра глубоководных каньонов, пересекающих континентальный склон. Частично эти воды достигают Баренцева моря, поступая в него с севера через желоба Виктория и Франц-Виктория, расположенные между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа ЗФИ [5], и с северо-востока через желоб Святой Анны в северной части Карского моря и пролив между ЗФИ и архипелагом Новая Земля (НЗ) [6]. Основной сток баренцевоморской атлантической воды (БАВ) из Баренцева в Карское море происходит через пролив между архипелагами НЗ и ЗФИ. В Карском море БАВ переносится на север вдоль восточного склона желоба Святой Анны, откуда попадает в АБ [7]. В среднегодовом состоянии жидких границ, соединяющих западную часть АБ с сопредельными акваториями, наиболее теплые воды находятся в промежуточном слое до 100-500 м. В восточном направлении температура воды понижается, нижняя граница заглубляется и на всех разрезах, за исключением пролива Фрама, ограничена дном. Таким образом в проливе между Северо-Восточной Землей (СВЗ) и ЗФИ до горизонта 100 метров значение температуры воды отрицательное, после чего преобладают положительные значения. По мере продвижения на восток отрицательные значения температуры воды отмечаются для всех слоев. Максимальные скорости течений северного направления, отмечаются в восточной части желоба Франц-Виктория и Святой Анны, так же в проливе Фрама. Скорости течений южного направления наблюдаются в центральных и западных частях проливов и желобов. В западной части АБ распресненные слои находятся в верхних слоях, наиболее распресненный слой отмечается в проливе между СВЗ и ЗФИ, в желобах Франц-Виктория и Орла, а также в желобе Святой Анны. Распространение потока тепла на север, с наибольшей интенсивностью в западной части Арктики, прослеживается в восточной части пролива Фрама и вдоль восточного склона желоба Святой Анны (ЗФИ-о. Комсомолец). Тепловой поток определяется как вертикальным распределением температуры воды, так и скоростью течений. В восточной части АБ распределение гидрометеорологических характеристик Берингова пролива и проливов КАА определяется динамическими процессами: холодным Тихоокеанским и теплым Аляскинским течениями и теплым ЗГТ. Температуры воды в Беринговом проливе незначительно увеличивается до дна. Скорости течений имеют северное направление, с максимальными величинами в восточной части пролива. В КАА, в проливах Робсон и Ланкстер, на глубине отмечается положительная температура воды, что может быть связано с циркуляцией моря Баффина. В проливе Ланкстер, течения имеют западное и восточное направление, а в проливе Робсон – южное.

В работе был выполнен статистический анализ интегральных потоков объема, тепла и соли для всех проливов и жидких границ, соединяющих АБ с сопредельными акваториями. Среднегодовой приток воды в АБ составил 10,16 Св. Наиболее значительное поступление воды в АБ происходит из Карского моря через желоб Св. Анны и желоб Воронина (2,45 Св). Основной сток из АБ в Северо-Европейского бассейна (СЕБ) проходит через пролив Фрама 2,38 Св. Среднегодовой приток через северные проливы и жидкие границы, соединяющие Баренцево море с АБ, составляет 0,44 Св. Приток в море Лаптевых через проливы арх. Северная Земля (СЗ) составляет 0,19 Св. В целом, за исследуемый интервал времени (1993-2019) средний многолетний поток воды в АБ через северные и восточные жидкие границы составляет 3,08 Св. Сток воды из АБ в СЕБ составил 9,46 Св. Значимый положительный тренд в среднемесячной изменчивости потока воды (при уровне значимости 5%) отмечается для разрезов 1, 2, 4, 5 и 7. Для разрезов 3 и 6 наоборот, отмечается ослабление потоков. По оценкам тренда было установлено, что за 27 лет общий поток воды в западной части АБ, уменьшился на 131% (от среднего значения). Поток воды в проливе Фрама усилился на 21%. Наиболее существенное

усиление потока выявлено для северных границ Баренцева моря – 31%. Потоки воды также возросли в желобе Святой Анны и Воронина, на 11% и в проливе Вилькицкого – на 30% соответственно. В целом, усиление потока воды отмечается для всех рассмотренных границ АБ. Общее количество среднемноголетнего потока тепла, поступающего из СЕБ и Карского море в АБ составило 15,24 ТВт. Среднемноголетнее поступление тепла в западной части АБ составил 87,39 ТВт. Основное поступление тепла отмечается в проливе Фрама и составляет 60,37 ТВт, поток тепла через границу между ЗФИ и о. Комсомолец составил, 11,8 ТВт. В проливах арх. СВЗ поток тепла составил 0,34 ТВт. Наименьший среднемноголетнее поступление тепла наблюдается в проливе Хинлопен – 0,39 ТВт. По оценкам тренда оказалось, что за 27 лет общий поток тепла в АБ, возрос на 60 %. Поступление тепла за 27 лет выросло на 50%. В проливе Фрама он увеличился на 186%, в желобе Св. Анны и Воронина поток тепла увеличился - на 19 %. Увеличение потока тепла также отмечается в проливе Вилькицкого – на 60%, а также на границе СВЗ и ЗФИ – 0,39 ТВт. В проливе Хинлопен, наоборот, произошло уменьшение потока на 3%. Среднемноголетний перенос соли из СЕБ в АБ составляет 25,7 кТ/с. Наибольший приток соли из Карского моря в АБ через желоба Св. Анны и Воронина, составил 134,99 кТ/с, в проливе Вилькицкого поток соли составил 6,23 кТ/с. Также приток соли отмечается, через границу между СВЗ и ЗФИ и составил 43,4 кТ/с. Общий сток соли из АБ в СЕБ проходит через пролив Фрама 84,87 кТ/с. По оценкам тренда оказалось, что за 27 лет поток соли через западную часть АБ уменьшился на 110%. На границе СВЗ-ЗФИ поток соли уменьшился на 81%. В проливе Фрама сток соли увеличился на 21%. В желобе Св. Анны и Воронина поток соли увеличился на 11%. Возрастание потока соли отмечается в проливе Вилькицкого - 30 %. Основным источником притока воды в восточной части АБ является Берингов пролив – 1,20 Св. Основной сток из АБ проходит через проливы КАА: Ланкастер (1,05 Св) и Робсон (0,87 Св). Значимый положительный тренд в среднемесячной изменчивости потока воды (при уровне значимости 5%) отмечается для Берингова пролива. По оценкам тренда было установлено, что за 27 лет общий поток воды в восточной части АБ, увеличился на 42% (от среднего значения). Поток воды в Беринговом проливе увеличился на 10%. Наиболее существенное увеличение потока выявлено для пролива Ланкастер – 35%. Поток воды также возрос в проливе Робсон 7%. В целом, увеличение потока воды отмечается во всех проливах. Общее количество среднемноголетнего потока тепла, поступающего через проливы КАА и Берингов пролив в АБ составило 1,8 ТВт. В Беринговом проливе, среднемноголетний приток тепла составил 13,68 ТВт, тогда как через проливы КАА суммарный среднемноголетний поток тепла составил 11,88 ТВт. По оценкам тренда оказалось, что за 27 лет поток тепла в восточной части АБ, увеличился на 73%, в Беринговом проливе возрос на 33%, а в проливе Ланкастер – на 34%. Увеличение потока тепла также отмечается в проливе Робсон – на 7%. Среднемноголетний сток соли из АБ через Берингов пролив и проливы КАА составляет 28,04 кТ/с. Наибольший приток соли в АБ происходит через Берингов пролив, составляя 39,96 кТ/с, а в проливе Ланкастер - 37,41 кТ/с. Также сток соли происходит, через пролив Робсона и составляет 30,62 кТ/с. По оценкам тренда оказалось, что за 27 лет сток соли через восточную часть АБ увеличился на 38%. В Беринговом проливе и в проливе Ланкастер сток соли увеличился на 34%. Возрастание стока соли отмечается и в проливе Робсон - на 7%.

Литература

1. *Bobylev, L.P.* Arctic environment variability in the context of global change / L.P. Bobylev, K.I. Kondrat'ev, O.M. Johannessen. – Springer, 2003.
2. *Никифоров, Е.Г.* Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана / Е.Г. Никифоров, А.О. Шпайхер. – Гидрометеоздат, 1980.
3. Heat, salt, and volume transports in the eastern Eurasian Basin of the Arctic Ocean from 2 years of mooring observations / A.V. Pnyushkov [et al.] // Ocean Science. – 2018. – Vol. 14. – № 6. – P. 1349-1371.

4. Сезонное очищение ото льда Баренцева моря и его зависимость от адвекции тепла Атлантическими водами / А.А. Sumkina [и др.].
5. *Lind, S.* Variability and impacts of Atlantic Water entering the Barents Sea from the north / S. Lind, R.B. Ingvaldsen // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2012. – Vol. 62. – P. 70-88.
6. Confluence and redistribution of Atlantic water in the Nansen, Amundsen and Makarov basins / U. Schauer [et al.] // *Annales Geophysicae*. – 2002. – Vol. 20. – № 2. – P. 257-273.
7. Влияние атмосферной циркуляции на динамику промежуточного слоя вод восточной части глубоководного желоба Святой Анны / С.А. Кириллов [и др.] // Доклады Академии Наук. – Федеральное государственное унитарное предприятие Академический научно ..., 2012. – Т. 444. – С. 212-212.

ИЗМЕНЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ЗИМНЕГО ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Сумкина А.А.^{1,2*}, Иванов В.В.^{2,3}, Кивва К.К.¹

¹Федеральное государственное бюджетное научное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии», г. Москва, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

³Федеральное государственное бюджетное учреждение «Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт», г. Санкт-Петербург, Россия

CHANGING WINTER HEAT BUDGET PARAMETERS BARENTS SEA

Sumkina A.A.^{1,2*}, Ivanov V.V.^{2,3}, Kivva K.K.¹

¹Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russian Federation

²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation

³Arctic and Antarctic Research Institute, Saint-Petersburg, Russian Federation

Аннотация. В работе исследуется изменение теплового баланса (ТБ) на поверхности Баренцева моря, оценивается вклад двух важных составляющих теплового баланса (потоков явного и скрытого тепла). Предпринята попытка выяснить, с какой именно из этих двух составляющих ТБ в большей степени связано наблюдающееся увеличение зимней теплоотдачи. Использовали данные потоков явного и скрытого тепла атмосферного реанализа Европейского центра по среднесрочному прогнозированию погоды ERA5 (Европейский анализ, версия 5). Исследование показывает, что турбулентный теплообмен за зиму на большей части исследуемой акватории составляет 70–80 % от интегральной теплоотдачи. В северной части моря доля этих составляющих снижается до 30–40 %.

Annotation. The change in the heat budget (HB) of the Barents Sea is studied. The contribution of two important components of the heat balance (sensible and latent heat fluxes) is estimated. An attempt was made to find out which of these two components of HB is more important for the observed increase in winter heat transfer. The sensible and latent heat flux data from the atmospheric reanalysis of the European Center for Medium-Range Weather Forecasting ERA5 (European analysis, version 5) were used. The study shows that turbulent heat transfer during the winter in most of the study area accounts for 70–80% of the integral heat loss from the sea to the atmosphere. In the northern part of the sea, the share of these components decreases to 30–40%.

Теплообмен на поверхности моря влияет на многие физические процессы в океане и атмосфере, в частности, определяет конвекцию в зимний период и формирование устойчивой структуры водной толщи летом [3]. От суммарной теплоотдачи поверхности моря в атмосферу за зиму зависит глубина проникновения конвекции, которая определяет особенности структуры вод и может влиять на «цветение» фитопланктона в весенний период [1]. Ранее нами показано, что на севере, северо-востоке и востоке Баренцева моря (БМ) наблюдается статистически значимый отрицательный линейный тренд суммарного теплового баланса поверхности моря за зимний период тренд порядка $-1000 \text{ (МДж/м}^2\text{)/40 лет}$ [2]. То есть, в этих районах в последние годы поверхность моря теряет гораздо больше тепла за зиму, чем в более ранние годы. Однако причины этого явления пока не установлены. В частности, неизвестна роль в данном процессе таких составляющих теплового баланса (ТБ) этого района в зимний период, как потоки явного и скрытого тепла. Цель данного исследования – оценить вклад двух важных составляющих ТБ (потоков явного и скрытого тепла) в наблюдающееся в БМ увеличение суммарной за зимний период теплоотдачи на границе море-атмосфера. То есть, предпринята попытка выяснить, с какой именно из этих двух составляющих ТБ в большей степени связано наблюдающееся увеличение сезонной теплоотдачи.

Использовали данные потоков явного и скрытого тепла атмосферного реанализа Европейского центра по среднесрочному прогнозированию погоды ERA5 (Европейский анализ, версия 5) с горизонтальным разрешением $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ по широте и долготе и шагом по времени

1 час. Используются данные с 1979 по 2019 гг. ТБ поверхности моря рассчитан как сумма потоков коротковолновой и длинноволновой радиации, явного и скрытого тепла. Данные осреднили посуточно. Тепловой баланс сгладили 30-дневным скользящим средним. Определили даты перехода ТБ через ноль для каждого сезона следующим образом: выбирали те даты, после которых продолжительность периода с тепловым балансом выше и ниже 0 была наибольшей. Рассчитали сумму потоков явного и скрытого тепла за зимний период ($\sum P$ и $\sum LE$, соответственно), ограниченный определёнными таким образом датами начала и окончания сезонного охлаждения.

На всей акватории Баренцева моря наблюдается отрицательный средний ТБ за период 1979-2019 гг. Минимальный средний тепловой баланс, следовательно, максимальная отдача в атмосферу, наблюдается в районе тёплого течения у западного берега архипелага Шпицберген. Абсолютный минимум среднего ТБ за 40 лет наблюдается в районе пролива Фрама $-160 \text{ Дж/м}^2\cdot\text{с}$. Максимальные значения наблюдаются в районе Шпицбергенской банки $-1 \text{ Дж/м}^2\cdot\text{с}$. Так же максимальные значения от 0 до $-20 \text{ Дж/м}^2\cdot\text{с}$ наблюдаются между архипелагом Шпицберген и архипелагом Земля Фраца-Иосифа, где проходят Восточно-Шпицбергенское, Медвежинское холодные течения. Вдоль 40° в.д. ТБ составляет от -40 до $-60 \text{ Дж/м}^2\cdot\text{с}$, что значительно выше, чем в соседних районах. В этом районе наблюдается Центральное холодное течение.

Минимальное среднее $\sum P$ за 40 лет в пределах рассматриваемой акватории отмечалось в районе банки Тромсё и разреза мыс Нордкап-остров Медвежий от -2000 до -1500 МДж/м^2 , а максимальное – в северной части моря, а также в районе желоба Франц-Виктория (от -500 до 0 МДж/м^2). Абсолютный минимум $\sum P$ отмечается вдоль западного побережья архипелага Шпицберген от -3000 до -2500 МДж/м^2 . Коэффициент линейного тренда суммы потока явного тепла за зимний период с 1979 по 2019 гг. показывают тенденцию на увеличение $\sum P$ в северной и северо-восточной части моря. В проливе между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа линейный тренд составляет $-1200 \text{ (МДж/м}^2)/40$ лет. В районе возвышенности Персея линейный тренд близок к 0. Коэффициент линейного тренда суммы явного потока тепла за зимний период с 1979 по 2019 гг. показывают тенденцию на уменьшение $\sum P$ в южной, юго-западной части моря. Линейный тренд в Западном желобе и Центральной возвышенности составляет $500 - 1000 \text{ (МДж/м}^2)/40$ лет. Минимальное среднее $\sum LE$ за 40 лет в пределах рассматриваемой акватории отмечалось в южной, юго-западной части моря от -1500 до -2000 МДж/м^2 , а максимальное – в северной части, районе желоба Франц-Виктория $0 - -250 \text{ МДж/м}^2$. Коэффициент линейного тренда суммы потока скрытого тепла за зимний период с 1979 по 2019 гг. практически по всей исследуемой акватории отрицательный. Максимальный отрицательный линейный тренд $\sum LE$ отмечается в проливе между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа и составляет от -1000 до $-800 \text{ (МДж/м}^2)/40$ лет. В районе Центрального желоба линейный тренд $\sum LE$ отмечается от -400 до $-200 \text{ (МДж/м}^2)/40$ лет.

Доля $\sum P$ от интегральной теплоотдачи в районе Центральной возвышенности составляет 30–40 %, в районе Шпицбергенской банки – 10–20 %. Доля $\sum LE$ от интегральной теплоотдачи в районе Центральной возвышенности составляет 40–50 %, в районе Шпицбергенской банки – 20–30 %. Расчет показывает, что турбулентный теплообмен за зиму ($\sum P + \sum LE$) на большей части исследуемой акватории составляет 70–80 % от интегральной теплоотдачи. В северной части моря доля этих составляющих снижается до 30–40 %.

Литература:

1. Дружкова Е.И. Нанофитопланктон ледовой прикромочной зоны Баренцева моря в летний период 2017 года // Труды Кольского научного центра РАН. № 4. 2018. С. 29–44.
2. Сумкина А.А., Кивва К.К., Иванов В.В., Смирнов А.В. Сезонное очищение ото льда Баренцева моря и его зависимость от адвекции тепла Атлантическими водами. Фундаментальная и прикладная гидрофизика. № 15(1). 2022. С. 82–97. <https://doi.org/10.48612/fpg/1krp-xbuk-6gprz>

3. Smedsrud L.H. et al. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system. *Reviews of Geophysics*. 2013, 51(3), 415–449. <https://doi.org/10.1002/rog.20017>

АНСАМБЛЕВЫЙ ПРОГНОЗ ГРОЗОВОЙ ОБЛАЧНОСТИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОДЕЛИ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ МАЛОЙ РАЗМЕРНОСТИ (В УСЛОВИЯХ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ)

М. Л. Торопова, Ю. П. Михайловский, А. А. Синькевич, А. Б. Куров, Н. Е. Веремей
Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова, Санкт-Петербург, Россия

ENSEMBLE FORECAST OF THUNDERSTORMS USING A MODEL OF CONVECTIVE CLOUDS OF SMALL DIMENSION (IN THE CONDITIONS OF THE NORTH-WEST OF RUSSIA)

M. L. Toropova, Yu. P. Mikhailovskii, A. A. Sin'kevich, A. B. Kurov, N. E. Veremei
Voeikov main geophysical observatory, St. Petersburg, Russia

В работе приведены результаты ансамблевого прогноза грозовой облачности с использованием полуторамерной модели конвективной облачности (разработанной в ФГБУ «ГГО») и их верификация по данным наблюдений на примере одного дня с опасными явлениями.

The paper presents the results of an ensemble forecast of thunderclouds using a 1.5-dimensional convective cloudiness model (developed at FGBI "MGO") and their verification based on observational data on the example of one day with hazardous phenomena.

Введение

Прогнозу грозы и других опасных конвективных явлений посвящено большое количество работ. Большая часть этих работ посвящена исследованию и совершенствованию методов, основанных на анализе неустойчивости атмосферы [1–3]. Трехмерные модели конвективных облаков, позволяющие детально исследовать развитие конвекции и связанных с ней опасных явлений, в основном используются для исследовательских задач и пока не применяются в оперативной практике [4–7]. В то время как модели малой размерности позволяют оперативно выполнять расчеты и могут быть применены совместно с численными моделями прогноза погоды (региональными и глобальными) [8, 9]. При этом признаются недостатки детерминированного прогноза (параметризации физических прогнозов приводят к значительным неопределенностям) и предлагаются альтернативные подходы – использование нейронных сетей, стохастические методы и ансамблевый прогноз [10–13].

Целью настоящей работы являлось выполнение ансамблевого прогноза характеристик грозовых облаков с использованием модели малой размерности конвективных облаков, разработанной в ГГО. Возмущения вносились в начальные данные. Проведена верификация результатов расчетов по данным радиолокационных и грозорегистрационных наблюдений. Такая работа с использованием полуторамерной модели конвективных облаков ГГО (версия с эмпирическими критериями опасных явлений) выполняется впервые.

Методика исследования

Расчеты выполнялись при помощи модели конвективных облаков малой размерности – полуторамерной модели, разработанной в ГГО им. А. И. Воейкова (версия с эмпирическими критериями грозоопасности) [14]. Размерность модели определяется тем, что характеристики облака осреднены по радиусу, который входит в систему уравнений модели в качестве параметра. Метод прогноза грозы с использованием указанной версии модели прошел независимые испытания, оправдываемость составила 80%. Выходные данные расчетов позволяют исследовать следующие характеристики облаков и прогноза опасных явлений: высота верхней границы, вертикальные скорости, водности и ледности облачных частиц, радиолокационная отражаемость, прогнозируется ли гроза, шквал, в какие слоях могут наблюдаться градины опасного размера и проч.

Для исследования был выбран день 01 августа 2021 года, когда наблюдались грозы на территории Санкт-Петербурга и Ленинградской области. Для расчетов по модели использовались данные аэрологического зондирования на станции Воейково (26075).

Ансамблевые расчеты выполнялись посредством внесения возмущений в начальные данные – вертикальные распределения температуры и температуры точки росы. Изменялись только приземные значения, колебания которых связывались с неоднородностью подстилающей поверхности. Значения возмущений определялись случайным образом и составляли 0–5°С для температуры и 0–15% для относительной влажности. С учетом значений влажности изменялась температура точки росы.

Всего было выполнено 30 расчетов с возмущениями (здесь и далее – ансамблевых расчетов), а также расчет без возмущений (контрольный расчет). Результаты сопоставлялись с данными наблюдений ДМРЛ-С, установленного в пос. Воейково (Ленинградская область). Грозовые ячейки выделялись при помощи грозопеленгационной сети Blitzortung.

Характеристики грозовых облаков

Все ансамблевые расчеты (как и контрольный расчет) показали прогноз грозы и прогноз шквала. Однако максимальные характеристики облаков и их динамика при этом сильно варьировались (рис. 1).

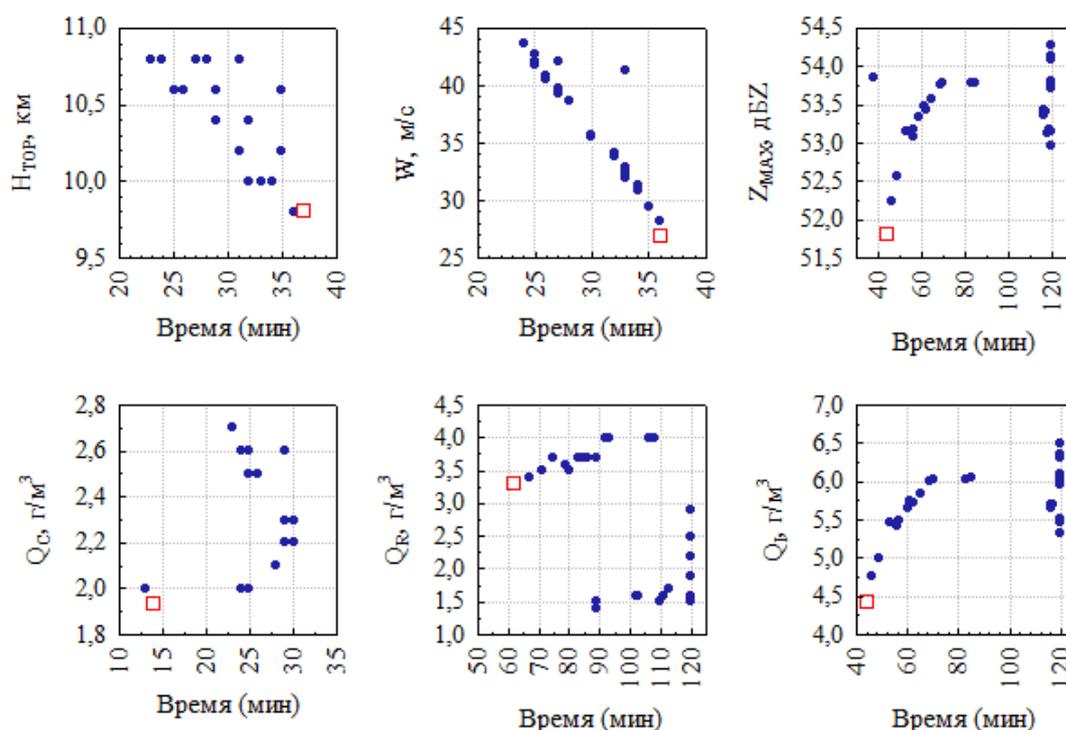


Рис. 1. Результаты ансамблевых расчетов: максимальные значения характеристик облаков (по вертикали) и время их достижения (по горизонтали). Красным маркером обозначены результаты контрольного расчета.

