

Государственный океанографический институт имени Н.Н.Зубова

На правах рукописи

Шульга Татьяна Яковлевна

**МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ВОД И ПЕРЕНОСА СУБСТАНЦИИ
В АЗОВСКОМ МОРЕ**

Научная специальность 1.6.17. Океанология

Диссертация на соискание ученой степени
доктора физико-математических наук

Научные консультанты:

Захарчук Евгений Александрович
доктор географических наук, профессор

Суслин Вячеслав Владимирович
кандидат физико-математических наук

Севастополь – 2024

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	4
Раздел 1. СОВРЕМЕННЫЕ И ИСТОРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ В АКВАТОРИИ АЗОВСКОГО МОРЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ И МОДЕЛИРОВАНИЯ	27
1.1. Исследования волн, течений, сгонов и нагонов в Азовском море, основанные на результатах моделирования и данных экспедиционных и прибрежных наблюдений.....	27
1.2. Трехмерная гидродинамическая модель.....	40
1.3. Адаптация гидродинамической модели РОМ к бассейну Азовского моря.....	49
1.4. Выводы к разделу 1	56
Раздел 2. СЦЕНАРИИ АТМОСФЕРНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ И НАЧАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИМЕСИ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ДВИЖЕНИЙ ЖИДКОСТИ И ЭВОЛЮЦИИ СУБСТАНЦИЙ В АЗОВСКОМ МОРЕ	58
2.1.1. Сценарии атмосферных возмущений, генерирующих движения жидкости в Азовском море	58
2.1.2. Модели начальных полей концентрации примеси для численного исследования эволюции субстанций в Азовском море	66
2.2. Выводы к разделу 2	73
Раздел 3. ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ВОДООБМЕНА ЧЕРЕЗ КЕРЧЕНСКИЙ ПРОЛИВ И АНАЛИЗ ЕГО ВЛИЯНИЯ НА ТЕЧЕНИЯ И СГОННО-НАГОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В АЗОВСКОМ МОРЕ	74
3.1. Численный анализ влияния водообмена с Черным морем на стационарные движения в Азовском море	76
3.2. Влияние антициклонов, проходящих над Азовским морем, на максимальные скорости течений в Керченском проливе в ледовые сезоны 2015–2017 гг.	91
3.3. Выводы к разделу 3	100
Раздел 4. СВОБОДНЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ АЗОВСКОГО МОРЯ	103
4.1. Исследование скорости течений и колебаний уровня моря после прекращения длительно действующего ветра	105
4.2. Анализ влияния параметров барических образований на свободные и вынужденные колебания уровня и течения в Азовском море	117
4.3. Спектральный анализ свободных и вынужденных колебаний уровня Азовского моря	129
4.4. Выводы к разделу 4	133
Раздел 5. ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД АЗОВСКОГО МОРЯ, ОБУСЛОВЛЕННОЙ ВИХРЕВЫМИ АТМОСФЕРНЫМИ ДВИЖЕНИЯМИ	135
5.1. Оценка влияния движущихся атмосферных возмущений на динамические процессы при наличии фоновых стационарных течений.....	136