Высота верхней границы облака H_{top} в контрольном расчете составила 9,8 км. Максимальное значение в ходе ансамблевых расчетов достигло 10,8 км при медиане 10,6 км. В более широких пределах варьировалась максимальная вертикальная скорость в облаке W . По сравнению с контрольным расчетом (26,9 м/с) ее значение увеличивалось более чем в 1,6 раза до 43,7 м/с. Медиана ансамблевых расчетов составила 39,4 м/с. При внесении возмущений в начальные данные W , как и H_{top} , демонстрировала увеличение максимального значения и уменьшение времени его достижения (рис. 2). Иное наблюдалось для максимальной радиолокационной отражаемости Z_{max} . Z_{max} в целом изменялась мало: значение контрольного расчета составило 51,8 дБЗ, при внесении возмущений значения варьировались от 52,2 до 54,3 дБЗ. Однако время достижения максимума при этом изменялось значительно: от 120 мин до 38 мин.

Микрофизические характеристики облаков включали водность облачных (Q_c) и дождевых (Q_R) капель, а также ледность облачных кристаллов (Q_{ic}) и кристаллических осадков (Q_I).

Водность облачных капель в целом изменялось мало – от 2,0 до 2,7 г/м³, однако время достижения максимума увеличивалось в 2 раза по сравнению с контрольным расчетом (с 14 до 30 мин). Более значительно варьировались микрофизические характеристики осадков. Q_R изменялась от 1,4 до 4,0 г/м³, а Q_I – от 4,8 до 6,5 г/м³. При этом результаты ансамблевых расчетов для Q_C и Q_I всегда превышали значения контрольного расчета, в то время как Q_R в ряде расчетов уменьшалась. Q_R и Q_I показали наибольшие вариации динамики эволюции, время достижения максимума увеличивалось относительно контрольного расчета и варьировалось от 67 и 46 до 120 мин соответственно.

Практически все исследуемые характеристики показали наличие сильной положительной линейной связи максимальных значений и внесенных в начальные данные возмущений (значения коэффициента корреляции составили от 0,95 до 0,99). Исключение составили: водность дождевых капель (связь отрицательная), ледность кристаллических осадков и максимальная радиолокационная отражаемость (линейная связь не выявлена). Время достижения максимального значения и внесенные возмущения показали сильную положительную линейную связь для Z_{MAX} , Q_R , Q_I . Для H_{TOP} и W выявлена сильная отрицательная связь. Для динамики водности облачных капель связи не выявлено.

Было выполнено сравнение ансамблевых расчетов с результатами радиолокационных наблюдений в течение дня (9–21 ВСВ) и в период наибольшего развития термической конвекции (12–13 ВСВ). Сравнение проводилось для двух контролируемых параметров: высоты верхней границы облаков и максимальной радиолокационной отражаемости (рис. 2). В целом показано достаточно хорошее соответствие данным наблюдений – значения, полученные в результате моделирования, регистрировались по радиолокационным данным для грозовых ячеек. Однако для обоих параметров результаты наблюдений показывают гораздо более широкое распределение значений. Моделируемые же значения относились к интервалу 1-2 квартиль (H_{TOP}) и 1-3 квартиль (Z_{MAX}) и, очевидно, не достигали медианных значений по результатам наблюдений.

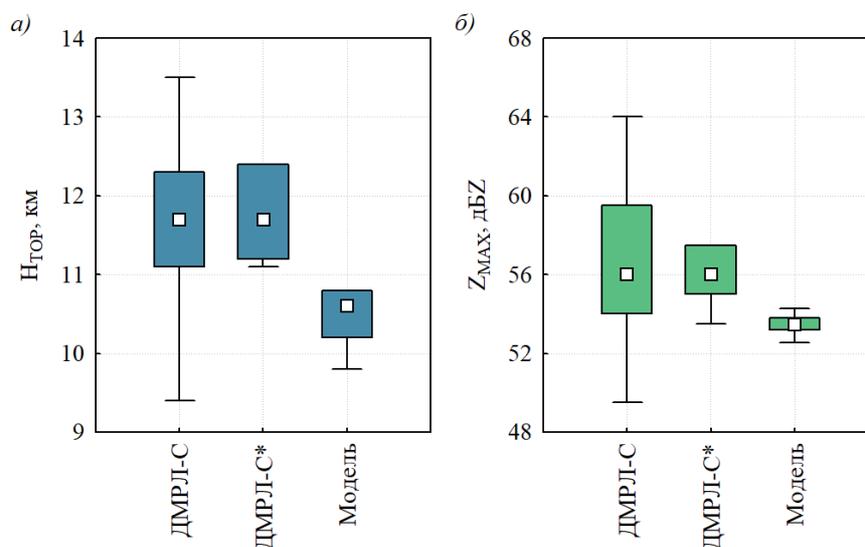


Рис. 2. Верификация результатов моделирования: наблюдаемые (ДМРЛ-С) и полученные по результатам ансамблевых расчетов (Модель) значения высоты верхней границы (а) и максимальной радиолокационной отражаемости (б). Приведены распределения значений (максимальных за каждый радиолокационный обзор), наблюдаемых в течение всего дня (9-21 ВСВ – ДМРЛ-С) и в период максимального развития термической конвекции (12-13 ВСВ – ДМРЛ-С*).

Заключение

Впервые выполнен ансамблевый прогноз развития грозовой облачности с использованием полуторамерной модели конвективной облачности, разработанной в ГГО (версия с эмпирическими критериями). В ансамблевых расчетах возмущения вносились в приземные значения температуры и температуры точки росы.

Все ансамблевые расчеты показали прогноз грозы, шквала и формирование градин опасных размеров – как и контрольный расчет. Однако характеристики облаков и динамика их развития сильно варьировалась. Особенно сильно изменялись максимальные значения вертикальной скорости в облаке (разброс составил 15 м/с), а также микрофизические характеристики осадков: водность облачных капель и ледность кристаллических осадков. Микрофизические характеристики осадков также сильнее всех варьировались по времени достижения максимума – как и радиолокационная отражаемость.

Сравнение с результатами радиолокационных наблюдений показало, что моделируемые значения соответствуют наблюдаемым, но не достигают медианных величин. В части определения высоты верхней границы облачности и максимальной радиолокационной отражаемости ансамблевый подход позволил улучшить результаты прогноза.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (Грант № 22-27-20031) и Санкт-Петербургского научного фонда (Соглашение № 58/2022 от 15 апреля 2022 г.).

Литература

1. Горбатенко В. П., Кречетова С. Ю., Беликова М. Ю., Нечепуренко О. Е. (2015). Сравнение индексов неустойчивости атмосферы, восстанавливаемых по данным радиозондирования и спектрорадиометра MODIS в дни с грозами, над территорией Западной Сибири. // *Метеорология и Гидрология*. №5. С.10–19.
2. Пономаренко С. И., Лебедева Н. В., Чистякова А. Д. (1971). Методические указания. Оценка способов прогноз гроз и рекомендации по их применению. — М.: Гидрометеиздат. 58 с.
3. Pepler R. A. (1988). A Review of Static Stability Indices and Related Thermodynamic Parameters. Illinois State Water Survey. Technical Report. 94 p.
4. Ашабоков Б. А., Шаповалов А. В., Кулиев Д. Д. и др. (2013). Численное моделирование термодинамических, микроструктурных и электрических характеристик конвективных облаков на стадии роста и максимального развития // *Известия Вузов. Радиофизика*. Т. 56, № 11–12. С. 900–907.
5. Михайловский Ю. П., Торопова М. Л., Веремей Н. Е. и др. (2021) Динамика электрической структуры кучево-дождевых облаков. // *Известия вузов: Радиофизика*. №5. С. 341–353.
6. Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Синькевич А. А. и др. (2022) Влияние сильного аэрозольного загрязнения воздуха на эволюцию конвективных облаков во время грозы в Китае по результатам трехмерного численного моделирования // *Метеорология и гидрология*. № 3. С. 55–67.
7. Bo Zhang, Bin Chen, Lihua Shi, Qiang Chen (2016). Modeling of the Stepped Leader Initiation Process in an Altitude Triggered Lightning// *Mathematical problems in engineering*. Vol. 2016. 10 pp. doi: 10.1155/2016/9201253.
8. Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Ефимов С. В. и др. (2013). Исследование ливневой и грозовой активности на территории России с использованием численной модели конвективного облака и данных реанализа. // *Метеорология и гидрология*. № 1. С. 32–43.
9. Губенко И. М., Рубинштейн К. Г. (2017) Прогноз грозовой активности с помощью модели электризации кучево-дождевых облаков // *Метеорология и гидрология*. № 2. С. 5–19.
10. Bengtsson L. and Körnich H. (2016). Impact of a stochastic parametrization of cumulus convection, using cellular automata, in a mesoscale ensemble prediction system. // *Q.J.R. Meteorol. Soc.* Vol. 142. P. 1150–1159. DOI: 10.1002/qj.2720.
11. Brenowitz N. D., Bretherton C. S. (2018). Prognostic validation of a neural network unified physics parameterization. // *Geophysical Research Letters*. Vol. 45. P. 6289–6298. DOI: 10.1029/2018GL078510.
12. Алферов Д. Ю., Ривин Г. С. (2011). Система мезомасштабного прогноза погоды COSMO-RU: ансамблевый прогноз // *Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации*. № 346. С. 5–15.
13. Астахова Е. Д. (2011) Ансамблевый среднесрочный прогноз погоды: реализация технологии на современной компьютерной базе // *Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации*. № 346. С. 33–46.
14. Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Синькевич А. А. (2013). Применение полуторамерной модели для решения фундаментальных и прикладных задач физики облаков. — Санкт-Петербург: Типография «Моби Дик». 220 с.

СТАТИСТИЧЕСКАЯ ДОСТОВЕРНОСТЬ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК РЕ-АНАЛИЗОВ ERA5, MERRA-2 И НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ БОЛЬШИХ РЕК ВПАДАЮЩИХ В КАРСКОЕ МОРЕ.

А.А.Трунин¹, Д.Д. Волкова¹

¹Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия.

STATISTICAL RELIABILITY OF HYDROLOGICAL CHARACTERISTICS OF ERA5, MERRA-2 REANALYSES AND FIELD OBSERVATIONS OF RIVERS INTO KARA SEA.

A.A.Trunin¹, D.D. Volkova¹

¹Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

Возможность применения площадных независимых, или частично зависимых, данных: осадки, температура, масса снега, испарение позволяет произвести анализ, сравнение результатов интерпретации гидрологических характеристик, выявить незнания, ошибки позволяющие оценить качество как ре-анализов, так и натуральных наблюдений.

The possibility of using areal independent, or partially dependent, data such as precipitation, temperature, snow mass, evaporation allows us to analyze, compare the results of the interpretation of hydrological characteristics, identify ignorance, issue, allowing to evaluate the quality of both re-analyses and field observations.

Введение

Появление big data (большие данные) ставит перед исследователями задачу проверки достоверности тех или иных данных. Следует учитывать, что с каждым годом количество вторичных данных — ре-анализов увеличивается, увеличивая тем самым ошибку полезной информации, содержащейся в них. Не вызывает сомнения, что основой для математических вычислений современных ре-анализов используется формула Менделеева-Клайперона с последующим применением СЛАУ (Системы линейных уравнений) с дополнительными стабилизирующими функционалами и граничными условиями, которые могут накладываться натуральными наблюдениями или другими дополнительными данными. Конкретного математического описания получения данных в ре-анализах не удаётся найти в открытых источниках. Исходя из принципа существования достоверной информации в столь «мощных» данных, авторы провели простой статический анализ надёжных ре-анализов, согласно водосборам рек.

Надёжными поставщиками обработанных данных в данный момент времени являются ERA5 и MERRA-2[1,2]. Натурные данные априори являются надёжными, в данном случае мы не рассматриваем качество методики съёмки и саму съёмку.

Климатический ре-анализ MERRA2 достаточно надёжно отражает абсолютные значения осадков, температуры и влажности почвы и других метеорологических элементов и результаты моделирования речного стока с этими исходными данными имеют наименьшие отклонения от наблюдаемых величин, как для гидростворов, так и при оценке распределения слоя речного стока по территории водосборного бассейна СЛО России.

Ре-анализ ERA5 немного завывает осадки и соответственно завываются и моделируемые значения стока.

Для анализа трендов изменений гидрологических характеристик также наиболее предпочтительно использовать данные климатического ре-анализа MERRA2, начиная с середины 90-х годов, когда увеличился объём и надёжность спутниковой информации, которая широко используется в данном продукте. Анализ многолетних трендов в осадках по ERA5 показал их существенное несоответствие данным наземных метеорологических наблюдений. Таким образом, моделируемые значения речного стока на основе климатических данных ERA5 не отражают тренды, рассчитанные на основе гидрологических наблюдений на замыкающих створах Арктических рек. Наиболее предпочтительно для анализа трендов в моделируемом речном стоке использовать в качестве входных климатических данных поля метеозаписей,

основанных на данных только приземных наблюдений, например CRU (Climate Research Unit) . Однако, эти данные имеют только месячные разрешения и не могут быть использованы для анализа трендов в максимальных и минимальных характеристиках речного стока [3,4].

Объект исследования.

Карское море – это уникальный природный объект. Оно ограничено северным побережьем Евразии и островами: Вайгач, Новая Земля, Земля Франца-Иосифа, Северная Земля, Гейберга.

Море расположено преимущественно на шельфе, в нем присутствуют много островов. Преобладают глубины 50-100 метров, наибольшая глубина 620 метров [5].

В море впадают полноводные реки Обь и Енисей, поэтому солёность сильно варьирует. Также в Карское море впадают реки Таз и Пур.

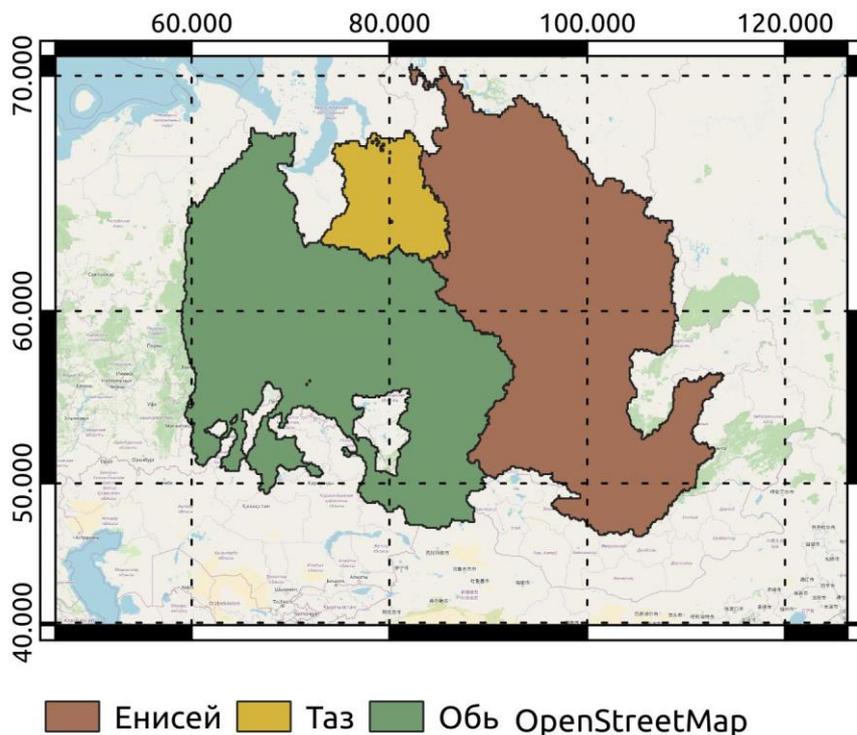


Рисунок 1 — Контура исследуемых водосборов

Объектом исследования является водосборный бассейн Карского моря. Реки, впадающие в море, оказывают большое влияние на гидрологический режим, температуру, солёность, а также экологическое состояние этого моря. Как известно, любые изменения гидрологических характеристик на водосборном бассейне приводят к изменениям в самом море. Огромный по площади водосборный бассейн, крупнейшие реки, впадающие в это море, большое экологическое и экономическое значение, удаленность и малая изученность послужили причинами выбора данного природного объекта для исследования. Для анализа данных были выбраны водосборы рек: Обь, Таз, Енисей (рис.1). По каждому водосбору были получены месячные матрицы осадков и температуры ре-анализов ERA5, MERRA2 с 2010.01 по 2020.12 год. В качестве натуральных данных использовались уровни с Курейка (Люма, Нума) - р.Курейка - пгт Светлогорск, ЕНИСЕЙ - р.Енисей – Игарка [6].

Программное обеспечение и методы.

Для создания матриц гидрометеорологических характеристик использовалась Веб-ГИС платформа, разработанная в Университете Нью Гэмпшира, <https://earthatlas.sr.unh.edu>, ранее известная как RIMS - Rapid Integrated Mapping System [7].

Для компиляции матриц и расчета статистик использовалось бесплатное (открытое) программное обеспечение: QGis[8], R[9]. QGis использовался для соединения матриц и

получение статистик. R использовались для проверки гипотез о существовании взаимосвязей между гидрометеорологическими характеристиками.

Результаты

По каждому ре-анализу были получены 792 матрицы, по которым были рассчитаны следующие статистики: среднее, медиана, стандартное отклонение, максимальное значение, минимальное значение. В таблицах 1,2 представлены коэффициенты корреляции между ре-анализами ERA5 и MERRA2.

Таблица 1 — Сравнение матриц осадков. Коэффициенты корреляции.

MERRA2/ERA5	Енисей	Обь	Таз
mean	0.970733	0.9482551	0.93608797
median	0.96399959	0.9503853	0.92994203
std	0.9022712	0.87462814	0.90116366
min			
max	0.8666929	0.79918822	0.9242994

Таблица 2 — Сравнение матриц температур. Коэффициенты корреляции.

MERRA2/ERA5	Енисей	Обь	Таз
mean	0.98593942	0.98722907	0.98990726
median	0.98565888	0.98606643	0.98974980
std	0.94971456	0.9160883	0.85306996
min	0.93977951	0.92503639	0.91517723
max	0.97696084	0.980945713	0.94576401

Выводы

Из приведенных выше таблиц видно, что не существует статистического различия между матрицами (выборками) сравниваемых ре-анализов. Следует отметить, что данное утверждение справедливо лишь для исследуемых контуров водосборов. Также следует отметить, ввиду сложности в настоящее время получения данных с зарубежных сайтов, возможность использования комбинирования данных этих ре-анализов. Анализ статистических связей и статистической достоверности натуральных наблюдений с ре-анализами показал значительные коэффициенты корреляции между средними значениями осадков, температуры и наблюдаемыми уровнями. На р.Курейка - пгт Светлогорск коэффициент корреляции между средними значениями осадков (MERRA2) и наблюдаемыми уровнями составляет 0.61, температуры 0.55. Это дает возможность применения метода главных компонент, который позволит получить зависимости различных гидрометеорологических характеристик.

Литература

- <https://www.gmao.gsfc.nasa.gov> // (дата посещения 01.11.2022)
- <https://www.begenc.ru> // (дата посещения 01.11.2022)
- Ronald Gelaro, et al., The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2) 2017, J. Clim., doi: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1
- Hersbach, H. et al., The ERA5 Global Reanalysis May 2020. QJRMS
- Карское море // Малый энциклопедический словарь Брокгауза и Ефрона : в 4 т. — СПб., 1907—1909.
- <https://gmvo.skniivh.ru> // (дата посещения 01.11.2022)
- Shiklomanov et al, 2016; Gordov et al, 2016, Prussevich et al 2012
- <https://www.qgis.org> // (дата посещения 15.11.2022)
- <https://r-project.org> // (дата посещения 15.11.2022)

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА РАЙОНА ЛЕДОВОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ И ВОЗМОЖНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДОЛГОСРОЧНЫХ ЛЕДОВЫХ ПРОГНОЗОВ ДЛЯ ПЛАНИРОВАНИЯ И ОПЕРАТИВНОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ РАБОТ НА ЭТОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

А.Б. Тюряков, Е. С. Егорова, И. А. Ильющенко

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

A.B. Tyuryakov, E.S. Egorova, I.A. Iliushchenkova

State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

Рассматриваются особенности гидрометеорологического режима района Ледового газоконденсатного месторождения (ЛГКМ) в Баренцевом море в годовом цикле, а также ледовых условий за период с 1986 г. и делается вывод о целесообразности использования долгосрочных ледовых прогнозов в Северо-восточном районе моря в зимний период для планирования и обеспечения работ на этом месторождении.

The peculiarities of the hydrometeorological regime during the entire year cycle, as well as the ice conditions since the 1986 year in the gas-condensate field "Ledovoye" region are studied. The usage of the long-range ice forecasts for the north-eastern part of the sea in winter for planning and supporting the activity at this field is concluded expedient.

Ледовое газоконденсатное месторождение (ЛГКМ) находится в южной части Северо-восточного однородного ледово-гидрологического района Баренцева моря [1], примерно в 130 милях к западу-северо-западу от пролива Маточкин Шар (рис. 1).

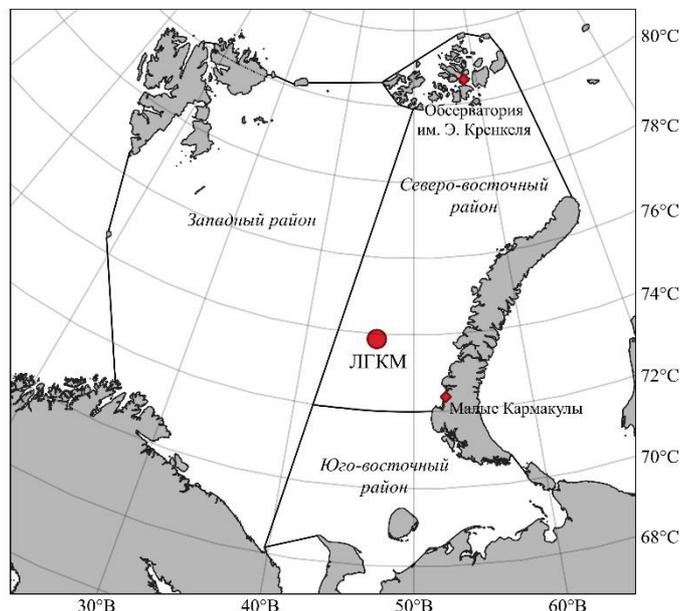


Рис. 1. Положение рассматриваемого района ЛГКМ в Баренцевом море

В этом районе находятся две ныне действующие полярные станции: Малые Кармакулы, которая расположена на побережье острова Южный архипелага Новая Земля, в 140 милях к юго-востоку от ЛГКМ, и Обсерватория им. Э. Кренкеля на острове Хейса архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), отстоящая от района месторождения на

450 миль к северо-северо-востоку. Сравнительный анализ данных наблюдений на этих станциях за температурой воздуха, направлением и скоростью ветра за весь имеющийся ряд наблюдений привёл к однозначному выводу, что наиболее репрезентативной для оценки гидрометеорологических условий района ЛГКМ является полярная станция (п/ст) Малые Кармакулы, систематические наблюдения на которой проводятся с 1943 г.

При выполнении настоящего исследования анализировались:

– среднемесячные аномалии температуры воздуха, среднемесячные преобладающие направления и скорости ветра на п/ст Малые Кармакулы за период 1943–2022 гг. (с учётом современных климатических норм за период 1991–2020 гг.);

– данные реанализа NCEP/NCAR Reanalysis барических полей по Баренцеву морю за 1991–2020 гг.;

– данные реанализа NCEP/NCAR Reanalysis аномалий температуры воздуха по району ЛГКМ за 1986–2022 гг.;

– наличие дрейфующего льда, в точке ЛГКМ и в районе радиусом 20 миль, период его существования, а также возрастной состава зафиксированного там льда за период 1986–2022 гг. по данным ИСЗ;

– среднемесячные аномалии ледовитости Северо-восточного района Баренцева моря за 1986–2022 гг. (с учётом современных климатических норм за период 1991–2020 гг.).

Современные метеорологические условия района ЛГКМ. Район ЛГКМ расположен на границе между холодной арктической воздушной массой и более теплым воздухом умеренных широт. Это район простирается климатического арктического фронта, протянувшегося от Исландии в район арх. Новая Земля. Данный климатический фронт в период с января по июль смещается к северу, а в период с июля по январь смещается к югу. Над районом газоконденсатного месторождения, т.к. он находится в зоне влияния арктического фронта, наблюдается активная циклоническая деятельность. Чаще всего наблюдается серии циклонов, перемещающихся вдоль фронта один за другим. Через акваторию Баренцева моря проходит большинство североатлантических циклонов, выносящих теплые воздушные массы, что соответствует западно-восточному переносу воздушных масс с сохранением значительного контраста температуры воздуха между приполюсным районом и акваторией Баренцева моря [2, 3].

В рассматриваемом районе устойчивый переход температуры воздуха от положительных значений к отрицательным значениям наблюдается в октябре. Температурный минимум отмечается в феврале. В мае и июне наблюдается относительно быстрое повышение температуры воздуха, устойчивый переход от отрицательных значений к положительным значениям происходит в июне.

Для изучения преобладающих направлений воздушных потоков были проанализированы данные по повторяемости различных направлений ветра по данным метеостанции Малые Кармакулы и общей циркуляции атмосферы по данным приземных синоптических карт и карт на уровне изобарической поверхности 500 гПа. В районе метеостанции Малые Кармакулы на протяжении всего рассматриваемого ледового сезона наблюдается преобладание ветров восточного и юго-восточного направления, что, по большей части, объясняется мезомасштабными особенностями циркуляции. Преобладание восточных и юго-восточных ветров отмечается в рассматриваемом периоде с октября по апрель, в мае и июне также начинают влиять северные и северо-западные ветры.

Ветровой климат над газоконденсатным месторождением определяется характером атмосферной циркуляции. Осенью над рассматриваемым районом Баренцева моря отмечается усиление активности арктического фронта, увеличение количества циклонов, проходящих над районом. Преобладающее в летнее время северное направление ветров сменяется на западное. В зимний период отмечается влияние

барической ложбины, образованной преобладающей траекторией циклонов, движущихся от исландского минимума в Баренцево море. В этот период над районом наблюдаются ветра южной четверти [4]. Среднемесячные климатические барические поля, схожие с январем, наблюдаются в период с ноября по март. Весной начинается перестройка атмосферных процессов и, в связи с этим смена преобладающего направления ветра, начинают влиять северо-западные и северные ветра. Летом, над районом формируется однородная холодная подстилающая поверхность, малоградиентное барическое поле с относительно высоким давлением, преобладают северные ветра, временами с отклонениями к западным.

Современные ледовые условия района ЛГКМ. Акватория ЛГКМ, находящаяся в южной части Северо-восточного района Баренцева моря, испытывает круглогодичное влияние относительно более тёплых Атлантических вод, поступающих в этот район посредством Западной ветви стационарного Новоземельского течения, направленного в точке месторождения с юга на север. Это обстоятельство в значительной степени снижает вероятность частого появления дрейфующего льда в районе месторождения. Действительно, за последние 37 лет лишь в 9 годах в различные периоды времени с декабря по июнь дрейфующий лёд достигал непосредственно точки месторождения и ещё в трёх годах фиксировался на удалении до 20 миль от неё. Все годы с появлением льда в точке или районе месторождения были тщательно проанализированы, выявлены периоды с его наличием, их продолжительность, определены возрастные градации появлявшегося там льда (диапазон его толщин), сопутствующие метеорологические условия, а также учтены среднемесячные аномалии ледовитости Северо-восточного района Баренцева моря в периоды появления там льда. В результате анализа было выявлено, что:

- за период 1986–2022 гг. дрейфующий лёд в точке ЛГКМ и прилегающем к нему районе появлялся в период с декабря по июнь;

- в семи из девяти случаев появления льда в точке ЛГКМ продолжительность его непрерывного существования там колебалась от 3-х до 49-ти суток и лишь в ледовом сезоне 1997/1998 гг. и 1998/1999 гг. непрерывное существование ледяного покрова в точке месторождения стало самым длительным за всю историю — 122 и 143 суток соответственно;

- за весь ряд наблюдений лишь однажды (в марте 1990 г.) в точке месторождения отмечались исключительно начальные виды льдов, в семи ледовых сезонах были зафиксированы молодые льды (5–30 см), в пяти ледовых сезонах наблюдался однолетний тонкий лёд (30–70 см) и в трёх ледовых сезонах однолетний лёд средней толщины (70–120 см).

Что же способствует появлению дрейфующего льда в точке месторождения и в районе к нему примыкающем? Что его предопределяет? Ответ на эти вопросы можно получить из анализа таблиц, построенных для всех случаев появления льда в точке ЛГКМ. Безусловно, это одновременное сочетание целого ряда факторов, таких как наличие крупной положительной аномалии ледовитости Северо-восточного района Баренцева моря в данном ледовом сезоне, наличие отрицательной аномалии температуры воздуха в районе ЛГКМ на протяжении большей части ледового сезона и преобладание воздушных переносов северной и восточной четверти в районе месторождения. Такая таблица на примере одного из самых тяжёлых ледовых сезонов для ЛГКМ и последнего в 21 в. представлена ниже (таблица 1).

Таблица 1. Наличие льда в точке ЛГКМ в ледовом сезоне 1997/1998 гг. и 2009/2010 гг.

	Ледовый сезон 1997/1998 гг.	Ледовый сезон 2009/2010 гг.
--	-----------------------------	-----------------------------

Месяц	Декабрь	Март	Апрель	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь
Числа	22-24	28-31	1-30	9-29	1-31	1-30	1-31	1-10
Н _{льда} , см	5-15	5-30	5-30	30-70	70-120	70-120	70-120	70-120
ΔL с/в, %	+ 26	+ 8	+ 20	+ 36	+ 36	+ 28	+ 34	+ 37
ΔT_a МК, °С	- 4,5	- 2,8	N	- 13,0	- 2,3	- 4,8	- 5,2	- 2,2
ΔT_a ЛГКМ, °С	- 9	- 3	- 2	- 20*	- 10	- 10	- 5	- 1,2
ВП МК, °румба	70-160	70-160	70-160	70-160	70-160	70-160	340-110	340-110

*район ЛГКМ – центр всей крупной отрицательной аномалии температуры воздуха в Баренцевом море

Итак, в последний раз дрейфующий лёд в районе месторождения отмечался в июне 2010 года. Что же препятствовало появлению льда в районе ЛГКМ за последние 12 лет? Ответ однозначный – потепление климата в Западном районе Арктики. Действительно, температура воздуха в центральной и северной части Баренцева моря повысилась за этот период в среднем на 3,6°С. Такое существенное повышение температуры воздуха является следствием изменившихся траекторий движения циклонов северной Атлантики на более низкоширотные, по сравнению с нормой, благодаря чему увеличилась продолжительность и частота адвекции тёплых воздушных масс в Западный район Арктики, что повлияло и продолжает влиять на ледовые процессы в Баренцевом море. Как следствие, начиная с 2012 г. Баренцево море полностью очищалось ото льдов в различные летне-осенние периоды течение 8 лет. Ещё одним значимым показателем потепления климата в Западном районе Арктики является уменьшение толщин дрейфующего льда на акватории Баренцева моря, существующего в течение ледового сезона, и полное отсутствие однолетнего толстого льда (толщиной 120–200 см) даже в виде небольших ледовых зон на протяжении последних восьми лет [5].

Возможность использования качественно новых долгосрочных ледовых прогнозов для планирования и обеспечения работ на ЛГКМ. Климат в Западном районе Арктики теплеет – это очевидно. Очевидна и актуальность скорейшего освоения ЛГКМ в создавшихся климатических условиях. Однако, это не означает, что, уповая на современную климатическую тенденцию в регионе, можно начать полномасштабное освоение этого месторождения без привлечения долгосрочных ледовых прогнозов, начиная с этапа планирования операций. Необходимо максимально оперативно воспользоваться сложившейся климатической тенденцией и создать в кратчайшие сроки методику долгосрочного ледового прогноза, основанную исключительно на фактическом материале, использующую в качестве инструмента уравнения регрессии, и позволяющую с заблаговременностью 1 месяц на протяжении осенне-зимнего периода уверенно предсказывать появление льда в районе ЛГКМ. Такая работа уже ведётся, на фактическом материале определены прогностические предикторы, в полном объёме учитывающие инерционность ледовых процессов. Главным преимуществом разрабатываемой в настоящее время методики долгосрочного прогноза границы дрейфующих льдов в Баренцевом море в целом, и в его Северо-восточном районе, в частности, является полный отказ от долгосрочного метеорологического прогноза.

Следует отметить, что с июля 2019 г. по настоящее время по заказу ГМС ВС РФ авторы данного исследования ежемесячно составляли и составляют долгосрочный прогноз положения кромки дрейфующих льдов в Баренцевом море заблаговременностью 1 месяц, в значительной степени учитывающий долгосрочный метеопрогноз направления воздушных переносов и температур воздуха, а зачастую, и просто базирующийся на метеопрогнозе. В рамках выполнения настоящего исследования была проведена оценка оправдываемости долгосрочных метеорологических прогнозов и прогнозов положения кромки льдов в Баренцевом море

заблаговременностью 30 суток, составляемых ежемесячно, за период июль 2019 г. – июль 2022 г. (таблица 2). Как следует из таблицы, относительно невысокая оправдываемость прогнозов положения кромки дрейфующих льдов в Баренцевом море в значительной степени связана с достаточно низкой оправдываемостью долгосрочных метеопрогнозов направления воздушных переносов, поскольку именно они, а не температуры воздуха, оперативно влияют на перераспределение льда, то есть на изменение положения кромки.

Заключение. В рамках выполнения настоящего исследования были рассмотрены современные метеорологические и ледовые условия района ЛГКМ.

Было установлено, что одновременное сочетание целого ряда факторов, таких как наличие крупной положительной аномалии ледовитости Северо-восточного района Баренцева моря в данном ледовом сезоне, наличие отрицательной аномалии температуры воздуха в районе ЛГКМ на протяжении большей части ледового сезона и преобладание воздушных переносов северной и восточной четверти в районе месторождения в зимний период предопределяет появление там дрейфующего льда.

Необходимо максимально оперативно воспользоваться сложившейся климатической тенденцией в Западном районе Арктики и создать в кратчайшие сроки методику долгосрочного ледового прогноза положения кромки дрейфующих льдов в Баренцевом море, основанную исключительно на фактическом материале, использующую в качестве инструмента уравнения регрессии, и позволяющую с заблаговременностью 1 месяц на протяжении осенне-зимнего периода уверенно предсказывать появление льда в районе ЛГКМ.

Район Ледового газоконденсатного месторождения становится крайне востребованным с точки зрения прогностического обеспечения. Так, в конце октября 2022 г. по запросу АО «Газпром Шельфпроект» в их адрес был направлен долгосрочный прогноз изохрон устойчивого ледообразования с заблаговременностью 1 месяц на ноябрь 2022 г., составленный авторами этой работы.

Таблица 2. Оправдываемость долгосрочных метеорологических прогнозов и прогнозов положения кромки льдов в Баренцевом море заблаговременностью 30 суток, составляемых ежемесячно, за период июль 2019 г. – июль 2022 г.

Общее количество оцененных долгосрочных прогнозов заблаговременностью 1 месяц, составляемых ежемесячно	Оправдавшиеся метеопрогнозы						Целиком не оправдавшиеся метеопрогнозы по северной части моря, %	Оправдавшиеся целиком прогнозы положения кромки льдов, %	
	По северной части моря, %		По северной части моря на 1-ю половину прогностического периода, %		По северной части моря на 2-ю половину прогностического периода, %				
	В	Т _а	ВП	Т _а	ВП	Т _а	ВП	Т _а	
36	30	83	42	3	14	8	14	6	72

ВП – направления воздушных переносов (°румба); Т_а - температура воздуха (°С)

Литература

1. Хромцова М.С. О возможности долгосрочного прогноза распределения льдов в северной части Баренцева моря // Научно-технический бюллетень ПИНРО, №2-3 (20-21), Мурманское книжное издательство, 1962.
2. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 616 с.

3. Угрюмов А.С., Лаврова И.В. Основные закономерности общей циркуляции атмосферы: учебное пособие/ А.И. Угрюмов, И.В. Лаврова. – Санкт-Петербург: РГГМУ, 2021. – 72 с.
4. Макромасштабные атмосферные процессы и среднесрочные прогнозы погоды в Арктике / А. А. Дмитриев, П. А. Сельцер, С. И. Кондратюк, В. А. Кучин; под ред. Н. Д. Виноградова; Аркт. и Антаркт. НИИ. - Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 252 с.
5. Тюряков А.Б., Егорова Е.С. Участвовавшие случаи полного очищения ото льдов Баренцева моря за последнее десятилетие, как показатель потепления климата в Западном районе Арктики – Сборник трудов V Юбилейной Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология – достижения и перспективы развития» им. Л.Н. Карлина. Санкт-Петербург. РГГМУ, 2022.

АНАЛИТИЧЕСКИЙ ОБЗОР СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА РЕК

Федоров А.А., Шамаев С.Д., Давыдова Т.А.

Институт горного дела Севера им. Н.В.Черского Сибирского отделения Российской академии наук, г.Якутск, Российская Федерация

ANALYTICAL REVIEW OF THE PRESENT STATE OF GPR STUDIES OF RIVER ICE COVER

Fedorov A.A., Shamaev S.D., Davydova T.A.

Mining Institute of the North, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Russian Federation

Аннотация. В данной обзорно-аналитической работе представлено современное состояние георадиолокационных исследований ледяного покрова рек, как одного из перспективных и альтернативных направлений для пространственного охвата протяженных участков рек. Различным аспектам данного вопроса посвящены труды многих отечественных и зарубежных исследователей. Данные аспекты затрагивают такие темы, как различные методики проведения наземных георадиолокационных исследований, так и с борта летательного аппарата; обработка и интерпретация георадиолокационных данных, а также многие другие темы. В аналитической части статьи, обобщая результаты трудов исследователей, следует вывод, что наиболее точные и полные данные о состоянии ледяного покрова рек получены с применением георадара с частотой антенного блока ~ 400 МГц. Также в работе отмечено, что в исследованиях недостаточно изучается вопрос определения различных типов строения ледяного покрова по результатам обработки георадарных данных.

Abstract. This review-analytical paper presents the current state of GPR studies of river ice cover as one of the promising and alternative directions for spatial coverage of extended river sections. The works of many domestic and foreign researchers are devoted to various aspects of this issue. These aspects touch upon such topics as different methods of conducting both ground-based GPR studies and from an aircraft; processing and interpretation of GPR data, as well as many other topics. In the analytical part of the article, summarizing the results of the works of researchers, it should be concluded that the most accurate and complete data on the condition of the ice cover of rivers were obtained by using GPR with the antenna unit frequency ~ 400 MHz. It is also noted in the work that the issue of determining different forms of ice cover based on the results of GPR data processing is insufficiently studied in the studies.

Ледяной покров рек имеет большую пространственную изменчивость, а измерение толщины ледяного покрова на реках производится традиционными способами, такими как бурение скважин во льду. Информация, полученная таким способом, имеет дискретный характер и не отображает реальное состояние ледяного покрова. Следует отметить, что обоснованная оценка состояния ледяного покрова реки, на основе которой можно устанавливать прогнозы в отношении ледовых заторов в весенний период, возможна лишь при наличии масштабной информации о строении льда и толщине ледяного покрова рек. Данная информация имеет важное народно-хозяйственное значение, например, при проектировании и контроле ледовых переправ, ледовых дорог, платформ на реках.

Для пространственного охвата такого масштаба исследований, как изучение ледяного покрова рек, в настоящее время широкое применение получила, как и наземная георадарная съемка, так и съемка с борта летательного аппарата. Различные аспекты вопроса изучения ледяного покрова рек, рассмотренные в трудах многих современных отечественных и зарубежных исследователей, приведены в данной работе и охватывают временной промежуток с 2010 г. по настоящее время.

Так, для определения толщины ледяного покрова на реке Сунгари исследователи Ху Ваи, Long Wang, Xuerong Luo и другие применили съемку с воздуха георадаром, установленном на борту летательного аппарата, при этом, в процессе проведения съемки высота полета изменялась, что на радарограмме отражалось как сдвиг осей синфазности по вертикальной оси. Результаты

эксперимента показали, что метод георадиолокации определяет толщину ледяного покрова в условиях изменения высоты полета при съемке [1].

На реке Хуанхэ исследователями Zhiyan Song, Xinghua Shi и др. в районе города Баотоу (Внутренняя Монголия) на заторопленном участке проведены полевые эксперименты по определению толщины ледяного покрова георадаром. Эксперименты выполнены по сети поперечных относительно течения реки профилей: с борта беспилотного летательного аппарата с применением георадара с центральной частотой 400 МГц. Дополнительно выполнены исследования с поверхности ледяного покрова георадаром с центральной частотой 1500 МГц для уточнения наличия трещин во льду. В процессе съемки с воздуха применялись различные диапазоны высот: 10-25 м, 20-30 м, 30-40 м, имитирующие нестабильную высоту полета. Информация о толщине ледяного покрова реки по результатам георадарной съемки показала высокую сходимость с информацией, полученной по данным бурения скважин [2].

В трудах А.П.Ермакова, А.В. Старовойтова, М.Л.Владова описывается применение георадара для картирования не промерзших до дна участков водоемов, такие водоемы представляют собой особую опасность при движении по ним тяжелой техники. По результатам обработки полученных георадиолокационных данных на разрезах по особенностям волновой картины (конфигурация осей синфазности отраженных волн, частотный состав) определены картировочные признаки замерзшей (незамерзшей) воды в водоеме. [3].

На участках реки Хейлунцзян (район округа Мохе) и реки Хуанхэ (район Тогто (Внутренняя Монголия)) были проведены наземные измерения ледяного покрова рек двухчастотным георадаром (100 МГц и 1500 МГц) с GPS-привязкой георадарных данных. Обработка и интерпретация георадарной съемки на двух частотах позволила определить глубину реки и толщину льда [4].

Также, подобные по своей сути, площадные измерения георадарами с центральными частотами 120 МГц и 500 МГц были проведены на ледовых переправах, ледовых дорогах и на ледовых платформах Канады исследователями S.A.Proskin, N.S.Parry и P.Finlay. По результатам обработки георадарных данных были определены, кроме толщины ледяного покрова, также и глубины водоемов. Данная информация была необходима для оценки стационарных нагрузок на ледяной покров и для оценки несущей способности ледяного покрова для движения по нему техники [5].

Исследователями А.Р. Annan, Nectaria Diamanti и др. на основе многолетних данных георадарных съемок ледовых дорог на реках и озерах Канады были определены некоторые особенности физических свойств льда, которые влияют на точность проводимых георадарных измерений, а в частности, было выяснено, что скорость прохождения электромагнитной волны в пресноводном льде может иметь различную скорость от 0.14 м/нс до 0.21 м/нс и в прямом отношении зависит от количества незамерзшей воды в теле льда, также было выяснено, что скорость также зависит от степени наличия газов во льду [6].

Исследователи Maria Kamari, Petteri Alho и др. провели исследования георадаром на извилистой реке Пулманки (Финляндия). Пространственная толщина ледяного покрова таких рек достаточно изменчива, и зависит от многих метеорологических и гидрологических факторов. При исследованиях был применен георадар с центральной частотой 800 МГц. По результатам обработки георадарных данных на реке Пулманка толщина ледяного покрова изменялась от 35 до 67 см, абсолютная величина ошибок измерений составила ± 3 см и относительная 5% [7].

Подобные по своей сути эксперимент, описанный выше, проведены Jeffrey Kemp, Evan Davies и др. на ливневых прудах Канады в течение нескольких лет георадарами различной частоты 400 МГц и 900 МГц для оценки пространственной изменчивости толщины льда. Были выявлены некоторые закономерности формирования и деградации ледяного покрова, от таких факторов как: мощность снежного покрова, температура окружающего воздуха, количество солнечной радиации. [8].

Исследователями Stuefer E. и Richards E. для проектирования ежегодного маршрута и контроля состояния ледовых дорог на участке реки Юкон в районе Танана проведены серия измерений толщины льда георадарами с центральной частотой 450 МГц и 750 МГц. По результатам обработки георадарных данных на ледяной переправе были выявлены опасные участки тонкого льда и пространственная изменчивость ледяного покрова на изучаемом участке реки в течение одного сезона [9].

Исследователями Li Zhi-Jun, Jia Qing, Zhang Bao-Sen и др. на водохранилище Хунципао в провинции Хейлунцзян были проведены измерения толщины льда георадаром с центральной частотой 600 МГц. Георадарные данные заверялись бурением скважин, абсолютная погрешность измерений обоих методов составила 4 см. Также было выяснено, что наличие пузырьков газа во льду оказывает влияние на диэлектрическую проницаемость льда [10].

Исследователем Richards E. были проведены измерения толщины льда на различных ледовых дорогах Аляски, с георадарами с центральной частотой 450 МГц и 750 МГц. Был определен диапазон скорости распространения электромагнитных волн от 0.156-0.180 м/нс во льду, что связано с различным содержанием пузырьков газа во льду. К тому же, было выяснено, что перелив воды на поверхность ледяного покрова затрудняет определение его толщины, из-за затухания сигнала [11].

Исследователями Gusmerolli A. и Grosse G. на участках дорог, проходящих через мелководные озера Аляски, были проведены измерения георадаром с центральной частотой 1 ГГц для выявления под снежным покровом переливов воды на поверхность ледяного покрова. Было выяснено, что при переливе воды на поверхность георадиолокационный сигнал затухает и определение толщины ледяного покрова на таких участках затруднено или не всегда возможно [12].

Исследователем Briggs R. проведена серия измерений ледяного покрова на участке протяженностью около 30 км нижнего течения реки Черчилл (Канада), с борта летательного аппарата георадаром с центральной частотой 500 МГц. Была определена толщина снежного и ледяного покровов, полученные данные заверялись бурением скважин. Также отмечено, что качество и точность полученных данных зависят от множества факторов, одним из основных является наличие жидкой фазы воды на поверхности ледяного покрова и в теле ледяного покрова [13].

Исследователями Христофоровым И.И., Даниловым К.П. и др. были проведены измерения толщины ледяного покрова на нескольких участках реки Лена (в районе п. Кангалассы, возле г. Якутска, и п. Табага), с применением георадара с центральной частотой 400 МГц. Отмечается наличие сложных неоднородных структур во льду с образованием крупных торосов на поверхности ледяного покрова [14].

Обобщая результаты трудов разных исследователей, проведенных за последнее десятилетие, было выяснено, что для выполнения наиболее полных, достоверных и точных измерений толщины ледяного покрова лучше всего подходит георадар с частотой 400 МГц, обладающий более «проникающими», по сравнению с другими георадарами, свойствами. Георадары с более высокой частотой, например, с центральной частотой 900 МГц не во всех случаях могут достичь нижней границы льда, или например, данные с таких георадаров могут быть «зашумлены».