5.2.	Влияние параметров вихревых атмосферных образований на воспроизводимые скорости течений и величины сгонно-нагонных колебаний уровня моря при различных граничных условиях на жидкой границе	143
5.3.	Численное исследование течений и сгонно-нагонных колебаний уровня Азовского моря в период экстремальных приазовских ветров	155
5.4.	Прогнозирование размеров области затопления (осушения) в прибрежной полосе Азовского моря при сгонно-нагонных ветрах	171
5.5.	Определение размеров областей осушения и затопления на побережье Азовского моря в зависимости от интенсивности атмосферных полей	183
5.6.	Выводы к разделу 5	187
Раздел 6.	ЧИСЛЕННЫЙ ПРОГНОЗ ЭВОЛЮЦИИ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ СУБСТАНЦИЙ В АЗОВСКОМ МОРЕ	190
6.1.	Воспроизведение сценариев распространения загрязнения в различных районах Азовского моря при порывах нестационарного ветра	191
6.2.	Моделирование сценариев распространения загрязнения в поле вихревых атмосферных возмущений	197
6.3.	Исследование процессов распространения и трансформации загрязнений в Азовском море с использованием данных атмосферной модели SKIRON	206
6.4.	Воспроизведение эволюции оптически активной пассивной взвеси в Азовском море на основе усвоения данных сканера MODIS-Aqua/Terra	218
6.5.	Выводы к разделу 6	236
Раздел 7.	МЕТОД ВОССТАНОВЛЕНИЯ ДАННЫХ О СОЛЕННОСТИ АЗОВСКОГО МОРЯ НА ОСНОВАНИИ НАТУРНЫХ И СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ	238
7.1.	Построение климатических наборов данных о температуре и солености Азовского моря на основе океанографических баз данных	240
7.2.	Построение набора данных биооптических параметров и его объединение с данными <i>in situ</i>	246
7.3.	Региональный биооптический алгоритм оценки <i>IOPs</i> Азовского моря	246
7.4.	Регрессионные модели восстановления солености	250
7.5.	Сравнение результатов восстановления поверхностной солености при использовании различных биооптических параметров в регрессионных моделях	257
7.6.	Сопоставление результатов восстановления поверхностной солености в Азовском море за период 2000–2018 гг. с климатическими трендами <i>in situ</i> за 1913–2018 гг.	260
7.7.	Выводы к разделу 7	271
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ	273
	СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	278

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования. Интерес к математическому моделированию движений природных стратифицированных сред определяется проблемами геофизики, океанологии, физики атмосферы, охраны и изучения окружающей среды, эксплуатации сложных гидротехнических сооружений, в том числе морских нефтедобывающих комплексов, и другими актуальными задачами науки и техники. В ряде случаев первоначальное представление об изучаемом круге физических явлений, связанных с волновой динамикой реальных морских сред, можно получить на основе моделей механики жидкости и аналитических методов их исследования. В связи с этим совершенствование численных моделей механики жидкости, особенно прогностических, обусловлено не только практическими потребностями, но и большим теоретическим содержанием возникающих проблем.

Азово-Черноморский бассейн, расположенный на юго-западе России, относится к одной из наиболее изученных морских акваторий. Проведение регулярных экспедиционных и береговых гидрометеорологических наблюдений на Азовском море обеспечено комплексом гидрологических (60) и гидрохимических (20) береговых станций и постов, данные которых (за период 1891–2014 гг.) систематизированы в банках океанографических данных. Полное решение актуальной научной проблемы своевременного предупреждения природных и техногенных воздействий в прибрежных областях Азовского моря должно быть основано на совместном использовании данных мониторинга и результатов численного моделирования. Возрастающая потребность в точных прогнозах экстремальных гидрологических явлений в морских акваториях требует развития методов математического моделирования механики жидкости и разработки современных моделей прогноза. Использование математических моделей для численного прогнозирования экстремальных гидрологических явлений, оперативного оценивания скорости течений, масштабов распространения примесей в море, в том числе загрязняющих веществ, позволит избежать дорогостоящих натурных измерений и уменьшить ущерб от природных катастроф.

Наличие обширных и протяженных мелководных областей, небольшие уклоны дна и побережья, сложная конфигурация береговой черты, активное воздействие ветра создают благоприятные условия для развития в Азовском море значительных сгонно-нагонных колебаний уровня, сопровождающихся интенсивными течениями. Экстремальные погодные условия (например, штормовые события 2014, 2013, 2007, 1969, 1944 и 1914 гг., вызвавшие катастрофические гидрологические явления) наносят значительный ущерб побережью моря, нагоны проникают далеко за береговую черту, затапливая огромные пространства суши. В прибрежной зоне из-за сгонно-нагонных явлений происходят существенные изменения гидролого-морфологических, гидрохимических и экологических процессов. Промышленная деятельность на морском шельфе, в том числе связанная с добычей полезных ископаемых, также требует разработки эффективных методов прогнозирования экстремальных гидрологических явлений. Производственная нагрузка на достаточно активно эксплуатируемую акваторию Азовского моря обуславливает проявление острых экологических проблем. В этих условиях знание гидрохимического режима моря и его изменений, в значительной степени определяющих экологическую обстановку, представляет большую ценность. Особого внимания требует исследование циркуляции вод Азовского моря, предоставляющее информацию о пространственной структуре течений, необходимую для безопасного строительства и эксплуатации морских платформ, мостов, прокладки подводных конструкций и трубопроводов в прибрежных районах. Актуальность численных экспериментов повышается тем обстоятельством, что с помощью моделирования можно не только исследовать влияние природных факторов на циркуляцию морских вод, но и проверять различные гипотезы, связанные с хозяйственной деятельностью человека.