Также следует отметить, что по данным вышеперечисленных исследований и экспериментов, исследователями уделено недостаточно внимания вопросу выделения различных типов строения льда (монокристаллический, торосовый, припайный и др. формы) по результатам георадарной съемки.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00751, <https://rscf.ru/project/22-27-00751/>

Литература

1. Bai, X., Wang, L., Luo, X., Mi, H., Chen, H.C., Liu, L., Ji, M., and Gao, Y. (2020). A Layer Tracking Method for Ice Thickness Detection Based on GPR Mounted on the UAV. 2020 4th International Conference on Imaging, Signal Processing and Communications (ICISPC), P. 24 – 28.
2. Song, Zh., Shi, X., Fei, X. and Feng, W. (2015). Ice-Flood Prevention in Yellow River Using GPR and Unmanned Helicopter. **2015 IEEE International Conference on Communication Software and Networks (ICCSN)**, 6-7 June 2015. – P. 23 – 28.
3. Ермаков, А.П. Георадиолокационные исследования верхней части разреза при проектировании сейсмических работ в зимнее время / А.П. Ермаков, А.В. Старовойтов, М.Л. Владов // Технологии сейсморазведки. – 2012. – № 2. – С. 89 – 97.

4. Fu, H., Liu, Z., Guo, X., and Cui, H. (2018). Double-frequency ground penetrating radar for measurement of ice thickness and water depth in rivers and canals: Development, verification and application. *Cold Regions Science and Technology*, 154. – P. 85 – 94.
5. Proskin, S.A., Parry, N.S. and Finlay, P. (2011b). Applying GPR in assessing the ice bridges, ice roads and ice platforms. 16th Workshop on River Ice, CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment (CRIPE). – P. 341 – 354.
6. Annan, A.P., Diamanti, N., Redman, J.D., and Jackson, S.R. (2016). Ground-penetrating radar for assessing winter roads. *Geophysics*, 81. – Vol. 81. – P. 101 – 109.
7. Kämäri, M., Alho, P., Colpaert, A., and Lotsari, E. (2017). Spatial variation of river-ice thickness in a meandering river. *Cold Regions Science and Technology*, 137. – P. 17 – 29.
8. Kemp, J.E., Davies, E.G.R., Loewen, M.R. (2018). Spatial variability of ice thickness on stormwater retention ponds. *Cold Regions Science and Technology*, 159. – P. 106 – 122.
9. Stuefer, S. and Richard, E. (2020). River ice measurements for transportation safety in rural communities. – P. 40.
10. Li, Zh., Jia, Q., Zhang, B.S., Leppäranta, M., Lu, P. and Huang W.F. (2010). Influences of gas bubble and ice density on ice thickness measurement by GPR. *Applied Geophysics*, 2. – Vol. 7. – P. 105 – 113.
11. Richards, E.M. (2021). An evaluation of GPR techniques for analyzing the safety of Interior Alaskan ice roads under varying river ice and environmental conditions. – P. 72.
12. Gusmeroli, A. and Grosse, G. (2012). Ground penetrating radar detection of subsnow slush on ice-covered lakes in interior Alaska. *The Cryosphere*, 6. – P. 1435 – 1443.
13. Briggs, R., Khan, A., Khan, H., English, J., Lynch, M. and Puestow T. (2020). Operational river ice monitoring: from earth-observation satellite imagery to in-situ measurements.
14. Христофоров И.И., Данилов К.П., Горохов И.В., Омеляненко А.В. Влияние торосов на точность георадарного определения толщины ледяного покрова реки // Инженерная и рудная геофизика 2021 : Материалы 17-й научно-практической конференции и выставки / г. Геленджик, 26-30 апреля 2021 г. – С. 1 – 8.

О РАЗРАБОТКЕ ИНФОРМАЦИОННО-АНАЛИТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ОЗЕРА ДЛЯ ОЦЕНКИ СОСТОЯНИЯ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СОСТОЯНИЯ ЭКОСИСТЕМЫ КРУПНОГО ОЗЕРА

Н.Н. Филатов

Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

ON THE DEVELOPMENT OF THE INFORMATION AND ANALYTICAL SYSTEM OF THE LAKE FOR ASSESSING THE STATE AND FORECASTING THE STATE OF THE ECOSYSTEM OF LARGE LAKE

N. N. Filatov,

Northern Water Problems Institute, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia

nfilatov@rambler.ru

Показаны особенности разработки информационно-аналитической системы (ИАС) для оценки состояния и прогнозирования состояния экосистемы крупного озера. Рассматриваются проблемы формирования информационной основы для ИАС. Обсуждается выбор математической модели для диагноза и прогноза оценки состояния экосистемы озера в условиях изменений климата и антропогенных воздействий при эксплуатации ресурсов озера многочисленными пользователями. Представлено объединение БД и математических моделей в единой системе. Полученные с помощью ИАС оценки изменений экосистемы озера будут служить основой для обоснования поддержки принятия управляющих решений.

Ideas for developing an information-analytical system (IAS) for assessing the state and forecasting the state of large lake ecosystem are presented. The problems of forming a data bank and knowledge of the ecosystem are considered. The choice of a mathematical model for diagnosing and predicting the assessment of the state of the lake ecosystem under the conditions of climate change and anthropogenic impacts during the exploitation of its water, biological, energy, recreational, transport) resources by numerous users is discussed. The created database and mathematical models are combined into a single IAS. The estimates of changes in the lake ecosystem obtained with the help of the IAS will serve as the basis for substantiating support for making management decisions.

Рациональное использование природных ресурсов внутренних водоемов (водных, биологических, рекреационных, водно-энергетических, транспортных и др.), сохранение высокого качества вод для питьевого и промышленного водоснабжения, являются важнейшими практическими целями исследований. Прогностические оценки изменений ресурсного потенциала водоемов, используемых многочисленными пользователями, необходимы для понимания экономических, социальных и культурных последствий региональных и глобальных изменений. Не смотря на предпринятые в последние четыре десятилетия практические меры по охране и восстановлению экосистем крупных озер Мира, определённое ослабление и регламентацию хозяйственной деятельности на водосборах озер, до сих пор состояние крупных озер Мира не только существенно не улучшается, а отмечается деградация их экосистем (Jenny et. al., 2020). Возможно продолжение в будущем деградации озер Мира из-за возрастания потребностей увеличивающегося населения Земли и потепления климата. В связи с этим имеется острая необходимость уделить существенное большее внимание, чем сейчас, решению проблем управления и охраны ресурсов, экосистем крупных озер, мониторинга, совершенствование законодательства в области охраны водных объектов.

В настоящее время для крупнейших озер России не достаточно используются 3-D математические модели и современные системы наблюдений для количественные описания сложных эко- системных взаимодействий, прогнозирования изменений гидрологического режима, трофического статуса, а также проверка и обоснование локализации гидротехнических сооружений, размещения аква-культурных хозяйств, что

особенно актуально для Онежского и Ладожского озер. Имеющиеся полевые, экспериментальные исследования, мониторинг не позволяет в полной мере выполнить надежные прогностические оценки (Диагноз и прогноз, 2020; Румянцев и др. 2021). Одна из актуальных проблем современной гидрологии – создание интегрированных систем управления водопользованием, обеспечивающих информационную поддержку органов принимающих практические решения (Данилов-Данильян, Хранович, 2010; Меншуткин и др., 2014). Не решены проблемы оптимального, научно обоснованного использования ресурсов, управления многих крупнейших водоемов Евразии (Байкал, Каспий, Балхаш, Арал и др.). Недостаточно разработаны методы и математические модели для оценки т.н. допустимой нагрузки на экосистемы, ассимиляционного потенциала (АП), обеспечения систем поддержки принятия управленческих решений. Такие системы были разработаны лишь для некоторых крупных озер и озерно-речных систем водоемов России (Меншуткин и др. 2014). Важным недостатком выполненных работ по моделированию экосистем для Ладожского и Онежского озер было не воспроизведение динамики и взаимодействия с биогенными веществами донных отложений, которые служат «памятью» эволюции экосистемы озера и важным звеном, замыкающим биогеохимические циклы за счет реминерализации биогенных элементов (Savchuk et al., 2022).

С 1992 г. отмечается медленное восстановление экосистем крупнейших озер Европы: Ладожского и Онежского при значительном уменьшении поступления биогенов и загрязнений. Продолжается эвтрофирование ряда районов этих озер, ухудшение качества, браунификация вод при потеплении климата (Диагноз и прогноз, 2020; Калинкина и др. 2020;). Происходящие изменения экосистем Ладоги и Онега отражаются на ресурсах (водных, биологических, энергетических, рекреационных), сокращении ледяного покрова, ухудшении качества вод, обусловленное токсическими выбросами, микропластиком, наночастицами и др. (Kalinkina et al., 2021). В последние 10 лет отмечается заметное влияние форелевых хозяйств и изменений климата на состояние озер. Нагрузка в районах озера, где функционируют садковые хозяйства, производящие радужную форель, близка к предельной (Стерлигова и др., 2018). Важно изучить влияние различных «стрессоров», учесть мировой опыт эксплуатации аквахозяйств для разработки информационно-аналитической системы (ИАС) и выполнить системные исследования (натурные и модельные эксперименты) для того чтобы обоснованно управлять ресурсами озер. Для Ладожского и Онежского озер, как и озера Байкал, до сих пор не созданы информационно-аналитические системы, которые могут применяться для принятия управленческих решений. Поскольку озера не являются полностью наблюдаемой системой [Меншуткин и др. 2014] необходимо использовать системный подход с применением математических моделей, как это сделано, например, для Великих американских озер, Балтийского моря (Vokaniov et al., 2016; Savchuk, Gustavsson, 2012). Задача управления озерной системой по своей сути многокритериальная, поскольку приходится удовлетворять различные, иногда противоречивые требования пользователей. При выработке критерия оптимизации следует руководствоваться понятием ассимиляционного потенциала (Rukhovets, Filatov, 2010; Меншуткин и др. 2014), при этом необходимо переходить на экономические понятия стоимости, оценки ущерба и штрафных санкций.

В качестве водоема, на котором можно системно исследовать влияние антропогенных и природных факторов на изменения экосистем для сезонных и многолетних временных масштабов было выбрано Онежское озеро, где можно более надежно контролировать влияющие факторы и взаимодействия внутри экосистемы.

Работы, направленные на создание ИАС включают в себя следующие взаимосвязанные задачи: создание информационной основы, разработка

высокоразрешающей модели экосистемы Онежского озера и его водосбора (Кондратьев, Шмакова, 2022: Isaev et al., 2022: Savchuk et al., 2022), позволяющую количественно оценивать роль как климатических изменений на водосборе, так и антропогенных факторов. При моделировании экосистем Ладожского и Онежского озер должно быть уделено внимание описанию механизмов изменений в экосистемах, воспроизводимые моделью в виде биогеохимического круговорота вещества, осуществляемого процессами транспорта и трансформации с учетом динамики биогенов в донных отложениях, служащих «памятью» эволюции озерной экосистемы и важнейшим звеном, замыкающим биогеохимический круговорот путем реминерализации биогенов. А.В. Исаевым и О.П. Савчуком впервые для Онежского и Ладожского оз. была разработана трехмерная модель биогеохимических круговоротов вещества озера [Isaev et al, 2022, Savchuk et al, 2022].

Важной функцией информационной системы является обеспечение передачи данных между взаимосвязанными блоками ИАС экосистемы Онежского озера и его водосбора. ИАС интегрирует результаты расчетов притока воды в озеро и поступления биогенных элементов (биогенную нагрузку) от речной сети, а также от точечных и диффузных (естественных и антропогенных) источников для высокоразрешающую модель экосистемы озера в качестве исходных данных с учетом особенностей используемой трехмерной сеточной области (с горизонтальным шагом 0,5-1 км). Исходя из требуемого функционала, разрабатываемая система одновременно должна сочетать в себе два класса информационных систем – транзакционный (детализированные данные) и аналитический (обобщенные данные). Кроме того, в ИАС необходимо реализовать возможность обработки и визуализации геокодированной информации.

В работе (Угольницкий Г. А., Усов, 2008) показано, что приемлемым решением для создания программной оболочки ИС является веб-приложение. ИАС будет реализована как основной инструмент для широкого круга прогнозов, от прикладных задач влияния размещения аквакультурных хозяйств, водозаборов и сбросов сточных вод, до изучения долгосрочной крупномасштабной эволюции экосистем при различных сценариях изменения климата и социальной-экономическое развитие.

Финансирование: Работы выполнены по гранту РФФИ № 22-17-00193.

Литература

- Jenny J.-Ph., Anneville O., Arnaud F. et al. Scientists' warning to humanity: Rapid degradation of the world's large lakes // J. Great Lakes Res. 2020. Vol. 46, iss. 4. P. 686–702. doi: 10.1016/j.jglr.2020.05.006
- Диагноз и прогноз термогидродинамики и экосистем великих озер России / Ред. Н. Н. Филатов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 255 с.
- Данилов-Данильян В. И., Хранович И. Л. Управление водными ресурсами. М.: Научный мир, 2010. 223 с.
- Румянцев В. А., Филатов Н. Н., Кондратьев С. А. Современное состояние и совершенствование системы мониторинга Ладожского озера // Современное состояние и проблемы антропогенной трансформации экосистемы Ладожского озера. 2021. С. 540–558.
- Мениуткин В. В., Руховец Л. А., Филатов Н. Н. Математические модели водных экосистем в задачах управления ресурсами озер // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. № 3. 2014. С. 100–108.
- Savchuk O. P., Isaev A. V., Filatov N. N. Threedimensional hindcast of nitrogen and phosphorus biogeochemical dynamics in Lake Onego ecosystem, 1985–2015. Part II: Seasonal dynamics and spatial features; integral fluxes // Fundamental and Applied Hydrophysics. 2022. Vol. 15(2). P. 98–109. doi: 10.48612/ fpg/9mg5-run6-4zr8
- Kalinkina N.M., Zobkov M.B., Zobkova M.V., Galakhina N.E. Assessment of the microplastics ingestion intensity and preferred size range by *Gmelinoides fasciatus* Stebbing, an invasive species of Lake Onego // Environmental Toxicology and Chemistry, 2021. <https://doi.org/10.1002/etc.5257>
- Стерлигова О.П., Ильмаст Н.В., Кучко Я.А. и др. Состояние пресноводных водоемов Карелии с товарным выращиванием радужной форели в садках. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2018. 127 с.

- Bocaniov, S. A., Leon, L. F., Rao, Y. R., Schwab, D. J., and Scavia, D.* Simulating the effect of nutrient reduction on hypoxia in a large lake (Lake Erie, USA-Canada) with a three-dimensional lake model. *Journal of Great Lakes Research*, 42, 1228–1240, <https://doi.org/10.1016/j.jglr.2016.06.001>, 2016
- Savchuk O. P., Gustafsson B. G., Muller-Karulis B.* BALTSEM – a marine model for decision support within the Baltic Sea region // Stockholm University. Technical Report 7. 2012.
- Rukhovets L., Filatov N.(Eds.)*. Ladoga and Onego – Great European lakes: Observations and modeling // Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. doi: 10.1007/978-3-540-68145-8
- Кондратьев С. А., Шмакова М. В.*. Воздействие будущих климатических изменений на сток с водосбора Онежского озера // Труды Карельского научного центра РАН. Лимнология & Океанология. 2022. № 6. doi: 10.17076/lim1683 с. 41-49.
- Isaev A. V., Savchuk O. P., Filatov N. N.* Threedimensional hindcast of nitrogen and phosphorus biogeochemical dynamics in Lake Onego ecosystem, 1985–2015. Part I: Long-term dynamics and spatial distribution // *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022. Vol. 15, no. 2. P. 76–97. doi: 10.48612/fpg/e1m2-63b5-rhvg
- Угольницкий Г. А., Усов А. Б.* Информационно-аналитическая система управления эколого-экономическими объектами // *Известия РАН. Теория и системы управления*. 2008. № 2. С. 168–176.

УСКОРЕННАЯ ДВУМЕРНАЯ МОДЕЛЬ ТРЕХМЕРНЫХ ВОЛН

К.В. Фокина^{1,2}

¹ Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия

² Российский Государственный Гидрометеорологический Университет, Санкт-Петербург, Россия

ACCELERATED TWO-DIMENSIONAL MODEL OF THREE-DIMENSIONAL WAVES

K.V. Fokina^{1,2}

¹ Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Moscow, Russia

² Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg, Russia

Проведена проверка ускоренного метода моделирования двумерных поверхностных волн на бесконечной глубине. Метод основан на разделении потенциала скорости на линейную и нелинейную составляющие и анализе точного уравнения Пуассона для нелинейной составляющей потенциала на свободной поверхности. Полученные по ускоренной модели спектральные характеристики волнового поля сравниваются с результатами эквивалентной трехмерной модели потенциальных волн. Пошаговое сравнение демонстрирует качественное сходство между результатами, полученными по двум различным версиям модели, что позволяет использовать упрощенную модель для моделирования динамики волнового поля.

The method of simulation of two-dimensional deep-water surface waves is tested. The method is based on separation of velocity potential into linear and non-linear components and the analysis of the exact Poisson equation for the non-linear component on a free surface. The spectral characteristics of the wave field obtained from the accelerated model are compared with the results of an equivalent three-dimensional model for potential waves. The step-by-step comparison of the results obtained from two different versions of the model demonstrates a qualitative similarity, which allows using the simplified model for simulation of the wave field dynamics.

Введение. В настоящее время волновое моделирование быстро развивается. Наиболее полным подходом к изучению волн считается фазо-разрешающее моделирование, которое определяется как математическое моделирование эволюции возвышения поверхности и поля скорости. За последние годы было предложено множество подходов к фазо-разрешающему моделированию поверхностных волн [1]. Каждая из моделей имеет свои преимущества и недостатки, однако общим недостатком для всех является низкая производительность из-за необходимости разрешать вертикальную структуру волнового поля на основе трехмерного уравнения для потенциала скорости. В процессе разработки любой модели необходимо проводить многократные запуски с высоким разрешением, поэтому трехмерные модели в таких случаях оказываются малоэффективными.

В последнее время была предпринята попытка разработать новый подход к фазо-разрешающему моделированию двумерного периодического волнового поля [2]. Основная идея нового подхода заключается в представлении потенциала скорости в виде суммы линейной и нелинейной компонент. Решение для линейной составляющей известно; следовательно, нелинейная составляющая должна рассчитываться с помощью уравнения Пуассона с нулевым граничным условием на поверхности. Такой подход предлагает новый способ упростить вычисления, рассматривая двумерное уравнение Пуассона на поверхности.

Для проверки предложенного подхода необходимо сравнение результатов ускоренной двумерной модели с ранее разработанной точной трехмерной моделью для периодических волн, объединяющей Фурье преобразование и конечно-разностную аппроксимацию по вертикали для уравнения Пуассона [3].

Двумерная модель трехмерных волн. Уравнения модели записаны в следующей поверхности не ортогональной системе координат:

$$\xi = x \quad \vartheta = y \quad \zeta = z - \eta(\xi, \vartheta, \tau) \quad \tau = t \quad (1)$$

где $\eta(x, y, t) = \eta(\xi, \vartheta, \tau)$ – движущаяся периодическая волновая поверхность, которая может быть представлена рядом Фурье:

$$\eta(\xi, \vartheta, \tau) = \sum_{-M_x < k < M_x} \sum_{-M_y < l < M_y} h_{k,l}(\tau) \Theta_{k,l} \quad (2)$$

где k, l – компоненты вектора волновых чисел k ; $h_{k,l}(\tau)$ – Фурье амплитуды возвышения поверхности $\eta(\xi, \vartheta, \tau)$; M_x, M_y – число мод в направлении ξ, ϑ соответственно; $\Theta_{k,l}$ – базисные функции разложения Фурье, представленные в виде матрицы

$$\Theta_{k,l} = \begin{cases} \cos(k\xi + l\vartheta) & -M_x \leq k \leq M_x & -M_y \leq l \leq 0 \\ \cos(k\xi) & -M_x \leq k \leq 0 & l = 0 \\ \sin(k\xi) & 0 \leq k \leq M_x & l = 0 \\ \sin(k\xi + l\vartheta) & -M_x \leq k \leq M_x & 0 \leq l \leq M_y \end{cases} \quad (3)$$

Условия на поверхности для потенциальных волн в системе координат (1) при $\zeta = 0$ принимают следующий вид:

$$\eta_\tau = -\eta_\xi \varphi_\xi - \eta_\vartheta \varphi_\vartheta + (\eta_\xi^2 + \eta_\vartheta^2 + 1) \varphi_\zeta \quad (4)$$

$$\varphi_\tau = -\frac{1}{2}(\varphi_\xi^2 + \varphi_\vartheta^2 - (1 + \eta_\xi^2 + \eta_\vartheta^2) \varphi_\zeta^2) - \eta - p \quad (5)$$

где φ – потенциал скорости, p – давление на поверхности $\zeta=0$. Уравнение Лапласа для φ при $\zeta \leq 0$ превращается в уравнение Пуассона

$$\varphi_{\xi\xi} + \varphi_{\vartheta\vartheta} + \varphi_{\zeta\zeta} = Y(\varphi) \quad (6)$$

где Y – оператор:

$$Y(\varphi) = 2\eta_\xi (\varphi)_{\xi\zeta} + 2\eta_\vartheta (\varphi)_{\vartheta\zeta} + (\eta_{\xi\xi} + \eta_{\vartheta\vartheta}) (\varphi)_{\zeta} - (\eta_\xi^2 + \eta_\vartheta^2) (\varphi)_{\zeta\zeta} \quad (7)$$

Уравнения (4)–(7) записаны в безразмерном виде с использованием масштабов длины L ; времени $L^{1/2}g^{-1/2}$, потенциала скорости $L^{3/2}g^{1/2}$ (g – ускорение свободного падения).

В [3] было предложено, что потенциал скорости φ удобно представить в виде суммы линейной $\bar{\varphi}$ и нелинейной компонент $\tilde{\varphi}$:

$$\varphi = \tilde{\varphi} + \bar{\varphi} \quad (8)$$

Линейная компонента $\bar{\varphi}$ удовлетворяет уравнению Лапласа с известным решением

$$\bar{\varphi}(\xi, \vartheta, \zeta, \tau) = \sum_{k,l} \bar{\varphi}_{k,l}(\tau) \exp(|k|\zeta) \Theta_{k,l} \quad (9)$$

где $|k| = (k^2 + l^2)^{1/2}$, $\bar{\varphi}_{k,l}$ – Фурье-коэффициенты линейной компоненты потенциала на поверхности.

Нелинейная компонента удовлетворяет уравнению:

$$\tilde{\varphi}_{\xi\xi} + \tilde{\varphi}_{\vartheta\vartheta} + \tilde{\varphi}_{\zeta\zeta} = Y(\tilde{\varphi}) + Y(\bar{\varphi}) \quad (10)$$

Учитывая, что $\tilde{\varphi}(0) = 0$ при $\zeta = 0$, уравнение (10) принимает вид:

$$\tilde{w}_\zeta = 2(\eta_\xi w_\xi + 2\eta_\vartheta w_\vartheta) + \Delta \eta w - s w_\zeta \quad (11)$$

здесь $w = \varphi_\zeta$, $w_\xi = \varphi_{\xi\zeta}$, $\Delta = \varphi_{\xi\xi} + \varphi_{\vartheta\vartheta}$, $s = \eta_\xi^2 + \eta_\vartheta^2$.

Принимая $w = \bar{w} + \tilde{w}$ и учитывая, что $w_\xi = 0$ и $w_\vartheta = 0$, получаем:

$$(1+s)\tilde{w}_\zeta = 2(\eta_\xi \tilde{w}_\xi + \eta_\vartheta \tilde{w}_\vartheta) + \Delta \eta \tilde{w} + r \quad (12)$$

где

$$r = 2(\eta_\xi \bar{w}_\xi + \eta_\vartheta \bar{w}_\vartheta) + \Delta \eta \bar{w} - s \bar{w}_\zeta \quad (13)$$

зависит только от линейной компоненты потенциала скорости.

Нелинейная компонента вертикальной скорости $\tilde{w} = \tilde{\varphi}_\zeta$ и ее вертикальная производная $\tilde{w}_\zeta = \tilde{\varphi}_{\zeta\zeta}$ оказались хорошо связаны друг с другом соотношением [4]

$$A = \frac{\tilde{w}}{\tilde{w}_\zeta} = \sigma F(\mu) \quad (14)$$

где σ – безразмерная дисперсия возвышения поверхности:

$$\sigma = \left(\overline{(\eta - \bar{\eta})^2} \right)^{1/2} \quad (15)$$

μ – параметр:

$$\mu = \sigma \sigma_L \quad (16)$$

σ_L – дисперсия Лапласиана $\Lambda = \Delta \eta$

$$\sigma_L = \left(\overline{(\Lambda - \bar{\Lambda})^2} \right)^{1/2} \quad (17)$$

Функция F аппроксимирована формулой

$$F = \frac{d_0 \mu + d_1}{\mu + d_2} \quad (18)$$

где $d_0 = 0.535$, $d_1 = 0.0414$, $d_2 = 0.00321$.

Таким образом, двумерная модель включает в себя уравнения (4)-(5) и уравнение

$$\tilde{w} = \frac{A(2(\eta_\xi w_\xi + \eta_g w_g) + \Delta \eta w - (\eta_\xi^2 + \eta_g^2) \bar{w}_\zeta)}{1 + \eta_\xi^2 + \eta_g^2} \quad (19)$$

Уравнение (19) представлено в форме, удобной для итераций, которые выполняются пока не будет выполнено условие:

$$\max |\tilde{w}^i - R^{i-1}| < 10^{-7} \quad (20)$$

R – правая часть уравнения (19), i – номер итерации.

Основная идея представленной модели заключается в том, чтобы заменить сложный алгоритм расчета вертикальной скорости простым двумерным уравнением (24). Таким образом, трехмерная задача сводится к двумерной, что позволяет проводить вычисления значительно быстрее.

Эксперименты. Для проверки нового подхода необходимо было сравнить результаты расчетов с аналогичными результатами, полученными по полной трехмерной модели. В работе обе модели запускались с идентичными начальными условиями с разрешением 128x64 Фурье мод. В качестве начальных условий задавался спектр JONSWAP [5] с волновым числом пика $k_p = 40$ и обратным возрастом волны $U/C_p = 1$ (U – скорость ветра, C_p – фазовая скорость волны пика). Шаг по времени равен $\Delta \tau = 0.01$, вычисления проводились для 10,000 временных шагов. Расчеты по моделям проводились с включенными алгоритмами для притока и диссипации энергии. Подробно алгоритм их расчета описан в [6].

Результаты. Спектральные характеристики волнового поля, полученные по двум версиям модели за весь период вычислений, представлены на рис. 1. Все спектры переведены в полярную систему координат (r, θ) ($r = |k|$ – модуль волнового числа, θ – угол) и проинтегрированы по углу.

Результаты расчетов волнового спектра (рис. 1, а), полученного по ускоренной модели, близки к результатам полного трехмерного моделирования, особенно в той части спектра, где содержится большая часть энергии. Спектральное распределение притока энергии (рис. 1, б) повторяет основные особенности волнового спектра, т.к. линейно зависит от спектральной плотности. Диссипация за счет обрушения отрицательна (рис. 1, в) с минимумом, смещенным в сторону высоких частот относительно пика волнового спектра. Диссипация хвостовой части спектра (рис. 1, г) на порядки меньше других слагаемых, но играет важную роль в поддержании численной устойчивости.

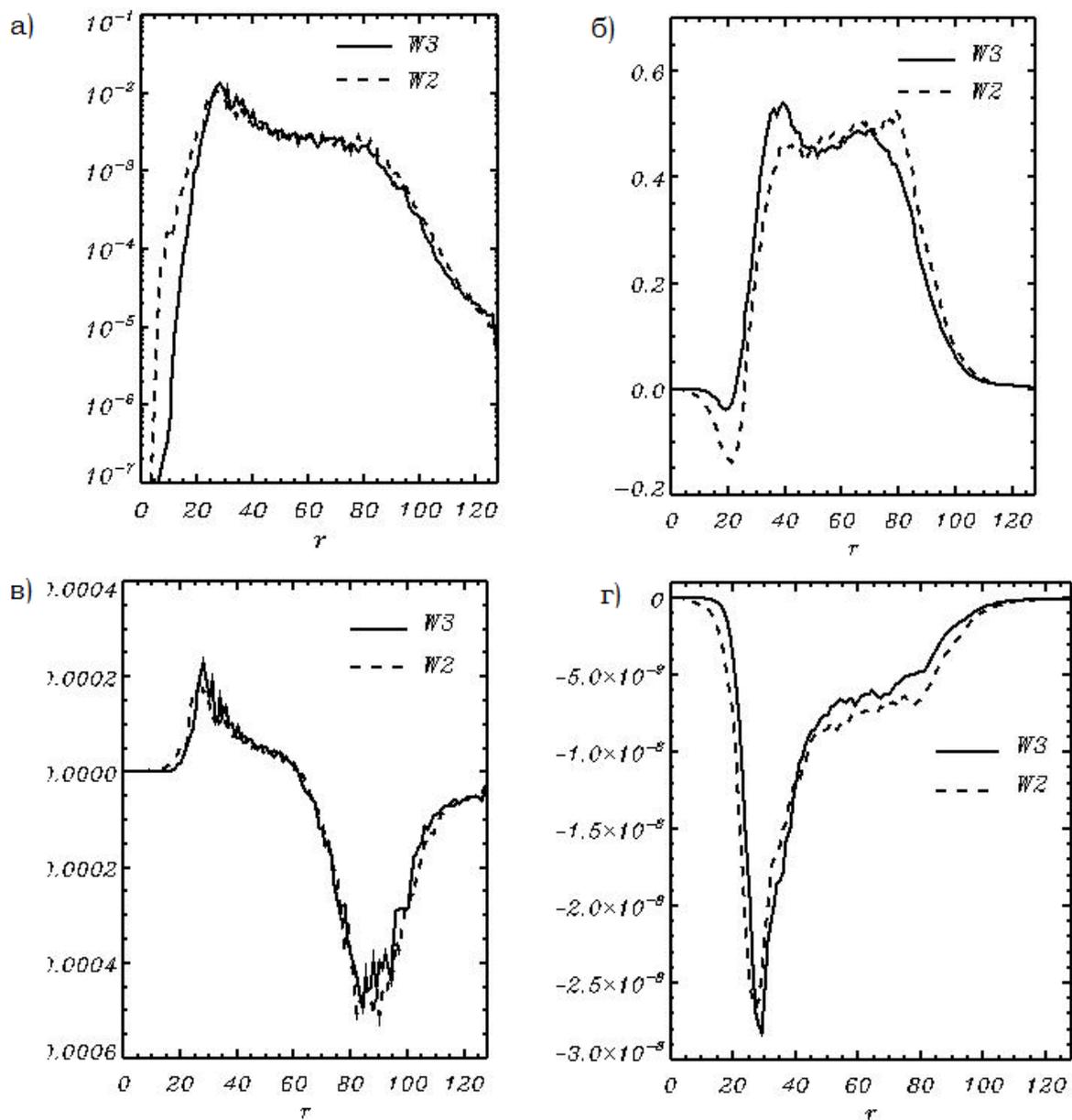


Рис. 1. Одномерные спектры, рассчитанные по трехмерной (сплошная кривая) и ускоренной (пунктирная кривая): а) волновой спектр $10^6 S(r)$; б) спектр притока энергии $10^8 S_i(r)$; в) спектр диссипации хвостовой части спектра $10^8 S_i(r)$; г) спектр диссипации за счет обрушения волн $10^5 S_b(r)$.

В настоящей работе проведена проверка нового подхода к моделированию двумерных поверхностных волн на поверхности. Пошаговое сравнение счета по ускоренной модели и полной модели демонстрирует, что решения согласуются на тысячах временных шагов. Область применения новой схемы может быть достаточно обширной. Как было отмечено, расчеты по полной модели занимают очень много времени и усовершенствование модели или подбор параметров занимает непозволительно долгое время. Предложенная схема упрощенной модели может быть использована для разработки и корректировки схем параметризации, которые в последующем могут быть включены в точную модель.

Литература

1. Chalikov D. Numerical Modeling of Sea Waves. Springer-Verlag, Cham, 2016. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-32916-1>.

2. Chalikov, D. A two-dimensional approach to the three-dimensional phase resolving wave modeling. *Examines Mar. Biol. Oceanogr.* 2021, 4(1), EIMBO.000576. doi: 10.31031/EIMBO.2021.04.000576.
3. Chalikov D., Babanin A., Sanina E. Numerical modeling of three-dimensional fully nonlinear potential periodic waves. *Ocean Dynamics*. 2014. Vol. 64, 10. P. 1469–1486.
4. Chalikov D. A 2D model for 3D periodic deep-water waves. *J. Mar. Sci. Eng.* 2022, 10, 410. doi:10.3390/jmse10030410.
5. Hasselmann, K.; Barnett, T.P.; Bouws, E.; Carlson, H.; Cartwright, D.E.; Enke, K.; Ewing, J.A.; Gienapp, A.; Hasselmann, D.E.; Kruseman, P.; et al. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint Sea Wave Project (JONSWAP). *Ergaenzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift Reihe A* 1973, A8, 1–95.
6. Chalikov D. Numerical modeling of surface wave development under the action of wind. *Ocean Science*. 2018; 14: 453-470. DOI: <https://doi.org/10.5194/os-14-453-2018>.

ОСОБЕННОСТИ ЛЕТНЕГО МИКРОКЛИМАТА НА СЕВЕРЕ И ЮГЕ УМЕРЕННОГО ПОЯСА (ДЛЯ МОРСКОГО И ПРЕДГОРНОГО РАЙОНОВ).

Чеа Соккоуч, Смагин Роман Евгеньевич

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

FEATURES OF THE SUMMER MICROCLIMATE IN THE NORTH AND SOUTH OF THE TEMPERATE ZONE (FOR THE SEA AND FOOTHILL AREAS).

Chea Sokkoch, Smagin Roman Evgenievich

St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Проведение градиентных наблюдений важно для измерения основных метеорологических элементов и для изучения микроклимата при различных физико-географических условиях.

Conducting gradient observations is important for measuring the main meteorological elements and for studying the microclimate under various physical and geographical conditions.

Климатические условия какого-либо района не остаются однородными на всей его территории, и в зависимости от форм рельефа, экспозиции склонов, характера подстилающей поверхности, близости водоёмов и др. формируется совокупность этих местных особенностей климата, или микроклимат. Изменения в физических свойствах воздуха создаются в приземном слое, где наиболее активно протекает теплообмен между почвой и воздухом. Резче всего микроклиматические различия проявляются в ясную тихую погоду, в то время как ветренные условия усиливают турбулентное перемешивание воздуха в приземном слое, снижая большие градиенты температуры и влажности воздуха.

Методы исследования

Для определения микроклиматических особенностей на севере и юге умеренного пояса в 2022 году был предпринят эксперимент для двух разных географических районов, располагающихся: а) на севере и б) на юге умеренного климатического пояса. За период микроклиматических наблюдений был выбран конец летнего периода, когда начинается постепенная сезонная перестройка климатической системы в северном полушарии. Комплекс микроклиматических измерений включал: а) градиентные наблюдения за температурой и влажностью воздуха, скоростями приземного ветра; б) измерения значений атмосферного давления; в) наблюдения за облачностью и атмосферными явлениями; г) расчёт элементов теплового баланса. Сроки измерений – ежедневно, 4 раза в сутки с дискретностью в 6 часов (01.00, 07.00, 13.00 и 19.00) – для «северного» объекта, 4 раза в сутки (через одни сутки) с дискретностью в 6 часов (19.00, 01.00, 07.00 и 13.00) – для «южного» объекта.

Результаты исследований

«Северный» объект – прибрежный участок на о. Средний (Лоухский район, Республика Карелия). Координаты: 66°17'26" с.ш., 33°38'42" в.д., высота над уровнем моря 2 м. Период наблюдений с 16.07.2022 г. по 03.08.2022 г. Остров Средний является одним из островов Керетского архипелага Кандалакшского залива Белого моря. Он находится перед входом в губу Кереть, являющейся одновременно и приливным эстуарием реки Кереть. Проливом Узкая Салма на юге остров отделён от материкового массива (Рис. 1). Данная область лежит в районе перехода от умеренного континентального к субарктическому

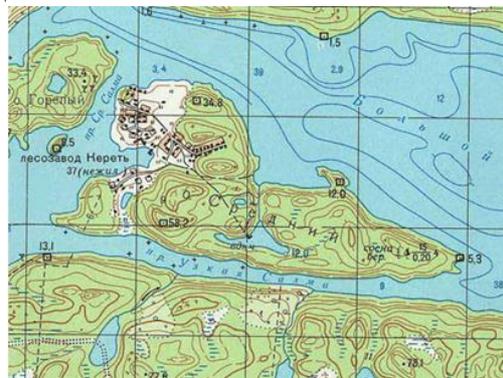


Рис. 1. Карта о. Средний [1]

морскому климату. Летняя погода здесь часто оказывается неустойчивой, что обусловлено динамикой доминирующих континентальных или морских воздушных масс. Господствующими ветрами являются восточные или северо-восточные, которые к концу лета сопровождаются общим понижением атмосферного давления и приносят дождливую погоду. При северо-восточных ветрах средняя температура воздуха в июле может понижаться до +8-12°C. При смене

барических обстановок обычно меняется направление ветра (с северо-восточного на северо-западное), а средняя температура воздуха повышается до +14-15°C с установлением солнечной погоды. Годовое количество осадков – около 600 мм.

С период наблюдений (16.07.–03.08.2022) был зафиксирован переменный характер хода атмосферного давления, равномерное чередование отрезков времени с пониженным (19-20.07., 22-23.07., 30-31.07. и 02-03.08.22), и повышенным (18.07., 21.07., 25.07.22) давлением, связанных с доминированием циклонических и антициклонических условий, соответственно. Резкое углубление циклона наблюдалось в период с 26.07. по 27.07.22, после чего начался усиленный рост атмосферного давления (29-30.07.2022). Пониженное давление (около 1008 мб) обычно сопровождалось ветрами северо-восточного и северо-западного направлений, с умеренными скоростями (6-7 м/с) (Рис.2):



Рис. 2. Повторяемость ветров о. Средний.



Рис. 3. Ход атмосферного давления о. Средний.

Суточный ход температуры воздуха соответствовал её типичному распределению, свойственного концу летнего периода на Белом море: минимальные значения (+10-12°C) в ночное время и максимальные (до +20°C) – в дневное. В такие дни облачность составляла около 6-7 баллов. Максимум температуры воздуха был отмечен днём 21.07.22 и 22.07.22 (+23-24°C), а минимум фиксировался в безоблачные ночи (до +7-8°C) с выраженной термической инверсией (активное ночное выхолаживание).

Данный ход температуры нарушался лишь в дни с циклонами, когда амплитуда колебаний температуры воздуха заметно уменьшалась, приближаясь к среднемесячным (для июля) значениям. Температура поверхностного слоя воды во многом повторяла ход температуры воздуха, лишь амплитуда суточных колебаний не превышала 2-3°C. К концу лета, при отсутствии выхолаживания верхний слой прогревается до +19-21°C, что является годовым максимумом для этого места Белого моря. Однако, при глубоком циклоне (27-28.07.) температура слоя стала резко снижаться и достигла значений +15-16°C. После его заполнения температура воды в верхнем слое стала возвращаться к типичному режиму конца лета (+18-20°C) (Рис.4).

При углублении и заполнении циклона (27-28.07.22) наблюдалось сначала снижение давления до 1001 мб, затем его рост до 1013 мб, смена ветров западного и юго-западного направлений на северо-восточное, скорость ветра варьировала от 2-3 м/с до 8-9 м/с, преобладала слоисто-кучевая облачность. Штилей за рассматриваемый период наблюдений оказалось мало, и они в основном фиксировались в ночные часы. Выпадение осадков было приурочено к времени циклонических барических обстановок (Рис.3):



Рис. 4. Температура воздуха и поверхностного слоя воды, о. Средний

Ход относительной влажности имел выраженный суточный ход в ясные и малооблачные дни, с максимумом в ночные часы и минимумом – в дневное время. При циклонических условиях, при наличии сплошной облачности нижнего яруса, относительная влажность приближалась к 100%. Кроме того, в безоблачные ночи влажность воздуха тоже росла и выпадала роса. В приземном слое воздуха (0,5 м) минимум влажности наблюдался в солнечные дни, колеблясь в пределах от 60 до 80%, а на высоте 2 м - около 60-70%. (Рис.5):

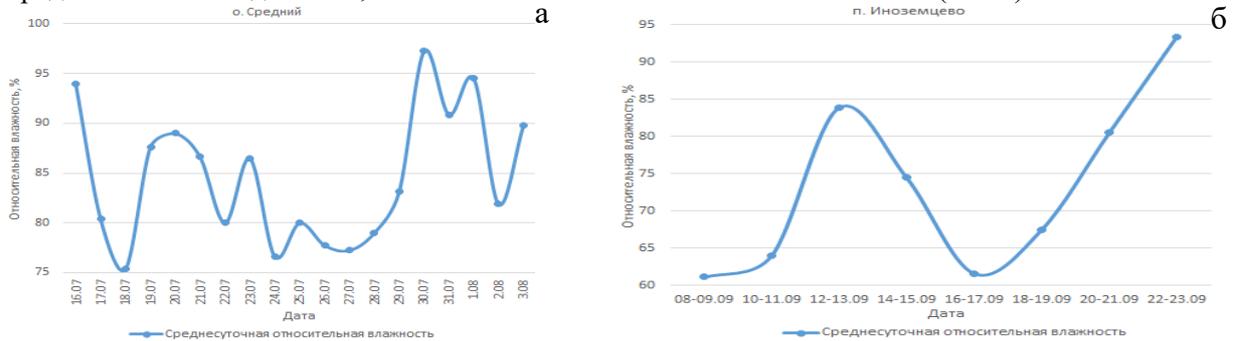


Рис. 5. Среднесуточные значения относительной влажности в приземном слое, а) о. Средний, б) п. Иноземцево.

«Южный» объект – участок в пределах пос. Иноземцево (Ставропольский край). Координаты: 44°06'02" с.ш., 43°05'32" в.д., высота над уровнем моря 447 м. Период наблюдений с 09.09.2022 г. по 23.09.2022 г. п. Иноземцево располагается на территории, которая имеет равнинный характер в северной части региона Кавказских Минеральных Вод (КМВ). Иноземцево лежит к востоку от горы Бештау (самой высокой среди местных гор-лакколитов). (Рис.6). Рельеф Кавминвод в целом оказывает существенное влияние на температурный режим и направление ветров. На равнине и предгорьях преобладающими ветрами являются ветры с восточной составляющей, а для лета отмечено возрастание роли ветров западного направления. В целом, на Кавминводах среднемесячные значения для сентября составляют: температура воздуха +15,6°C, скорость ветра 3,0 м/с, количество осадков – 49 мм, влажность воздуха 70% [3].

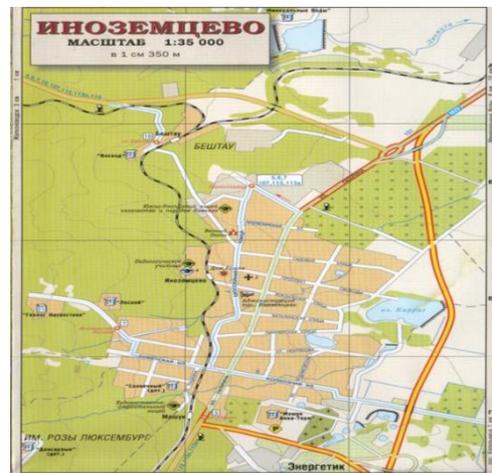


Рис. 6. Карта п. Иноземцево [4]

В сентябре 2022 г. наблюдался переменный характер хода атмосферного давления, равномерное чередование отрезков с пониженным (12-14.09. 16-18.09., 21-23.09.) и повышенным (08-12.09., 14-16.09., 18-21.09) давлением (см. рис. 6). Циклонические барические образования (менее 960 мб) характеризовались ветрами юго-западного и южного направлений, облачностью всех ярусов, а повышенное давление (около 965 мб) – слабыми западными ветрами, облаками кучевых форм или их отсутствием. В целом, скорости ветра редко превышали 1 м/с, а штиты наблюдались больше чем в половине случаев. Углубление циклона сопровождалось выпадением ливневых (13.09.) и обложных осадков (21.09.) (Рис.7).

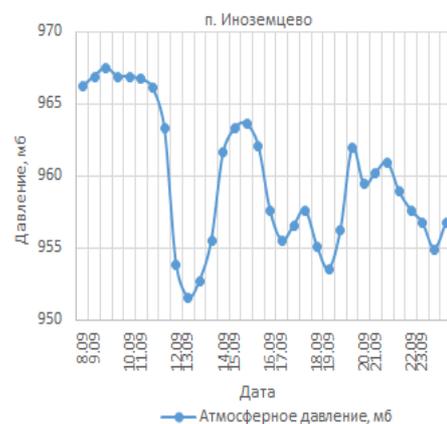


Рис. 7. Ход атмосферного давления, п. Иноземцево.

Суточный ход температуры воздуха соответствовал её типичному распределению, свойственного концу летнего периода: минимальные значения в ночное время и максимальные – в дневное. В такие дни облачность составляла менее 5 баллов. Данный ход температуры нарушался лишь в дни проявления циклонических условий, когда амплитуда колебаний температуры воздуха заметно уменьшалась, приближаясь к среднемесячным (для

сентября) значениям. Максимум дневных температур временами достигал +27-28°C, а минимум фиксировался в ясные ночи, когда температура понижалась до +10-12°C. Термическая инверсия наблюдалась в сумеречное и ночное время, но особенно хорошо была выражена в ясные ночи (активное ночное выхолаживание). Не отмечалась ночная инверсия в дни с циклонами, когда стратификация приземного воздуха становилась нейтральной. В дневное время воздух у поверхности практически всегда был прогрет лучше.

Ход относительной влажности имел выраженный суточный ход в ясные и малооблачные дни, с максимумом в ночные часы и минимумом – в дневное время. При циклонических условиях, при наличии сплошной облачности нижнего яруса влажность приближалась к 100%. Кроме того, в безоблачные ночи, при росте влажности, выпадала роса. В приземном слое воздуха (0,5м) минимум влажности в солнечные дни колебался в пределах от 45 до 60%, а на высоте 2 м становился ещё меньше (35-40% и ниже).