Новые знания о процессах, происходящих в морской среде, являются актуальными в научном и прикладном аспектах и требуют применения современных трехмерных численных гидродинамических моделей, позволяющих учитывать реальные атмосферные воздействия, рельеф дна, сложную

конфигурацию береговой линии. Новые экспериментальные и технические возможности, интерпретация данных современных наблюдений, получаемых при зондировании морской поверхности из космоса, их теоретическое осмысление делают необходимыми совершенствование и дополнение существующих математических моделей гидродинамики морской среды. Все вышесказанное и определяет актуальность исследований, представленных в диссертационной работе.

Цели и задачи диссертационной работы. Основной целью работы, представленной в диссертации, является получение выводов о влиянии опасных гидродинамических и атмосферных условий, приводящих к возникновению и усилению природных явлений, способных нанести серьезный ущерб состоянию экосистемы исследуемого водоема с обширными районами мелководья. Решение данной научной проблемы сделает возможным получение прогноза о ключевых параметрах морской среды с целью оценки экстремальных воздействий на важнейшие компоненты морских экологических и технологических систем в реальном времени. Результаты такого анализа позволят сделать выводы о современном экологическом состоянии и возможных рисках, связанных с антропогенной нагрузкой, с учетом региональных климатических условий Азово-Черноморского региона.

Для достижения поставленных целей были сформулированы и решены следующие задачи:

- разработаны математические модели, реализованные в виде программных кодов, дополняющих трехмерную гидродинамическую модель, для получения оперативных прогнозов динамики вод и эволюции загрязнений в Азовском море;
- разработаны математические модели атмосферных возмущений для исследования влияния их отдельных параметров на возникающие стационарные и нестационарные движения в море;
- модифицирована гидродинамическая модель с целью использования в качестве граничных метеорологических условий модельных сценариев

атмосферных возмущений и/или данных прогностических атмосферных моделей;

- выполнен анализ свободных колебаний жидкости в Азовском море, возникающих в результате прекращения длительного атмосферного воздействия; проверка гипотезы о роли резонансного механизма в возникновении экстремально высоких амплитуд сгонно-нагонных колебаний, сейш и возникающих при этом течений;
- проверена гипотеза о возникновении в Азовском море колебаний уровня с максимальными амплитудами, генерируемых перемещающимся неоднородным барическим фронтом с резонансными параметрами;
- гидродинамическая модель дополнена математическими процедурами для усвоения данных спутникового зондирования с целью прогнозирования распространения загрязняющих субстанций в морской среде;
- выполнен анализ результатов моделирования эволюции оптически активной взвеси с целью прогнозирования масштабов распространения загрязнений по акватории моря и оценивания общего содержания взвеси в Азовском море за период 2013–2014 гг.;
- разработан и использован метод восстановления солености Азовского моря при помощи регрессионных моделей, связывающих данные дистанционного зондирования и климатические наблюдения *in situ*;
- выполнено сравнение результатов моделирования исторических штормов с наблюдаемыми данными об уровне моря и протяженности областей затопления;
- выполнено прогнозирование размеров областей затопления/осушения при сгонно-нагонных ветрах и прогностическом ветре на батиметрии с высоким разрешением;
- выявлено влияние интенсивности и чередования направлений действующего ветра на экстремумы сгонов и нагонов, скорости течений в Азовском море;
- получены выводы о влиянии поступления морской воды через Керченский пролив на экстремальные отклонения уровня и скорости течений в Азовском

море, вызываемые действием перемещающихся антициклонов в ледовые сезоны 1948–2017 гг.

Теоретическое значение работы. Изложенный в диссертации подход к исследованию динамических процессов в Азовском море, учитывающий геометрические и эволюционные вариации метеорологических параметров, позволяет выявить закономерности при формировании трехмерной структуры течений, определить условия нарушения устойчивости стационарных течений. Предложенная методика проведения численных экспериментов при задании различных физических граничных и начальных условий делает возможным установить приоритетные параметры внешних возмущений, обуславливающие динамику вод такого мелководного замкнутого бассейна, как Азовское море.

Обнаруженные экспериментальные особенности эволюции оптически активной взвеси в морской воде и аналитические оценки показывают, что вихревые атмосферные возмущения способствуют распространению субстанции в приповерхностном слое моря, уменьшающемуся с глубиной. Принципиальным моментом является наличие согласованной, постоянно изменяющейся системы неоднородностей воды, которая объясняет такие физические нетривиальные эффекты, как высокая скорость распространения субстанций в морской среде.

Практическое значение полученных результатов. Соискателем были получены выводы об экстремальных скоростях течений на различных горизонтах моря, экстремальных амплитудах уровня моря, протяженности областей затопления/осушения, основанные на результатах численных экспериментов во время опасных явлений. Эти выводы могут быть использованы в качестве рекомендаций по снижению возможных рисков для прибрежных территорий.

Предложенные в диссертационной работе способы маркирования общего содержания оптически активной взвеси с использованием коэффициента яркости моря позволяют построить алгоритм усвоения начальных данных при решении уравнений переноса и диффузии. Это, в свою очередь, позволяет восстановить пропуски спутниковых данных, что повышает адекватность оценки биооптического состояния вод Азовского моря. При этом значительно снижается

количество потерянных данных вследствие нестандартных атмосферных условий и засветки от берега.

Разработанная в диссертации методика восстановления солености по данным дистанционного зондирования позволит удешевить работы по оценке солености прямыми способами, восполнить пробелы в гидрохимическом исследовании Азовского моря в прошлые годы, а также расширить представление о процессах циркуляции водных масс, от которого зависит развитие биологических ресурсов и прибрежной инфраструктуры Азовского моря. Сопоставление реальных и спутниковых данных позволило построить регрессионные зависимости между полученными значениями, чтобы в дальнейшем использовать только спутниковые изображения для оценки солености воды Азовского моря. Главным образом, это касается отдельных участков водоема и того времени, когда полевые исследования на Азове не проводились.

Главным достоинством авторских алгоритмов расчета характеристик трехмерной структуры течений, величин сгонов и нагонов, протяженности областей затопления/осушения, масштабов распространения загрязнений является высокая точность результатов расчетов. Поэтому эти численные алгоритмы могут использоваться для построения электронных таблиц данных, пространственных карт, а также при решении обратных задач.

Методы исследования. В диссертации использовались теоретические, экспериментальные методы исследования и методы численного моделирования. Компьютерные коды написаны на языках: Fortran, встроенных языках программирования MathCad, MatLab, OriginLab.

Использовались следующие аналитические методы: методы интегро-дифференциального и матричного исчисления, метод оптимальной пространственной интерполяции, метод линейной регрессии, фильтр Калмана. Из статистических методов использовался статистический, кластерный и корреляционный анализ.

В программах и алгоритмах расчета масштабов и эволюции загрязняющей субстанции применялись стандартные методы расчетов и локализации

экстремумов. Были созданы собственные алгоритмы усвоения данных дистанционного зондирования, базирующиеся на последовательном рекурсивном алгоритме, основанном на теории оптимальной фильтрации Калмана. Была использована упрощенная модель для расчета матриц ковариаций ошибок прогноза. Метод оптимальной пространственной интерполяции применялся для пересчета параметров оптически активной взвеси, температуры, солености на регулярную сетку бассейна.

Для исследования биооптического состояния морской воды использовались измерения коэффициента яркости с непрерывным сканированием по длинам волн. Для построения карт распределения солености, оптически активной взвеси и биооптических параметров использовались результаты обработки данных Level II оптического сканера MODIS.

Амплитудно-фазовые характеристики сейш на частотах энергонесущих максимумов оценены с помощью Фурье-анализа. Валидация результатов моделирования по данным наблюдений *in situ* выполнялась с использованием классических статистических методов анализа стандартных ошибок и отклонений.

Достоверность и обоснованность основных результатов.

Обоснованность полученных результатов следует из использования современных и исторических данных контактных и дистанционных наблюдений; математического аппарата механики жидкости, основанного на решении системы примитивных уравнений гидродинамики океана; и из сопоставления получаемых решений с известными в литературе натурными данными и данными прямых измерений. Хорошее согласие между результатами численных расчетов и надежными экспериментальными данными также свидетельствует об обоснованности полученных результатов.