Для выявления особенностей микроклимата были оценены значения турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарения, являющимися составными слагаемыми теплового баланса. Их значения были рассчитаны в кал/см².мин, по стандартной методике [2]. На «беломорском» участке положительные значения турбулентного потока тепла были зафиксированы в дневное время, за исключением дней с глубоким циклоном, а максимум составил (+0,10-0,20) наблюдался в наиболее в тёплые и малооблачные дни. Но при пасмурных условиях, даже в тёплые дни, с температурой выше +20°C, значение потока резко снижалось (+0,01-0,05). Отрицательные значения (-0,02-0,05) были приурочены к вечерне-ночному времени и безоблачным условиям. При наличии сплошной облачности, повышении скорости ветра и выпадении осадков значения турбулентного потока становились ещё меньше (-0,09-0,10). На юге умеренного пояса практически всё время значения турбулентного потока были выше нуля, а максимальные (выше +0,30) наблюдались в дневное время, при отсутствии ветра и облачности. Таким образом, поток тепла при отсутствии ветра целиком уходит на прогрев подстилающей поверхности. На севере умеренного пояса наибольшие положительные значения затрат тепла на испарение (+0,25-0,39) были зафиксированы лишь в тёплые облачные дни, при слабом ветре и понижении влажности воздуха, а также при безветрии и сплошной облачности. В тёплые, но малооблачные дни и при слабом ветре наблюдались отрицательные значения (до -0,40-0,50) затрат тепла на испарение. К вечеру, и при небольшом увеличении скорости ветра эти величины принимали другие значения (-0,10-0,15). В ночное время (выхолаживание) и при высокой относительной влажности воздуха затраты тепла на испарении приближались к нулю. На юге, вследствие невысокой влажности воздуха, близкие к нулю величины затрат тепла на испарение отмечались в тёмное время суток, а также в пасмурные дни. Рост этих величин (до +1,20-1,30) наблюдался в дневное время, по мере роста суточной температуры воздуха, а при малых величинах влажности (меньше 50%) затраты тепла на испарение достигали максимальных величин (+2,0-5,0).

Выводы. Конец летнего сезона 2022 г. на юге и севере умеренного пояса был близок к типичным климатическим условиям. При этом, решающим фактором, определяющим формирование сезонных (летних) микроклиматических условий, является ход атмосферного давления, а также связанные с этим смена барических обстановок, изменение направлений и скоростей ветра (морской субарктический климат для северного участка). Для него же характерна высокая влажность и облачность. На юге умеренного пояса для конца лета важным является направление ветров, связанное с доминированием той или иной воздушной массы, пониженная влажность воздуха и солнечное тепло (предгорный континентальный климат).

Литература

1. https://www.littorina.info/srednii/PIC/karta_big.htm
2. Рыхлов А.Б. Градиентные наблюдения. Учебное пособие для студентов географического факультета. 2018. 48 с.
3. Смыков А.С. Климат Ставропольского края: тенденция и динамика микроэлементов. Современная географическая наука: взгляд молодых учёных. Мат. межд. научно-практ. конф10-го БГФ. Санкт-Петербург, 2015. с. 148-155.
4. <https://4kurorta.ru/karty-kurortov/karta-zheleznovodska-inozemtsevo.html>

ИССЛЕДОВАНИЕ ДЕЙСТВИЯ РЕЧНОГО ПОТОКА НА ДИНАМИКУ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ПОПЕРЕЧНО НЕОДНОРОДНОГО ДНА СТУПЕНЧАТОГО ТИПА

О.Д. Шишкина, канд. техн. наук.

ФИЦ Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, Россия

STUDY OF THE EFFECT OF THE RIVER FLOW ON THE DYNAMICS OF SEDIMENTS AT A TRANSVERSELY INHOMOGENEOUS RIVERBED OF A STEPPED TYPE

O.D. Shishkina, PhD

FRC Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod, Russia

Получено и исследовано решение зависимости морфологических параметров русла реки от высоты поверхностной волны на участке, сложенном из осадочных пород, с поперечным ступенчатым профилем.

The dependence of the morphological parameters versus the height of the surface wave is obtained and investigated for the riverbed with a transverse stepped profile composed of sedimentary rocks.

Введение

Особенности пространственной трансформации нелинейных внутренних волн на донных неоднородностях шельфовой зоны исследовались автором ранее [1-4].

В данной работе результаты проведенных автором исследований использованы для определения характера изменения высоты поверхностной волны в области формирования речного потока над поперечно неоднородным дном ступенчатого типа.

На основании методики [3] исследована зона интенсивной генерации волн на поверхности однородной жидкости в результате локального интенсивного стока речной воды с последующим распространением сформировавшейся волновой системы в канале переменной глубины.

Исследование морфологии русла реки

Архивная топографическая карта от 1929 г. даёт представление о морфологии прилегающих к руслу территорий на участке р. Волга, представленном на рис. 1,А. Исходя из представленных на рис. 1,Б топографических данных, за прошедшее время донные отложения сформировали отмель с практически горизонтальным дном длиной около 5 километров с глубинами от 1.2 до 1.5 метров (очерчены красной линией). Глубоководная часть данного участка является судоходным каналом глубиной от 3.5 до 5 метров.

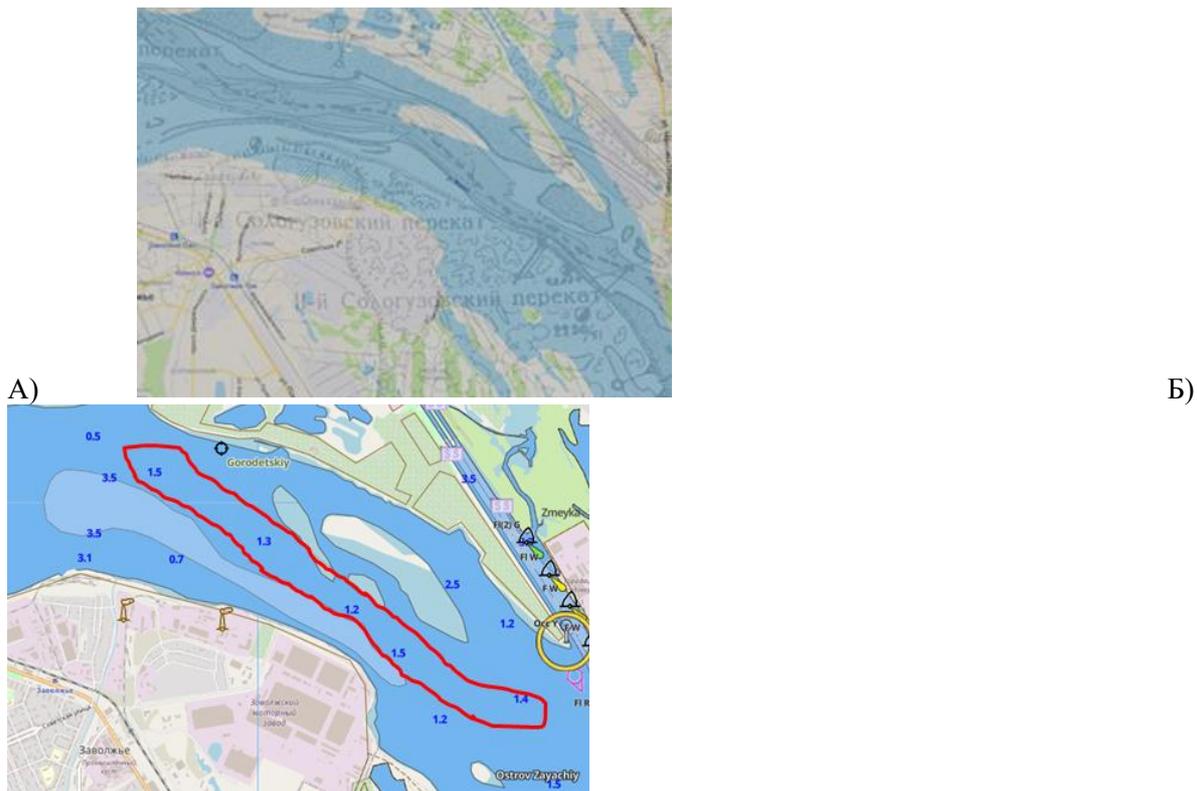


Рис. 1. Карта глубин р. Волга: А - топографическая карта 1929 г., совмещенная с современной картой местности (по данным <https://www.etomesto.ru> на 28.01.2021 г.), Б – данные https://fishermap.org/depth-map/volga-reka/#add_block на 04.02.2021 г.

Для оценки произошедших морфологических изменений на исследуемом участке был проведён сбор, систематизация и анализ геологической информации.

Результаты исследования показали, в частности, что последствия дноуглубительных работ, проведенных на данном участке русла р. Волга в 1985 – 1989 г.г., привели не только к увеличению глубины судоходного канала глубиной 5 м, проложенного вдоль берега, но и к соответствующему изменению профиля формируемой волны [5].

Постановка задачи

Схему постановки соответствующей задачи до и после произведенных дноуглубительных работ можно представить в виде, приведенном на рис. 2. Где вариант рис. 2,А соответствует природной морфологии русла р. Волга до 1955 года. В этот период течение воды формировалось в условиях относительно глубокого канала.

После перепрофилирования волноводного канала в результате выемки донного грунта на данном участке в период с 1985 г. по 1989 г. морфология русла изменилась таким образом, что движение поверхностной волны происходит одновременно, как в глубокой части русла глубиной H , так и в условиях выраженного мелководья глубиной h (рис. 2,Б).

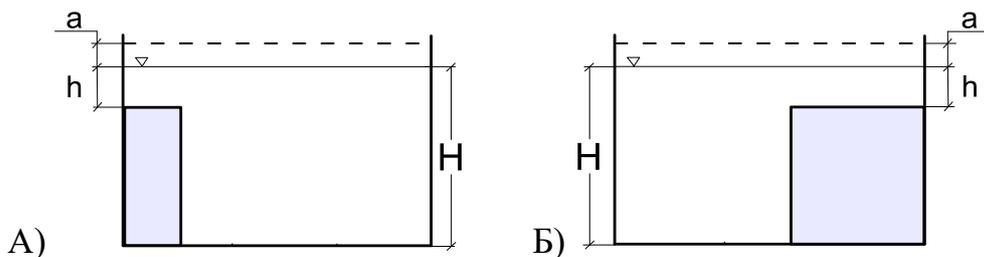


Рис.2. Схема морфологии русла р. Волга на исследуемом участке: А – 1955 г., Б – 1985г. (H и h – глубины глубоководной и мелкоководной частей волноводного канала, соответственно, a – высота волны)

Для исследования зависимости морфологических параметров русла реки от высоты волны рассмотрим задачу о движении потока жидкости с неоднородной по горизонтали скоростью в канале с поперечным ступенчатым профилем. Схема формирования такого потока представлена на рис. 3.

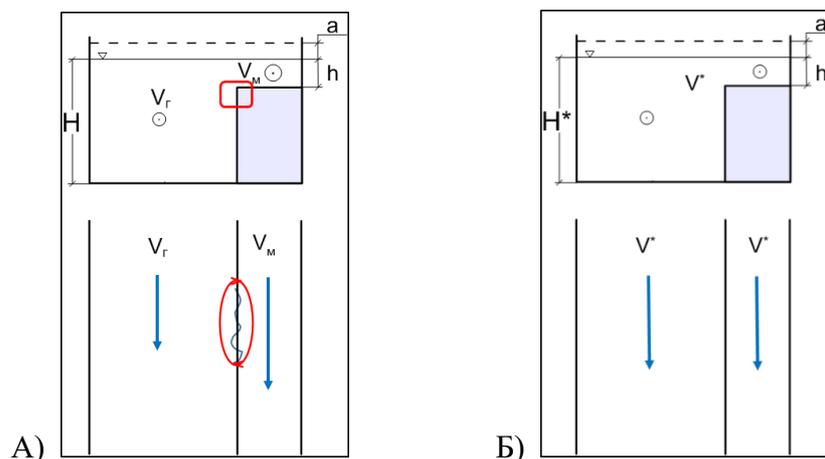


Рис. 3. Схема постановки задачи об изменении морфологии русла в зависимости от кинематики потока: А – неустановившийся режим; Б – установившийся режим

Соответствующая скорость потока считается постоянной над мелкоководным V_M и глубоководным V_G участками дна. Поперек потока скорость меняется без разрыва профиля. Вследствие наличия градиента скорости поперек потока $\Delta V = V_M - V_G$ над кромкой донного уступа формируется вихревое движение жидкости (красные контуры на рис. 3,А). В зоне образования вихревого движения происходит эрозия донного грунта с выносом взвешенных частиц в глубоководную часть канала.

Процесс массопереноса поперек потока жидкости продолжается до тех пор, пока не произойдет выравнивание скоростей потока до значения $V^* = V_M^* = V_G^*$ в глубокой и мелкой частях речного русла (рис. 3,Б) вследствие его морфологических изменений – заглупления дна на мелководье до значения $h^* > h$ с одновременным обмелением глубокой части канала $H^* < H$.

Решение дачи

Найдем зависимость высоты волны a от параметров морфологии дна ступенчатого типа.

При поступательном движении сформированной волны на поверхности жидкости конечной глубины H её скорость в глубокой части русла будет вычисляться по формуле:

$$V_G = \sqrt{gH}. \quad (1)$$

Скорость волны в мелкой части канала определяется по формуле И.В. Егиазарова:

$$V_M = \sqrt{gh} \left(1 + \frac{3a}{4h} \right) + V_0, \quad (2)$$

где a – высота волны попуска, h – глубина мелкой части русла, V_0 – скорость фонового потока жидкости.

При условии равенства скоростей в поперечном сечении канала $V = V_M = V_G$ должно выполняться равенство:

$$\sqrt{gH} = \sqrt{gh} \left(1 + \frac{3a}{4h} \right) + V_0. \quad (3)$$

На рис. 4 представлен результат решения равенства $V^* = V_M^* = V_G^*$ для искомой высоты волны a при установившемся режиме течения воды над мелководьем и при известной глубине

судоходного канала H^* для морфологии дна на участке р. Волга от 850 до 855 км судового хода по данным [5], [6] и [7].

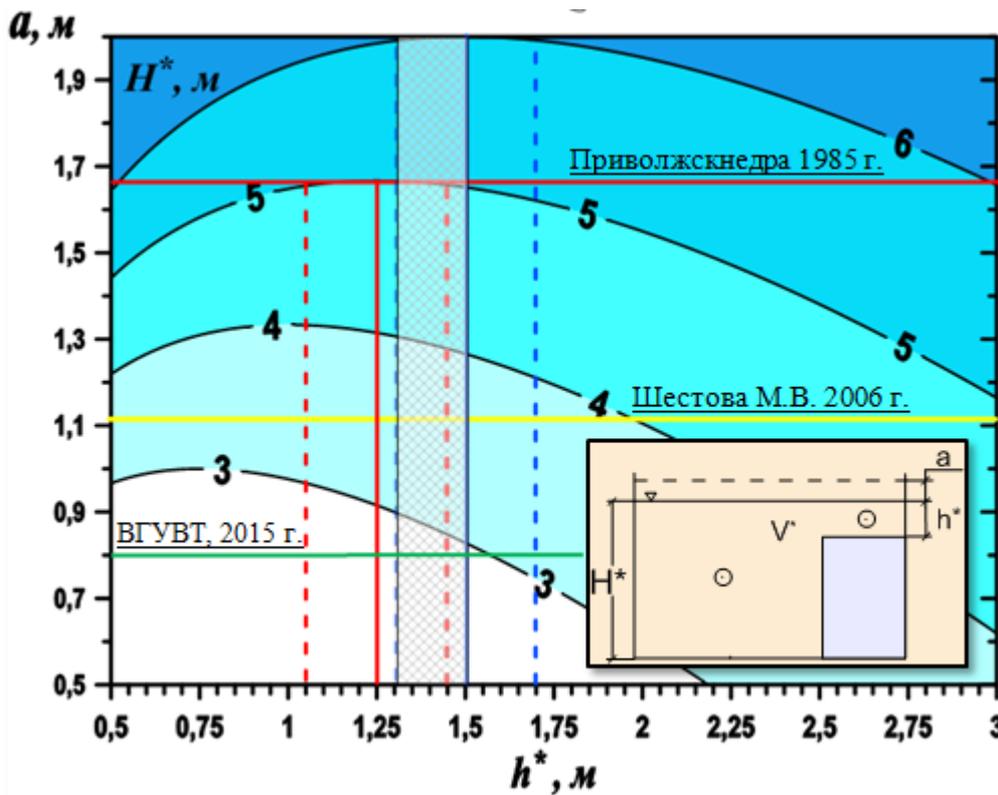


Рис. 4. График зависимости высоты волны попуска a от глубин в мелководной h и глубоководной H частях русла для установившейся морфологии дна по данным [5], [6] и [7] (сверху вниз)

Функция зависимости амплитуды волны a от глубины воды на мелководье h для значения глубины судоходного канала $H = 5$ м имеет максимум при $h = 1.25$ м и достаточно однородна в окрестности этой точки. В таком канале создаются условия для распространения волны с практически неизменной высотой при изменении глубины мелководья $h =$ от 1.05 до 1.5 м (красный пунктир на рис. 4).

Такая волна при постоянно поддерживаемой глубине $H = 5$ м со временем формирует практически плоский мелководный участок глубиной $h = 1.35 \pm 0.15$ м. Что наблюдается в природных условиях на карте глубин р. Волга (красная линия на рис. 1,Б).

Расчетное значение высоты волны $a = 1.1$ м (рис. 4) также хорошо согласуется как с результатами натуральных измерений волновых параметров [5], так и со справочными данными для морфологии дна на исследуемом участке [6].

Выполнение аналогичных расчетов для высоты волны $a = 0.8$ м [7] требует проведения дополнительных замеров и анализа современного состояния морфологии на исследуемом участке р. Волги.

Выводы

Результаты анализа имеющихся данных натуральных измерений, а также выполненных исследований дают основание для следующих выводов:

- диапазон глубин в русле реки ступенчатого типа, сложенном из осадочных пород, формируется в процессе выравнивания скорости течения поперек потока и устанавливается в ходе естественных процессов массообмена между глубоководной и мелководной частями русла в соответствии с высотой волны;

- при заданном расходе воды высота волны может регулироваться соответствующим профилированием поперечного сечения речного русла;
- профилирование дна может использоваться в качестве самостоятельного способа достижения требуемых параметров волн, формируемых на отдельных участках рек при обеспечении заданных глубин для условий безопасного судоходства;
- гидродинамические процессы, происходящие в условиях значительного изменения глубины поперек течения реки необходимо учитывать в прогнозных расчетах проектов как строящихся, так и реконструируемых гидроузлов.

Работа автора финансируется за счет средств государственного задания (программа № FFUF-2021-0007).

Литература

1. Shishkina O.D., Sveen J. K., Grue J.: Transformation of internal solitary waves at the "deep" and "shallow" shelf: satellite observations and laboratory experiment//Nonlinear Processes in Geophysics, Volume. 20, № 5, 2013. – P.743-757
2. Шишкина О.Д. Определение условий трехмерной трансформации нелинейных внутренних волн по типу "мелкого" и "глубокого" шельфа: теория, натурные наблюдения, эксперимент [Текст]//Труды XIII Всероссийской конференции «Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики». – С.-Пб.: СПбФ ИО РАН, 2016. – № 13. – С.177-180
3. Шишкина О.Д.. Исследование границы применимости теории нелинейных внутренних волн для пространственных краевых явлений в шельфовой зоне//В сб.: Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики. Труды XIV Всероссийской конференции. Ред. Белов Б.П., Родионов А.А., Смирнов С.А., Легуша Ф.Ф. – С.-Пб: СПбНЦ РАН, 2018. – С. 198-201
4. Шишкина О.Д. Линейные и нелинейные механизмы пространственной трансформации внутренних волн на шельфе с горизонтальным и наклонным дном//Труды III Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития» – С.-Пб.: Химиздат, 2019. – С.995-999
5. Шестова М.В. Гидрологический режим нижних бьефов ГЭС и его влияние на условия судоходства//Дис. канд. техн. наук – Н. Новгород: РГБ, 2007 – 177 с.
6. Атлас единой глубоководной системы Европейской части РСФСР, Том 5. Река Волга от Рыбинского гидроузла до Чебоксарского гидроузла (с корректировкой на 2017 г.) [Карты] – С.П.-б.: ФБУ «Администрация Волго-Балт», 2014 – 40 с.
7. Отчет экспедиции «Плавучий университет Волжского бассейна» [Электронный ресурс]// – Н. Новгород: ВГУВТ, 2015. https://www.nngasu.ru/about/cooperation/plav_un/otchet_02.09.15.pdf

РЕКИ-АНАЛОГИ В РАСЧЕТАХ ТВЕРДОГО СТОКА НЕИЗУЧЕННЫХ РЕК

М.В. Шмакова

ИНОЗ РАН – СПб ФИЦ РАН, Санкт-Петербург, Россия

RIVERS-ANALOGUES IN CALCULATIONS OF THE UNSTUDIED RIVERS SOLID RUNOFF

M.V. Shmakova

Institute of Limnology RAS, Saint-Petersburg

Представлен метод назначения рек-аналогов в расчетах твердого стока для разных типов рек. Метод служит ориентиром при полном отсутствии данных наблюдений за гидравлическими переменными состояниями речного потока.

The method of assigning analogous rivers in the calculations of solid runoff for different types of rivers is given. The method serves as a guideline in the complete absence of observational data on hydraulic variables of the state of the river flow.

Введение

В гидрологической практике для неосвещенных наблюдениями водотоков за основу оценки основных гидрологических величин принимаются результаты расчетов этих показателей или аргументы для их расчетов по так называемым рекам-аналогам и их водосборным бассейнам. При этом можно выделить следующие типы гидрологических величин:

1. Удельные гидрологические величины. Эти величины, полученные в результате пространственно-временных обобщений, по сути являются региональными и показывают общие закономерности формирования твердого и водного стока на водосборе и представлены как интегральные функции климатических и пространственных факторов (модуль и слой стока, модуль твердого стока, среднегодовая мутность воды и так далее)

2. Параметры распределения гидрологических величин (коэффициенты вариации и асимметрии, квантили разной обеспеченности и так далее).

3. Динамические характеристики системы (гидрографы стока воды весеннего половодья и дождевых паводков, внутригодовое распределение стока).

4. Статические характеристики, которые принимаются постоянными для текущего состояния системы (коэффициент стока, редуции, параметр шероховатости и так далее).

Помимо задачи по оценке обобщенных гидрологических величин по рекам-аналогам иногда возникает необходимость оценить параметры динамической системы для последующих более детальных расчетов. В масштабах речной гидравлической системы к таким параметрам относится показатель трения. Некоторые аргументы, определяющие этот показатель, отличаются достаточно большой изменчивостью даже в пределах одного водотока.

Как показала практика расчетов, оценка параметра трения в формулах расхода воды и расхода наносов по обобщенной информации о крупности донных отложений в большинстве случаев не дает приемлемого результата. Вне всякого сомнения, приведенные зависимости служат хорошими количественными ориентирами для первичных оценок искомых гидравлических переменных состояний. Но для более точных детальных расчетов требуется уточнение значений этой величины. И, если позволяют данные наблюдений за гидравлическими переменными состояниями речного потока, проводится дополнительная калибровка этого параметра.

Ввиду многообразия водотоков по водности, гидравлическим характеристикам, форме русла и донным отложениям достаточно сложно унифицировать зависимости параметра трения от отмеченных аргументов. И в ряде случаев эпизодических данных наблюдений недостаточно для полноценной калибровки этого параметра. Одним из возможных путей решения проблемы назначения параметра трения для гидравлических расчетов при отсутствии данных наблюдений за расходом наносов может служить выбор реки-аналога со схожими гидравлическими характеристиками. Подбор реки-аналога должен быть обусловлен соответствием водности, уклона русла, формы поперечного сечения и крупности донных отложений исследуемого

водотока. Однако в связи с относительной ограниченностью наблюдений за твердым стоком найти реку-аналог той же физико-географической принадлежности с точным соответствием этих показателей нередко бывает невозможно. При этом встает вопрос критерия соответствия исследуемого водотока при выборе реки-аналога – какие характеристики должны определять это соответствие и приоритет этих характеристик (вес того или иного аргумента).

Данные и методы

Рассмотрим вклад аргументов для отдельных типов рек, разделив последние на группы по следующим признакам: малые, средние, большие и горные, полугорные, равнинные. Различные сочетания указанных признаков позволят сузить диапазоны изменений аргументов. Согласно классификациям (по площади водосбора и по водности, по уклону, классификация горных рек, классификация по расходу воды, по скорости течения и так далее), представленным в различных литературных источниках [1–4] выбраны характерные значения гидравлических переменных состояния рек. Дополнить приведенные классификации диапазонами изменения основных гидравлических переменных состояния речного потока позволила информация, приведенная в исследованиях [2, 5 – 9].