Практическая значимость результатов работы. Практическая значимость результатов исследования следует из необходимости построения адекватных прогнозных моделей катастрофических гидрологических явлений, обеспечивающих опережающее развитие этого стратегически важного региона. Использование развитых математических моделей для проведения

прогностических расчетов делает возможным раннее предупреждение возможных последствий экстремальных природных явлений при формировании оперативных и долгосрочных прогнозов. Новые оценки, уточняющие современные представления о динамике ветровых течений, сгонно-нагонных процессах, уровне антропогенной нагрузки, позволят получить на их основе научно обоснованные рекомендации по поддержке равновесия экосистемы исследуемой акватории и использованию ресурсов Азовского моря. Результаты изучения гидрометеорологического и гидрологического режимов Азовского моря в условиях современных климатических изменений являются актуальными для экологических служб региона.

Апробация работы. Основные результаты диссертации обсуждались на теоретических семинарах Морского гидрофизического института, Нижегородского государственного технического университета им. Р.Е. Алексеева, Государственного океанографического института имени Н.Н. Зубова, а также были представлены на всероссийских и международных научных конференциях:

X международной научно-практической конференции «Фундаментальные и прикладные исследования в современном мире» (Санкт-Петербург, 2015 г.);

Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU)» (Москва, 2015 г.);

Всероссийской конференции по прикладной океанографии, посвященной 90-летию выдающегося отечественного ученого академика А.С. Саркисяна (Москва, 2016 г.);

Международной научной конференции памяти члена-корреспондента РАН Д.Г. Матишова «Окружающая среда и человек. Современные проблемы генетики, селекции и биотехнологии: материалы» (Ростов-на-Дону, 2016 г.);

Научной конференции «Мировой океан: модели, данные и оперативная океанология» (Севастополь, 2016 г.);

Международной конференции EMECS 11 – Sea Coasts XXVI (Санкт-Петербург, 2016 г.);

V Международной конференции «Водные ресурсы: изучение и управление (лимнологическая школа-практика)» (Петрозаводск, 2016, 2020 г.);

III Всероссийской конференции «Экология. Экономика. Информатика. Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем (САМЭС)» (Ростов-на-Дону, 2015–2017);

XIV и XV всероссийских научно-технических конференциях «Современные методы и средства океанологических исследований» (МСОИ-2015, 2017) (Москва, 2015, 2017 гг.);

Международной научной конференции «Океанология в XXI веке: современные факты, модели, методы и средства» (Ростов-на-Дону, 2017 г.);

IX, X, XI, XII Всероссийских конференциях «Современные проблемы оптики естественных вод» (ONW'2017, ONW'2019, ONW'2021, ONW'2023) (Санкт-Петербург, 2017, 2019, 2021, 2023 гг.)

Международном совещании 8th EARSeL Workshop on Remote Sensing of the Coastal Zone (Калининград, 2017 г.);

I международном экологическом форуме в Крыму «Крым – эколого-экономический регион. Пространство ноосферного развития» (Севастополь, 2017 г.);

II–III Всероссийской научной конференции «Теплофизика и физическая гидродинамика» (Ялта, 2017, 2018 гг.);

Третьей и четвертой международной школе молодых ученых, Институт проблем механики им. А.Ю. Ишлинского Российской академии наук и Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова (Москва, 2017, 2018 гг.);

Генеральной ассамблее Европейского союза наук о Земле EGU-2019 (Вена, Австрия, 2019 г.);

Четвертом международном совещании Ocean Colour Science (IOCS) (Пусан, Южная Корея, 2019);

Second Operational Satellite Oceanography Symposium, Virtual meeting, 2021;
«Oceans from Space» V Symposium Scuola Grande di San Marco (Venice, Italy, 2022);

Mediterranean Geosciences Union (MedGU-2022) (Stambul, Türkiye, 2023);

Девятой Всероссийской конференции по прикладной океанографии «Моря и океаны в условиях изменяющегося климата» (Москва, 2022 г.);

XXIV–XXIX Международных симпозиумах «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы» (Томск, 2018–2023 гг.);

Международной научной конференции «Пресноводные экосистемы – современные вызовы» (Иркутск, 2018 г.);

XXI Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли» (Москва, 2023 г.);

Всероссийских научных конференциях «Моря России: методы, средства и результаты исследований» (Севастополь, 2017–2023 гг.).

Работа выполнялась в соответствии с планами научных исследований и прикладных тем государственных заданий ФГБУН МГИ РАН:

«Комплексные междисциплинарные исследования океанологических процессов, определяющих функционирование и эволюцию экосистем Черного и Азовского морей на основе современных методов контроля состояния морской среды и гридтехнологий» (шифр «Фундаментальная океанология»);

«Комплексные междисциплинарные исследования океанологических процессов, определяющих функционирование и эволюцию экосистем прибрежных зон Черного и Азовского морей» (шифр «Прибрежные исследования»).

В диссертацию включены результаты исследований, поддержанных РФФИ (проект № 17-05-00113-а «Фотосинтетически активная радиация на дне морского шельфа по спутниковым данным»).

Публикации и личный вклад автора. Основные положения диссертации опубликованы в 47 (сорока семи) работах, из них 28 статей в журналах, включенных в список ВАК и входящих в мировые индексы цитирования Scopus и/или Web of Science; 14 статей в рецензируемых периодических научных журналах и сборниках трудов международных конференций, 1 монографии в соавторстве, 2 коллективных монографиях, 1 атласе в соавторстве, 1 свидетельстве о регистрации базы данных.

Основные научные результаты диссертации достаточно полно отражены:

в работах, опубликованных в *рецензируемых научных изданиях (из перечня ВАК)* и также в научных изданиях, индексируемых базами *Scopus* и/или *Web of Science*:

1. Иванов, В. А. Исследование влияния ветрового воздействия на течения и распространение примеси в Азовском море / В. А. Иванов, В. В. Фомин, Л. В. Черкесов, **Т. Я. Шульга** // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – № 3. – С. 15–28.
2. Иванов, В. А. Учет влияния водообмена через Керченский пролив на стгонно-нагонные процессы и течения в Азовском море / В. А. Иванов, Л. В. Черкесов, **Т. Я. Шульга** // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – № 4. – С. 3–14.
3. Иванов, В. А. Экстремальные отклонения уровня и скорости течений, вызываемые постоянным ветром в Азовском море / В. А. Иванов, Л. В. Черкесов, **Т. Я. Шульга** // Морской гидрофизический журнал. – 2011. – № 2. – С. 24–32.
4. Иванов, В. А. Исследование влияния переменного по пространству и времени ветра на течения, стгонно-нагонные процессы и распространение примеси в Азовском море / В. А. Иванов, Л. В. Черкесов, **Т. Я. Шульга** // Метеорология и гидрология. – 2012. – № 8. – С. 69–78.
5. Иванов, В. А. Динамические процессы и их влияние на трансформацию пассивной примеси в Азовском море / В. А. Иванов, Л. В. Черкесов, **Т. Я. Шульга** // Океанология. – 2014. – Т. 54, № 4. – С. 464–472.
6. Иванов, В. А. Исследование свободных колебаний уровня Азовского моря, возникающих после прекращения длительного действия ветра / В. А. Иванов, Л. В. Черкесов, **Т. Я. Шульга** // Морской гидрофизический журнал. – 2015. – № 2. – С. 15–25.
7. Черкесов, Л. В. Исследование влияния параметров барических образований на свободные и вынужденные колебания уровня и течения в Азовском море / Л. В. Черкесов, **Т. Я. Шульга** // Морской гидрофизический журнал. – 2016. – № 4. – С. 13–26.