Для оценки вклада аргументов были выбраны четыре формулы общего расхода наносов (формулы Карима-Кеннеди, Энгелунда-Хансена, Бэгнольда и аналитическая формула расхода наносов [10]) и проведено их масштабирование.

Для формул аддитивного типа, которому соответствует аналитическая формула расхода наносов уместно оценить вклад слагаемых (с учетом их степенных функций аргументов и коэффициентов) в относительных единицах. Для оценки вклада аргументов в формулах мультипликативного вида уместно принимать во внимание порядок (значения степени) уже вычисленных значений степенных функций аргументов.

Результаты

Согласно полученным результатам, для малых и средних рек равнинного типа основное значение при выборе реки-аналога значимость аргументов в аналитической формуле расхода наносов равноценна. Для больших рек равнинных преимущественное значение имеет соответствие водности рек.

Аргументами с наибольшей по модулю степенью в формулах Карима-Кеннеди и Энгелунда-Хансена для малых рек являются кинематические показатели – средняя скорость потока и средняя крупность донных отложений. При этом для средних и больших равнинных рек значимость средней крупности донных отложений в этих формулах становится определяющей. В формуле Бэгнольда для средних и больших равнинных рек вклад всех аргументов равноценен, тогда как для малых рек наиболее веский вклад в расчеты привносит средняя скорость потока.

Интересно заметить, что для формулы Карима-Кеннеди существенный вклад (степень седьмого порядка) в расчеты привносит значение средней крупности донных отложений d_{50} . Принимая во внимание то, что эта величина в русловых потоках характеризуется очень широким диапазоном значений, ее оценка сопряжена с определенной погрешностью. В свою очередь это обуславливает существенный вклад в погрешности расчетов по данной формуле.

Согласно результатам оценки вклада основных аргументов, во всех рассматриваемых формулах расхода наносов для горных рек значимый вклад во всех формулах ожидаемо привносят кинематические аргументы – скорость и крупность донных отложений. Аналогично ситуация обстоит для полугорных рек в оценках для аналитической формулы и формулы Карима-Кеннеди. В формулах Энгелунда-Хансена и Бэгнольда для полугорных рек вклад аргументов относительно равноценен.

Выводы

Вне всякого сомнения, приведенные расчеты значимости вклада того или иного аргумента в оценки соответствия реки-аналога и исследуемого водотока в расчетах по формулам расхода наносов несколько условны. И прежде всего эта условность определяется значениями переменных состояния потока для выделенных групп рек. Эти данные получены из различных источников, не везде согласованы между собой и в ряде случаев являются приблизительными. Помимо этого, значительные диапазоны изменения переменных состояния речного потока в

пределах одной группы в несколько порядков также могут привносить неточности в оценке вклада аргументов в расчетной формуле.

При этом если располагать данными наблюдений за гидравлическими переменными состояния потока исследуемой реки и возможных для этого водотока рек-аналогов, то оценка вклада аргументов расчетных формул позволит определить наилучшее соответствие без отмеченных выше недостатков.

Таким образом, представленный метод может служить ориентиром в назначении реки-аналога для расчетов по приведенным формулам общего расхода наносов при полном отсутствии данных наблюдений за гидравлическими переменными состояния потока исследуемой реки. При наличии эпизодических данных наблюдений, приведенные оценки позволят определиться с выбором реки-аналога для последующих расчетов с большей точностью.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИНОЗ РАН – СПб ФИЦ РАН по теме №0154-2019-0001.

Литература

1. Определение гидроморфологических показателей состояния рек. ГОСТ Р 57567-2017. Национальный стандарт Российской Федерации. Качество воды. М.: Стандартиформ, 2017. 16 с.
2. Гагошидзе М.С. Селевые явления и борьба с ними. Тбилиси: Сабиэта сакартвело, 1970. 386 с.
3. Владимиров А.М., Ляхин Ю.И., Матвеев Л.Т. Охрана окружающей среды. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 424 с.
4. Чалов Р.С. Географические исследования русловых процессов. М.: МГУ, 1979. 232 с.
5. Ржаницын Н.А. Руслоформирующие процессы рек. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 263 с.
6. Бутаков Г.П., Голосов В.Н., Дедков А.П., Кичигин А.Н., Мозжерин В.И., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В. Малые реки как наиболее уязвимое звено речной сети // Эрозионные и русловые процессы: Материалы координационных совещаний вузов 1991-1995 гг. / Под ред. Р.С. Чалова. М., 1996. Вып. 2. С. 56-70.
7. Антимонов Н. А. Исследования малых рек. Л.: Гидрометеиздат, 1950. 128 с.
8. Болдаков Е. В. Жизнь рек. М.: Гос. изд-во технико-теоретической литературы, 1993. 64 с.
9. Чалов Р.С. Русловые процессы (русловедение). М.: Инфра-М, 2017. 569 с.
10. Шмакова М.В. Расчеты твердого стока рек и заиления водохранилищ. СПб: Издательство ВВМ, 2018. 149 с.

О РАЗВИТИИ МЕТОДА ИОННОГО ПАВОДКА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ РАСХОДА ВОДЫ

Юхно А.В., Бузмаков С.В., Кулешов А.В.,
ФГБУ «ГГИ» (Лаборатория Гидроприборов, ЛПП ГГИ,), г. Санкт-Петербург

ON THE DEVELOPMENT OF THE SALT DILUTION METHOD FOR WATER DISCHARGE MEASURING

Iukhno A.V., Buzmakov S.V., Kuleshov A.A.,
State Hydrological Institute (Laboratory of the hydrological instruments, LHI SHI), St. Petersburg

Метод ионного паводка привлекал фокус внимания отечественных ученых на протяжении всего XX-го века. Однако высокая трудоёмкость измерений и громоздкость используемого оборудования привела специалистов к заключению о непригодности его применения на государственной гидрологической сети. В то время как в ряде иностранных государств метод широко используется и сейчас. Современная приборная база позволяет преодолеть часть ранее нерешённых проблем. В статье представлен сравнительный анализ оборудования для измерения расходов воды методом ионного паводка, рассмотрены вопросы расширения области применимости метода в связи с появлением нового оборудования, а также приведены первые данные полевых испытаний.

The salt dilution method has attracted the focus of attention of Russian scientists throughout the 20th century. However, the high labor inputs in the measurement and the bulkiness of the equipment used led to the conclusion of experts about the unsuitability of using this method on the state hydrological network. While in a number of foreign countries the method is widely used now. The modern instrument base allows us to overcome these problems. The article presents a comparative analysis of equipment for measuring water discharge by the salt dilution method, considers the issues of expanding the field of applicability of the method in connection with the emergence of new equipment, and also presents the first data of its field tests.

Краткая история развития метода и перспективы его развития

Метод ионного паводка зародился во Франции в 1836 г. [1] и является частным случаем метода смешения по определению расхода воды. Согласно Международному гидрологическому словарю метод смешения – это метод определения расхода потока путем измерения степени разбавления текущей водой добавленного в нее индикатора. В дальнейшем, в зависимости от способа ввода индикатора в поток (длительный, мгновенный, сухой пуск), типа вводимого индикатора (раствор электролита, краситель, радиоактивное вещество), способа определения степени разбавления (измерение непосредственно концентрации $C_{инд.}$, или же косвенно – электропроводности ЕС) он подразделился на многие подтипы, которые получили свои названия. Одним из таких подтипов является метод ионного паводка - определение характеристик потока (скорости и расхода) путем мгновенной инъекции индикатора определенного объема и измерения его концентрации в некоторой точке ниже по течению после достижения полного перемешивания. При употреблении этого термина, прежде всего, имеется в виду метод мгновенного пуска раствора-электролита.

Изначально в качестве вещества-индикатора в европейских странах в середине-конце XIX вв. использовался бихромат натрия. Уже к началу XX вв. постепенно пришли к выводу о том, что поваренная соль гораздо более экологически нейтральный и дешевый индикатор. Это стало вторым витком в эволюции метода.

В отечественной практике прародителями метода являются Рундо А.М. (1911), Бернадский Н.М., Юрков О.А. (1912), Маккавеев В.М. (1933). На стадии практической реализации и внедрения на гидрологической сети, пришедшейся на середину XX вв., наибольшую активность проявляли Дудкин П.А. (1936), Рубец Л.А. (1948), Риммар Г.М. (1952-65), Пикуш Н.В. (1940-70). К сожалению, в 1965 г., после массовой апробации в 22 управлениях Гидрометслужбы, развитие

метода было приостановлено. В качестве причин нежизнеспособности метода в [2] указываются: «обнаружен ряд дефектов метода... в частности, отмечалась плохая работа цепочных электродов». Последующая за испытаниями перестройка и развал СССР окончательно убили научный интерес к тематике, в то время как в зарубежных странах метод продолжил активное развитие и внедрение на уровне национальных гидрологических сетей. Уже в середине XX века метод перестали воспринимать только как локальный и применимый лишь для горных рек с высокими скоростями течения и малыми расходами воды.

С наступлением XXI метод повсеместно затронуло техническое переоснащение – появились первые полу-автоматические и даже автоматические гидрологические комплексы и устройства для измерения расходов воды методом смешения, дата-логгеры и зонды электропроводности воды. Это существенно расширило границы применимости метода, снизило трудозатраты. Особую активность в этом направлении проявили ученые и разработчики оборудования в Канаде, Австрии и странах Бенелюкса. Широкое применение нашел способ «сухого пуска», позволяющий с гораздо меньшими трудозатратами (относительно способа с вводом раствора) измерить расходы воды большего порядка. В недавнем прошлом метод прошел успешное испытание в зимних условиях в Канаде [3] и в условиях зарастания русла при малых скоростях течения в Новой Зеландии [4].

Успешное развитие метода за рубежом не могло не быть замеченным в нашей стране. В настоящее время научные исследования метода ведутся в двух российских научных институтах – ААНИИ в рамках [5] и в ГГИ на базе Лаборатории Гидроприборов. Несмотря на более чем 150-летнюю историю, в развитие метода до сих пор существует большое пространство для научных изысканий и роста.

Физический смысл метода

Метод ионного паводка заключается в измерении расхода воды путем оценки степени разбавления вводимого в поток раствора электролита с течением времени. Раствор электролита объемом W_1 и концентрацией S_1 одновременно – простым вливанием вводится в поток с фоновой (естественной) концентрацией электролита S_0 в пусковом створе. Через некоторый промежуток времени t , раствор индикатора (соляная волна) должен быть отнесен на такое расстояние l , чтобы обеспечивалось его равномерное распределение по живому сечению потока ω (как по глубине, так и ширине). Такой створ называется створом полного перемешивания. Во время прохождения соляной волны выполняется уравнение баланса массы индикатора, при этом концентрация вещества-индикатора S в потоке переменна:

$$(S_1 - S_0)V_1 = \iint_{\omega l} (S - S_0)dl, d\omega \quad (1)$$

При этом путь, проходимый веществом индикатора, пропорционален скорости потока v :

$$dl = vdt \quad (2)$$

В створе полного перемешивания можно пренебречь изменением концентрации по площади сечения, и тогда, подставляя выражение (2) в (1), получаем:

$$(S_1 - S_0)V_1 = Q \int_t (S - S_0)dt \quad (3)$$

Следовательно, расход воды Q будет равен:

$$Q = \frac{V_1(S_1 - S_0)}{\int_t (S - S_0)dt} \quad (4)$$

В случае сухого пуска индикатора массой в граммах m формула примет вид (5):

$$Q = \frac{m}{\int_t (S - S_0)dt} \quad (5)$$

В случае измерения электропроводности воды ЕС как способа определения степени разбавления электролита, вводимого в поток с фоновым значением электропроводности ЕС, формула преобразуется и имеет конечный вид:

$$Q = \frac{V_1}{k * \Delta t \sum_t (EC - EC_0) dt} \quad (6)$$

При этом для перехода от значений электропроводности к значениям концентрации электролита производится процедура калибровки, описанная в [6], в результате которой вычисляется переходной коэффициент k.

Приборы для измерения расхода воды методом ионного паводка. Обзор рынка

В советское время основными установками для измерения расходов воды методом ионного паводка считались ГР-54, ГР-67 и ИРВ-52. Из-за низкой чувствительности электродов и уязвимости электроизмерительных цепей на базе мостиков Кольрауша, «Филипс» в поток приходилось вводить растворы очень высоких удельных концентраций 5-30 кг соли на 1 м³/с потока. Переход к системе «Поток», разработанной на базе двух электродных ячеек сотрудниками САНИИ, позволил сократить этот показатель до 1-3 кг на 1 м³/с потока, и, в целом, имел хорошую точность определения относительной электропроводности до 1%. Основные минусы этой системы – отсутствие автоматизации записи данных и расчетов, а также излишнюю громоздкость, удалось исправить в своих разработках компаниям Sommer (Австрия), Fathom Scientific (Канада) и Madd Technologies (Бельгия). Технические характеристики современных СИ, применяемых для метода, приведены в таблице 1.

Таблица 1. Современные СИ для измерения расходов воды методом ионного паводка

№	Устройства	Изм.хар.	$\delta_{ЕС}, \%$	Цена, €	Расход, м ³ /с		Т _{эспл.} , °С	
					мин	макс	мин	макс
Автоматизированные гидрологические комплексы								
1	Fathom AutoSalt AQAc M5	ЕС→C _{NaCl} *	<1	6500	н.и.	<300	-15	н.и.
2	Fathom QiQuac	ЕС→C _{NaCl}	<1	5525	н.и.	н.и.	н.и.	н.и.
Полуавтоматические системы								
3	Sommer Tracer system TQ-F	ЕС→C _{NaCl} (C _{Fluor})	1-2	15400	без огр.	без огр.	0	+50
4	Sommer Tracer system TQ-S	ЕС→C _{NaCl}	<1.5	8400	без огр.	3-5 (10)	-20	+60
5	Madd Tech. Flo-Tracer	ЕС→C _{NaCl}	<1	2500	без огр.	<50	0	+40
*C _{NaCl} – концентрация хлорида натрия; C _{Fluor} – флуоресценна или др.красителей; ЕС –УЭП; н.и. – нет данных								

Оптимизация финансовых затрат может быть достигнута путём применения двухпараметрических датчиков удельной электропроводности (УЭП) и температуры воды, при измерении в «ручном» режиме (с дальнейшей лабораторной калибровкой и получении коэффициента k). При этом, «измерять УЭП следует прибором высокой чувствительности, который позволил бы обнаружить изменения проводимости с погрешностью порядка 1% в зависимости от УЭП естественной воды... с контроллером, непрерывно регистрирующим изменения УЭП по времени в точке измерения» [6]. Стоимость таких датчиков варьируется в пределах от 375€ с ограниченным числом записей и (или) необходимостью использовать дополнительный контроллер до 1500€ с функцией непрерывной записи во внутреннюю память большого числа данных. Существуют на рынке также и автоматизированные зонды электропроводности, температуры и уровня воды, способные удаленно записывать и непрерывно передавать данные в режиме реального времени, их стоимость достигает 3400€.

Сравнительный анализ результатов измерений, произведенных различным оборудованием

К сравнительному анализу были представлены исследования Риммара Г.М. и Пикуша Н.В., произведенные в 1948 г. на реках Ленинградской области [7]. Измерения производились на 5 реках с диапазоном расходов воды от 0,21 до 1,95 м³/с, всего авторами было измерено 28 расходов воды установками собственного производства первого поколения (низкая чувствительность электродов). Второе поколение СИ было апробировано Г.М. Риммаром [8] на 10 реках Армянской АССР (диапазон расходов от 0,15 до 20,6 м³/с) и Н.В. Пикушом [9] на

р. Сестра – пос, Ленинское (диапазон расходов от 0,86 до 2,74 м³/с). В этом исследовании автор использовал цепь из 4 электродов и анализ произведен для двух случаев: (1) для измерений расходов воды отдельными электродами и (2) путем осреднения данных по 4 электродам. И, наконец, современное оборудование в виде датчиков электропроводности Hanna HI98195 и Ott EcoLog 800 а также полуавтоматизированной системы Madd Technologies Flo-Tracer было апробировано на 5 водных объектах с расходами воды от 1,41 л/с до 5,08 м³/с Ленинградской области сотрудниками ЛГП ГГИ. Результаты произведенных экспериментов представлены в таблице 2.

Таблица 2. Результаты полевых испытаний метода ионного паводка

Исследования	Расхождение с расходом воды, измеренным гидрометрической вертушкой, %				Погрешность измерений, %
	$\delta_{\text{ср}}$	$\delta_{\text{мин}}$	$\delta_{\text{макс}}$	СКО	
Пикуш Н.В., 1948	41,1	-48,0	288	70,0	не оцен.
Риммар Г.М., 1948	57,9	-41,0	419	107	не оцен.
Риммар, 1952	9,36	-11,8	25,0	10,4	2,66
Риммар Н.В., 1948 (1)	5,11	-75,9	18,9	9,36	4,25
Риммар Н.В., 1948 (2)	2,79	-6,90	6,50	3,30	6,06
Юхно А.В., Бузмаков С.В., 2021	7,77	-8,20	42,2	6,77	2,73

Заключение

Метод ионного паводка для измерения расходов воды, имея более чем вековую историю развития, до сих пор исследуется учеными и практиками-гидрологами. Технический прогресс в производстве СИ позволил методу расширить границы своей применимости, а также улучшить точность производимых измерений. В дальнейшем предстоит работа над более детальной аргументацией методологии измерения в части расположения датчиков в измерительном створе, а также особенностей работы с новейшими СИ, апробация их в новых граничных условиях, в том числе частичного смешения раствора с потоком.

Литература

- Schloeseng M. Th. Nouvelle methode pour juger les fluids. Comptes rendus du deuxieme semestre de l'Academie des Sciences [Текст] // Paris, 1863.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 6. Часть II. Гидрологические наблюдения и работы на малых реках [Текст] // Л.: Гидрометеиздат, 1971 – С.41-44.
- Clow D. W., Fleming A.C. Tracer gauge: An automated dye dilution gauging system for ice-affected streams [Текст] // Water Resour. Res., 44, W12441 (2008), doi:10.1029/2008WR007090.
- David R. Plew, Joanna Hoyle. Dilution gauging measurements of discharge in vegetated stream channels // Journal of Hydrology (New Zealand), Vol. 56, No. 1 (2017), pp. 31-46
- Ромашова К.В., Василевич И.И. Опыт измерения расхода воды реки Брюде (арх. Шпицберген) методом смешения (способ ионного паводка) [Текст]/ Материалы III Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития», 18-19.12.2019, г. Санкт-Петербург.
- Moore R.D. Introduction to Salt dilution gauging for streamflow measurement. Part 2: Constant-rate injection [Текст] // Streamline Watershed Management Bulletin, Vol. 8/No. 1, 2004, pp. 11-15.
- Пикуш Н.В. Обобщение опыта измерения расходов воды электролитическим методом [Текст // Труды Украинского НИИГМИ, в. 9: Гидрометеиздат, 1957 – С.79-87.
- Риммар Г.М. Результаты полевых испытаний аппаратуры для измерения расхода воды горных рек по способу ионного паводка [Текст] // Труды ГГИ, в. 47 (110): ГИМИЗ, 1955 – С.41-53.
- Риммар Г.М. Применение электропроводности для определения расходов воды методом смешения [Текст] // Труды ГГИ, в. 36 (90): ГИМИЗ, 1952 – С.18-48.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ УСТОЙЧИВЫХ МЕР ПО ЗАЩИТЕ УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ ОТ ЗАТОПЛЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ФУНКЦИОНАЛЬНЫХ ЗОН САНКТ-ПЕТЕРБУРГА

Юхно А.В., Задонская О.В.,

ФГБУ Государственный гидрологический институт «ГГИ», г. Санкт-Петербург

HYDROLOGICAL ASPECTS OF SUSTAINABLE FLOOD PREVENTION MEASURES FOR THE URBAN AREAS ON THE EXAMPLE OF ST. PETERSBURG FUNCTIONAL ZONES

Iukhno A.V., Zadonskaya O.V.,

State Hydrological Institute (SHI), St. Petersburg

Климатические изменения требуют новых решений в организации водного хозяйства городов. Рассмотрены возможные "сине-зеленые" меры по защите от затопления четырех функциональных зон Санкт-Петербурга.

Climate change requires new solutions in the organization of urban water management. Possible "blue-green" flooding protect measures of the St. Petersburg city four functional zones were considered.

Введение

Городскую инфраструктуру по защите от затоплений концептуально можно разделить на «серую» и «сине-зеленую».

Первая, представляющая собой в основном капитальные инженерные сооружения (ливневую канализацию, коллекторные сети, дамбы, очистные сооружения и т.д.), зародилась в эпоху индустриализации. Активная урбанизация, развитие дорожно-транспортной сети, повсеместное использование непроницаемых поверхностей в городском планировании территорий сформировали специфический гидрологический режим, характеризующийся быстротой процессов стокообразования и существенным увеличением поверхностного стока [1]. Водоотводящая способность «серой» инфраструктуры в часы пиковой нагрузки интенсивных ливней или затоплений поверхностными водами зачастую недостаточна.

В настоящее время наблюдается тренд на повышение экстремальности климата, в контексте исследования выражающийся главным образом в увеличении интенсивности выпадения осадков [2]. Также насущной является проблема очистки ливневого стока и сохранение качества воды городских объектов. В связи с этим появилась необходимость пересмотра ряда положений формирования городской среды. Основываясь на постиндустриальной концепции устойчивого развития, «сине-зеленая» инфраструктура (СЗИ) представляет собой совокупность методов управления водными ресурсами, направленных на приведение современных дренажных систем в соответствие с естественными водными процессами. Заявленная цель достигается дополнением существующих дренажных систем компонентами, обеспечивающими совместимость с естественным водным циклом (перечислены на рис. 1). При этом реализация концепции предусматривает комплексный подход в рамках 4 структурных уровней – водосбора, зон затопления, местного и уровня домохозяйств согласно рис. 1 (авторская адаптация и перевод рисунка 5.2 из [3]).

Нормативная база

В законодательной базе РФ [4] закреплены и регулируются лишь элементы «серой» инфраструктуры. Внедрение ограниченного числа элементов «сине-зеленой» инфраструктуры может осуществляться согласно п. 4.10 [4], зачастую подпадая под

определение «агролесотехнических мероприятий» или отражаясь в смежном правовом поле деятельности по благоустройству территорий [5]. В международной практике наибольшего прогресса в многоступенчатом внедрении концепции в правовое поле достигнуто в США, Великобритании, Австралии, Германии, Нидерландах и Китае [6]. Реализация объектов СЗИ в этих странах легализована на различных уровнях – от придомового до уровня административной единицы.

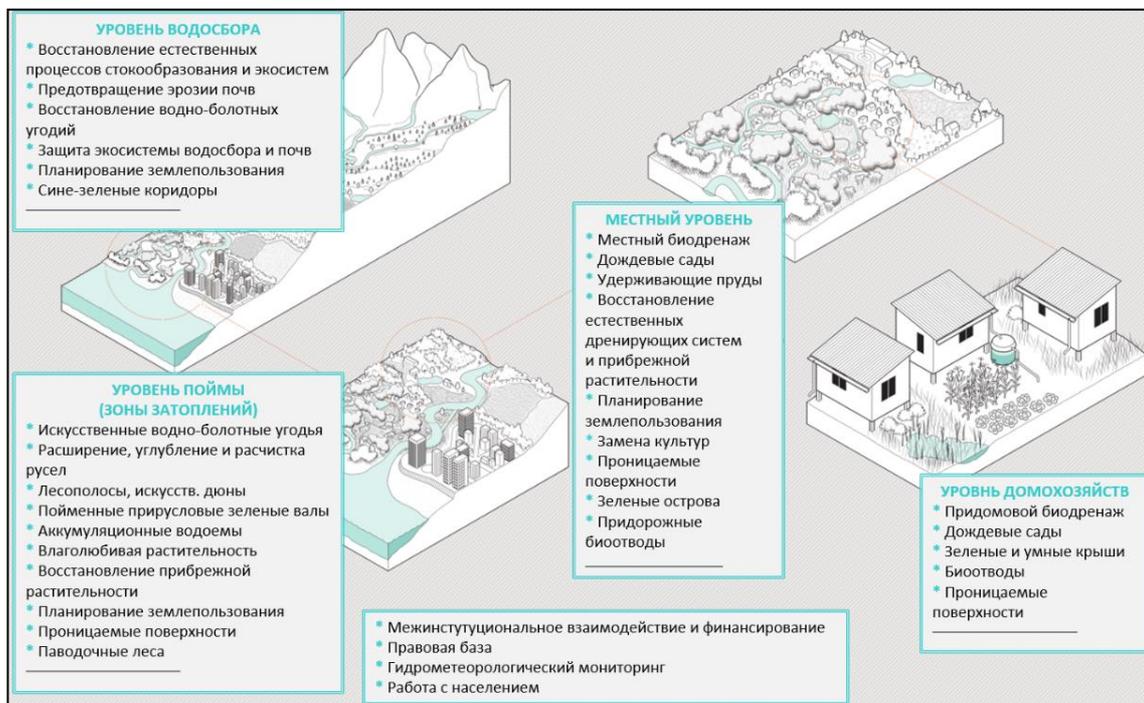


Рис. 1. Структурные уровни «сине-зеленой» инфраструктуры (СЗИ)

Существующие концепции

В таблице 1 представлены основные международные концепции, основывающиеся на СЗИ, а также исчерпывающие руководства с примерами лучших практик по реализации элементов СЗИ.

Таблица 1. Основные концепции устойчивого развития урбанизированных территорий, использующих СЗИ

Концепция	Страна	Руководства и лучшие практики
Natural-based solutions (NFS)		Natural and nature-based flood management: A green guide [3]
Low-impact development (LID)		Low impact development. Technical guidance manual for Puget sound [7]
Sponge city		Sponge cities. Emerging approaches, challenges and opportunities [8]
Water-sensitive urban design (WSUD)		Approaches to water sensitive urban design [9]
Sustainable Drainage System (SuDS)		Guidance on the construction of SuDS [10]

Основываясь на общих принципах устойчивого развития урбанизированных территорий и «сине-зеленых» подходах к управлению городскими водами, концепции

различаются в адаптации к местным гидрометеорологическим условиям, степенью внедрения в правовое поле и охватом областей регулирования городского стока.

Рекомендации по применению СЗИ для защиты от затоплений четырех функциональных зон Санкт-Петербурга

Коллективом проекта RAINMAN Программы приграничного сотрудничества “Юго-восточная Финляндия – Россия (2014-2020)” совместно со специалистами ГУП «Водоканал Санкт-Петербурга» [11] было выделено 4 функциональные зоны города, наиболее подверженных затоплениям и имеющих различную типологию ландшафта или историю развития городской среды и инфраструктуры (рисунок 2).

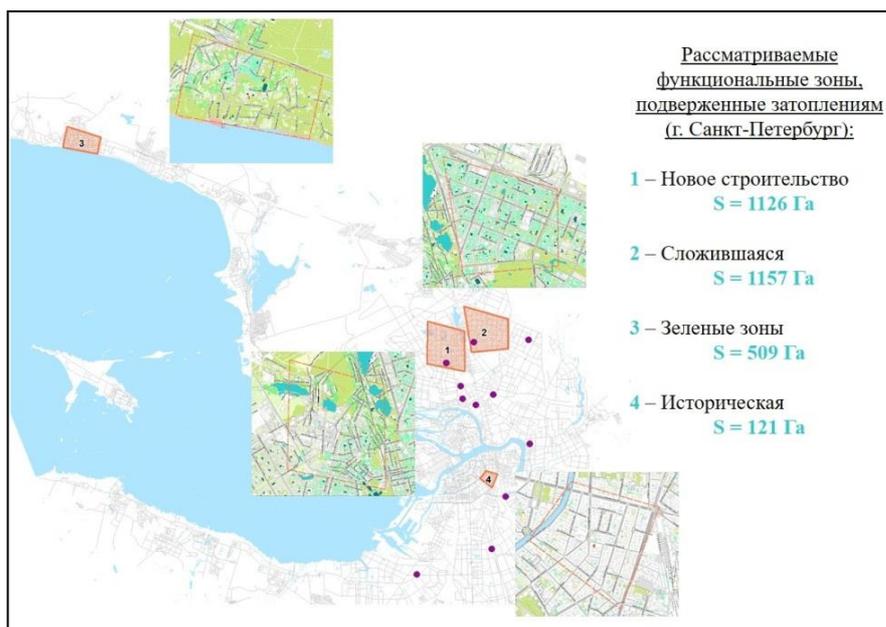


Рис. 2. Карта расположения функциональных зон

Первая зона представляет собой активно развивающуюся территорию новой застройки на севере города. Вторая – территорию со сложившейся инженерной инфраструктурой и большим количеством зеленых зон, сохранившихся с советских времен. Третья зона – естественных ландшафтов, характеризуется наводнениями на малых реках, вызванными нагонными явлениями или паводками/половодьями. Последняя зона, исторической застройки, характеризуется сложностью доступа к дренажной инфраструктуре, ее устареванием, а также большой площадью непроницаемых поверхностей. Перечень рекомендаций с привлечением элементов СЗИ представлен в таблице 2.

Таблица 2. Перечень элементов СЗИ для каждой из функциональной зон

Структурный уровень	Зона 1	Зона 2	Зона 3	Зона 4
Домохозяйства	придомовые или дворовые дождевые сады и биодренаж, проницаемые поверхности			
	придомовые водонакопители			зеленые острова
Местный	биоотводы в придорожной зоне и зоне парковок			редуцирующие крыши
	зеленые острова, замена непроницаемых поверхностей			

	удерживающие пруды		искусств. пруды и обводнения парков
Активной зоны затопления	восстановление естественных путей поверхностного стока	пойменные зеленые валы	искусственные накопители воды «в бетоне»
	проницаемые поверхности, биоотводы		
Водосбор	зеленый коридор (современный)	зеленый коридор (на базе советской инфраструктуры)	паводковые леса, расчистка русла максимальная разгрузка ливневки средствами СЗИ

В первых трех зонах возможно проектирование новой или модернизация существующей инфраструктуры под критерии СЗИ, в четвертой – такие меры практически не выполнимы, и возможно лишь точечное дополнение существующей инфраструктуры современными «островными» или линейными элементами СЗИ, замена на проницаемые покрытия парковок и пешеходных зон.

Реализация предложенных мер позволит внести существенные изменения в пространственно-временное распределение элементов водного баланса рассматриваемых территорий, сделав реакцию подстилающей поверхности территорий более инертной, тем самым существенно снизив пиковую нагрузку в момент риска затоплений и негативного воздействия вод. Так, в смежной климатической зоне, только за счет использования «умных» крыш и проницаемых поверхностей удалось снизить пики дождевых паводков более чем на 90% и сместить их на срок от 1 до 7 часов [12]. Ярким примером эффективности СЗИ является реализация пилотных проектов по ее внедрению в рамках концепции «губчатого» города в Шанхае и Пекине («85% паводочного стока может регулироваться посредством внедрения СЗИ») [13]. При этом подтверждается и стоимостная эффективность аналогичных мер [14].

Заключение

СЗИ способна эффективно дополнять инженерную систему защиты от затоплений городских территорий, улучшая качество вод в городских водных объектах, создавая комфортную экологически чистую окружающую среду для жителей. С другой стороны, очевидна недостаточная проработка тематики научным сообществом в нашей стране – для точных количественных оценок эффективности СЗИ требуется дальнейшая вдумчивая и междисциплинарная НИР на базе высокотехнологичных подходов.

Литература

1. Китаев Л.Н. Гидрологические особенности городских территорий: Дис. канд. ... географ. наук 25.00.27 / Л.Н. Китаев Л.Н. – Москва., 2001. – 127 с.
2. Wouters P., Dreiseitl H., Van Schura B., Worlen M., Mondashl M., Wercoat J., Noiva K. Сине-зеленая инфраструктура как инструмент управления городским развитием и воздействия на изменение климата // Экологическая экспертиза, №1 (2020). – С.108-133. [doi:10.36535/0869-1010-2020-01-4](https://doi.org/10.36535/0869-1010-2020-01-4)
3. Natural and nature-based flood management: A green guide // WWF & USAID/OFDA Working paper. – 2017. – 222 p.
4. СП 104.13330.2016 Инженерная защита территорий от затопления и подтопления. Актуализированная редакция СНиП 2.06.15-85
5. СП 82.13330.2016 Благоустройство территорий. Актуализированная редакция СНиП III-10-75 (С изменениями № 1, 2)
6. Case Studies on Legal and Institutional Aspects of Integrated Flood Management. Flood Management Policy Series /// WMO №.99. – Geneva, 2017. – 103 p.
7. Low impact development. Technical guidance manual for Puget Sound // Puget Sound Action Team Report. – Olympia WA, 2005. – 247 p.

8. Sponge cities. Emerging approaches, challenges and opportunities // MDPI Water journal. Special issues. – Basel, 2018. – 464 p.
9. Ashok K. Sharma, Gardner T., Begbie D. Approaches to Water Sensitive Urban Design // Elsevier Book. – Amsterdam, 2019. – 631 p.
10. Guidance on the construction of SuDS // CIRIA C768. – London, 2017. – 631 p.
11. Официальный сайт ГУП «Водоканал Санкт-Петербурга» [Электронный ресурс]. URL: http://www.vodokanal.spb.ru/kanalizovanie/perspektivnye_proekty/proekt_rainman/ (Дата обращения 29.09.2022)
12. Hamouz V., Lohne J., Wood J.R., Muthanna T.M. Hydrological Performance of LECA-Based Roofs in Cold Climates // Water, Vol. 10 (2018). – 16 p <https://doi.org/10.3390/w10030263>
13. Biao Zh., Gao-di Xie, Na Li, Wahg Sh. Effect of urban green space changes on the role of rainwater runoff reduction in Beijing // Landscape and Urban Planning Vol. 140 (2015). – С.8-16 <https://doi.org/10.1016/j.landurbplan.2015.03.014>
14. Ternell A., Stigson P., Elmqvist B., Olsson J.A. Financial instruments for nature-based solutions to reduce the risks of flooding and drought // Ecocycles, Vol. 6, №1 (2020). – p. 110-133 [doi:10.19040/ecocycles.v6i2.161](https://doi.org/10.19040/ecocycles.v6i2.161)

СОДЕРЖАНИЕ

Акселевич В.И. ИССЛЕДОВАНИЕ СОВМЕСТИМОСТИ ИНФОРМАЦИИ СЕТИ ПЛЮВИОГРАФОВ, РАДИОЛОКАТОРОВ И РАДИОМЕТРОВ В ОТНОШЕНИИ ОСАДКОВ.....	3
Алгушаева А.В. ПРИРОДНЫЕ И АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СТОКА В БАССЕЙНЕ Р. БЕЛОЙ (ЮЖНЫЙ УРАЛ).....	7
Ахмедова Н.Р. АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ШЕРОХОВАТОСТИ РУСЛА РЕК КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ В ТЕЧЕНИЕ ГОДА.....	12
Бабкин А.В. ПОВЕРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ СТОКА Р. ЖАЙЫК (УРАЛ) С СЕЗОННОЙ ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТЬЮ.....	17
Байдаков Г.А. ДИСТАНЦИОННАЯ ДИАГНОСТИКА ОБРУШАЮЩИХСЯ ВОЛН В РАМКАХ ЛАБОРАТОРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ.....	21
Банадысева М. Д. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДА ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ ДЛЯ ОПИСАНИЯ ОЗЁР КАСКАДА ПОТЕНЦИАЛЬНО ПРОРЫВООПАСНЫХ ЛЕДЯНОЕ-ЮЖНОЕ-СТАНЦИОННОЕ ВБЛИЗИ СТАНЦИИ НОВОЛАЗАРЕВСКАЯ, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА.....	24
Банщикова Л.С. ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ РЕКИ ВАРЗУГА.ОЦЕНКА ИХ РИСКА И НЕГАТИВНЫХ ПОСЛЕДСТВИЙ.....	28
Бирюкова В.А. МНОГОЛЕТНЯЯ ДИНАМИКА СТОКА РЕК КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА В БАРЕНЦЕВО МОРЕ.....	32
Бродская Н.А. ВЛИЯНИЕ СТОКА МАЛЫХ ВОДОТОКОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РЕКИ ЛУГИ.....	37
Болянъос Нанси Лилиана Вильегас ВЕРТИКАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ВОД ПРОЛИВА ЖЕРЛАШ, АНТАРКТИЧЕСКИЙ ПОЛУОСТРОВ.....	41
Виноградов М.В. МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОЛЕБАНИЙ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ.....	47
Возняк А.А. К ПРОБЛЕМЕ РЕГЛАМЕНТАЦИИ АНТРОПОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ.....	51
Второва А.И. КЛИМАТИЧЕСКИЕ И АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СТОКА РЕКИ СИНАРА.....	55
Гавриков С.А. О ПОСЛЕДСТВИЯХ НЕУЧЁТА ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РУСЛОВОГО ПРОЦЕССА ПРИ ПРОЕКТИРОВАНИИ ПЕРЕХОДОВ ДОРОГ ЧЕРЕЗ РЕКИ.....	62

Гайдукова Е. В. МЕТОДЫ УЧЕТА ОТТАИВАНИЯ ГРУНТОВ ПРИ ПРОГНОЗЕ СТОКА РЕК АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА.....	68
Гайдукова Е. В. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ УРАВНЕНИЙ РЕГРЕССИИ ДЛЯ ПРОГНОЗА СТОКА ГОРНЫХ И ПОЛУГОРНЫХ РЕК.....	71
Давыденко Е.В. РАСЧЕТ МАКСИМАЛЬНЫХ УРОВНЕЙ ВОДЫ ОЗЕР ПРИ ОТСУТСТВИИ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ.....	74
Дашко Р.Э. ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА: ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ИХ СОСТАВА И СОСТОЯНИЯ И ВЛИЯНИЯ НА ПОДЗЕМНЫЕ КОНСТРУКЦИИ.....	77
Довгальюк Ю. А. О СВЯЗЯХ ЧАСТОТЫ МОЛНИЙ С РАДИОЛОКАЦИОННЫМИ ПАРАМЕТРАМИ ПО ДАННЫМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ.....	82
Дубровская К.А. МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИТОКА ВОДЫ К ИРИКЛИНСКОМУ ВОДОХРАНИЛИЩУ.....	86
Захарчук Е.А. СТЕРИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ....	90
Зотова Е. В. МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОБЛАЧНОСТИ НА АРХИПЕЛАГЕ ШПИЦБЕРГЕН.....	94
Иванов В.В.О СПОСОБЕ ПОЛУЧЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ О ВНУТРЕННИХ ВОЛНАХ, МАСКИРУЕМЫХ ЕСТЕСТВЕННЫМ ГИДРОФИЗИЧЕСКИМ ПОЛЕМ.....	97
Иванов В.В. О ПРОЯВЛЕНИИ ЭФФЕКТОВ ВЛИЯНИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ АНТАРКТИДЫ НА ЧУВСТВЕННОЕ ВОСПРИЯТИЕ ЧЕЛОВЕКОМ ПРОСТРАНСТВА-ВРЕМЕНИ.....	102
Калинин В.Г. ПРОВЕРКА МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА ЗАМЕРЗАНИЯ КАМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА НА НЕЗАВИСИМОМ МАТЕРИАЛЕ.....	109
Клименко Д.Е. РЕЗУЛЬТАТЫ НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И МОДЕЛИРОВАНИЯ ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ В УСЛОВИЯХ ВЛИЯНИЯ ЛЕСНЫХ КРОН.....	113
Кондратьев С.А. ВОЗДЕЙСТВИЕ БУДУЩИХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА СТОК С ВОДОСБОРА ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА И РЕКИ НЕВЫ.....	118
Кузнецова А.М. ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАЗВИТИЯ ПОЛЯРНОЙ ДЕПРЕССИИ.....	123
Лис Н.А. ОЦЕНКА ИНФОРМАТИВНОСТИ РАЗЛИЧНЫХ ФАКТОРОВ, ФОРМИРУЮЩИХ ДОЛГОПЕРИОДНЫЕ КОЛЕБАНИЯ ЛЕДОВИТОСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 90 ЛЕТ.....	127
Лобанов В.А..ПРИМЕНЕНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА	132

Малышева А.М. ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОРАДАРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОЗЕРА ЛЕДЯНОЕ, ОАЗИС ШИРМАХЕРА, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА.....	137
Мартьянов С.Д. ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ МОРСКОЙ БИОГЕОХИМИИ НА КЛИМАТ ЮЖНОЙ АЗИИ: МОДЕЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ.....	141
Маховиков А.Д.ОСОБЕННОСТИ ЛЕТНЕЙ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ВОД В ПРОЛИВАХ «КЕРЕТСКОГО АРХИПЕЛАГА».....	145.
Мискевич И.В. СПЕЦИФИКА ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ МАРГИНАЛЬНОГО ФИЛЬТРА В МЕЗОПРИЛИВНЫХ УСТЬЯХ РЕК АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ РОССИИ.....	149
Михневич Г.С. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГДАНЬСКОЙ ВПАДИНЫ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ.....	152
Мханна А.И.Н.РАЗЛИЧИЯ ВЛИЯНИЯ ГАЗОВ SO ₂ , CO И NO ₂ НА ФОРМИРОВАНИЕ PM _{2,5} В ПРИБРЕЖНЫХ И ВНУТРИМАТЕРИКОВЫХ ГОРОДАХ ПРОВИНЦИИ КАНВОНДО, ЮЖНАЯ КОРЕЯ.....	157
Мханна А.И.Н. ИЗУЧЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ И ЕГО СВЯЗЬ С ИЗМЕНЕНИЕМ КЛИМАТА.....	165
Мякишева Н.В. УРОВЕННЫЙ РЕЖИМ ОЗЕР РАЗНЫХ КЛАССОВ ВОДООБМЕНА.....	168
Наумов И.А. ВЗАИМОСВЯЗЬ АТМОСФЕРНЫХ И МОРСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ НА ПРИМЕРЕ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ Г. ПИОНЕРСКИЙ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ БАЛТИКА).....	172
Носкова Т.А. ЭВТРОФИРОВАНИЕ И КАЧЕСТВО ВОД КАЛИНИНГРАДСКОГО МОРСКОГО КАНАЛА ПО КОНЦЕНТРАЦИИ ХЛОРОФИЛЛА «А» В 2021-2022 Г.....	177
Павловский А.А. ОБ ОСОБЕННОСТЯХ АДАПТАЦИИ К ИЗМЕНЕНИЮ КЛИМАТА ВЫСОКОУРБАНИЗИРОВАННОЙ ТЕРРИТОРИИ.....	181
Педченко А.П. РАЗВИТИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ВНИРО ПО ОЦЕНКЕ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПЛАСТИКОМ ВОД МОРСКИХ ЭКОСИСТЕМ И ИХ ВОДНЫХ БИОРЕСУРСОВ.....	183
Петрова А.Н. ИССЛЕДОВАНИЕ ЦИКЛОНОВ В ВОСТОЧНОМ СЕКТОРЕ АРКТИКИ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ.....	186
Пнюшков А.Д. ВЛИЯНИЕ ДРЕБЕЗГА КОНТАКТОВ НА ПОКАЗАНИЯ ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАТЕЛЕЙ ГИДРОМЕТРИЧЕСКОЙ ВЕРТУШКИ.....	191

Порубаев В.С. ОСОБЕННОСТИ ОРИЕНТАЦИИ РАЗРЫВОВ В ЛЕДЯНОМ ПОКРОВЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СМЕНЫ ТИПА АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ.....	195
Рахуба А.В. МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ВОДНЫХ МАСС В КРУПНОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ.....	199
Родионова А.Д. ТРИЕДИНЫЙ ПОДХОД К ПРОГНОЗИРОВАНИЮ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ.....	203
Симакина Т.Е. ПРИМЕНЕНИЕ ЦИФРОВЫХ ФИЛЬТРОВ К СПУТНИКОВЫМ ИЗОБРАЖЕНИЯМ ОРОГРАФИЧЕСКИХ ВОЛН.....	206
Соколов А.А. ТЕПЛОМАССОБМЕН АРКТИЧЕСКОГО БАСЕЙНА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕНА С СОПРЕДЕЛЬНЫМИ ВОДНЫМИ БАСЕЙНАМИ В УСЛОВИЯХ МЕНЯЮЩЕГОСЯ КЛИМАТА.....	211
Сумкина А.А. ИЗМЕНЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ЗИМНЕГО ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА БАРЕНЦЕВА МОРЯ.....	216
М. Л. Торопова АНСАМБЛЕВЫЙ ПРОГНОЗ ГРОЗОВОЙ ОБЛАЧНОСТИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОДЕЛИ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ МАЛОЙ РАЗМЕРНОСТИ (В УСЛОВИЯХ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ)	219
Трунин А.А. СТАТИСТИЧЕСКАЯ ДОСТОВЕРНОСТЬ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК РЕ-АНАЛИЗОВ ERA5, MERRA-2 И НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ БОЛЬШИХ РЕК ВПАДАЮЩИХ В КАРСКОЕ МОРЕ.....	223
Тюряков А.Б. ОСОБЕННОСТИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА РАЙОНА ЛЕДОВОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ И ВОЗМОЖНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДОЛГОСРОЧНЫХ ЛЕДОВЫХ ПРОГНОЗОВ ДЛЯ ПЛАНИРОВАНИЯ И ОПЕРАТИВНОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ РАБОТ НА ЭТОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ.....	226
Федоров А.А. АНАЛИТИЧЕСКИЙ ОБЗОР СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА РЕК.....	232
Филатов Н.Н. О РАЗРАБОТКЕ ИНФОРМАЦИОННО-АНАЛИТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ОЗЕРА ДЛЯ ОЦЕНКИ СОСТОЯНИЯ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СОСТОЯНИЯ ЭКОСИСТЕМЫ КРУПНОГО ОЗЕРА.....	236
Фокина К.В. УСКОРЕННАЯ ДВУМЕРНАЯ МОДЕЛЬ ТРЕХМЕРНЫХ ВОЛН.....	240
Чеа Соккоуч ОСОБЕННОСТИ ЛЕТНЕГО МИКРОКЛИМАТА НА СЕВЕРЕ И ЮГЕ УМЕРЕННОГО ПОЯСА (ДЛЯ МОРСКОГО И ПРЕДГОРНОГО РАЙОНОВ).....	245

Шишкина О.Д. ИССЛЕДОВАНИЕ ДЕЙСТВИЯ РЕЧНОГО ПОТОКА НА ДИНАМИКУ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ПОПЕРЕЧНО НЕОДНОРОДНОГО ДНА СТУПЕНЧАТОГО ТИПА.....	249
Шмакова М.В.РЕКИ-АНАЛОГИ В РАСЧЕТАХ ТВЕРДОГО СТОКА НЕИЗУЧЕННЫХ РЕК.....	254
Южно А.В. О РАЗВИТИИ МЕТОДА ИОННОГО ПАВОДКА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ РАСХОДА ВОДЫ.....	257
Южно А.В. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ УСТОЙЧИВЫХ МЕР ПО ЗАЩИТЕ УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ ОТ ЗАТОПЛЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ФУНКЦИОНАЛЬНЫХ ЗОН САНКТ-ПЕТЕРБУРГА.....	261