8. Демышев, С. Г. Анализ влияния постоянного ветра на скорость течений и сейшевые колебания уровня Азовского моря / С. Г. Демышев, Л. В. Черкесов, **Т. Я. Шульга** // Метеорология и гидрология. – 2017. – № 6. – С. 46–54.
9. Черкесов, Л. В. Численное исследование сгонно-нагонных процессов и течений Азовского моря в период экстремальных ветров / Л. В. Черкесов, **Т. Я. Шульга**, Н. Н. Дьяков, Р. Р. Станичная // Морской гидрофизический журнал. – 2017. – № 5. – С. 3–20.
10. **Шульга, Т. Я.** Численное исследование процессов эволюции загрязнений в Азовском море с использованием данных спутниковых наблюдений / **Т. Я. Шульга**, В. В. Суслин, Р. Р. Станичная // Морской гидрофизический журнал. – 2017. – № 6. – С. 40–52.
11. Иванов, В. А. Численный анализ сгонно-нагонных процессов, течений и распространения загрязнений в Азовском море / В. А. Иванов, **Т. Я. Шульга** // Доклады Академии наук. – 2018. – Т. 479, № 6. – С. 692–696.
12. Матишов, Г. Г. Исследование распространения взвешенных веществ в Азовском море по данным Aqua-MODIS и результатам моделирования / Г. Г. Матишов, **Т. Я. Шульга**, С. М. Хартиев, А. Р. Иошпа // Доклады Академии наук. – 2018. – Т. 481, № 3. – С. 324–328.
13. Черкесов, Л. В. Численный анализ влияния скорости и направления продолжительно действующего ветра на циркуляцию вод Азовского моря с учетом и без учета водообмена через Керченский пролив / Л. В. Черкесов, **Т. Я. Шульга** // Океанология. – 2018. – Т. 58, № 1. – С. 23–33.
14. **Шульга, Т. Я.** Исследование эволюции пассивной примеси в поверхностном слое Азовского моря на основе усвоения данных сканера MODIS-Aqua в гидродинамическую модель / **Т. Я. Шульга**, В. В. Суслин // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2018. – Т. 11, № 3. – С. 73–80.
15. Иванов, В. А. Влияние атмосферных фронтов на свободные и вынужденные колебания уровня Азовского моря / В. А. Иванов, **Т. Я. Шульга** // Доклады Академии наук. – 2019. – Т. 486, № 6. – С. 737–741.

16. **Шульга, Т. Я.** Исследование связи между сезонными изменениями солености Азовского моря и биооптическими характеристиками по данным спутникового зондирования в видимом диапазоне спектра / Т. Я. Шульга, В. В. Суслин, Д. М. Шукало, А. В. Ингеров // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. – 2020. – Т. 13, № 2. – С. 68–75.
17. **Shul'ga, T. Y.** Numerical Analysis of the Velocities of Currents Forming in the Kerch Strait at the Motion of Domains of Higher Atmospheric Pressure / T. Y. Shul'ga, A. E. Shchodro, A. V. Kholoptsev // *Water Resources*. – 2021. – Vol. 48, issue 3. – P. 378–386. – DOI:10.1134/S0097807821030131.
18. **Шульга, Т. Я.** Восстановление полей солености Азовского моря с использованием регрессионных связей между данными *in situ* и региональными спутниковыми продуктами / Т. Я. Шульга, В. В. Суслин, Д. М. Шукало // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. – 2022. – Т. 15, № 3. – С. 114–124.
19. **Shul'ga, T. Ya.** Analysis of the distribution of pollution in the Sea of Azov by the results of numerical simulation and data of satellite observations / **T. Ya. Shul'ga** // *Journal of Physics: Conf. Series*. – 2017. – Vol. 899. – 092013.
20. **Иванов, В. А.** Численный анализ влияния параметров перемещающихся атмосферных фронтов на течения, свободные и вынужденные колебания уровня Азовского моря / В. А. Иванов, **Т. Я. Шульга** // *Прикладная механика и техническая физика*. – 2018. – Т. 59, № 5 (351). – С. 166–177.
21. **Иванов, В. А.** Компьютерное моделирование динамических процессов в Азовском море / В. А. Иванов, Л. В. Черкесов, **Т. Я. Шульга** // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. – 2011. – Вып. 25, т. 2. – С. 294–304.
22. **Иванов, В. А.** Численный анализ течений, сгонно-нагонных процессов, и эволюции загрязняющих веществ, вызванных действием нестационарного ветра в Азовском море / В. А. Иванов, Л. В. Черкесов, **Т. Я. Шульга** // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. – 2014. – Вып. 28. – С. 375–386.

23. Иванов, В. А. Изучение методом математического моделирования пространственной структуры свободных колебаний в Азовском море / В. А. Иванов, Л. В. Черкесов, **Т. Я. Шульга** // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2014. – Вып. 28. – С. 453–461.
24. Черкесов, Л. В. Моделирование и раннее предупреждение природных и техногенных воздействий в прибрежных районах Азовского моря / Л. В. Черкесов, **Т. Я. Шульга** // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. – 2016. – № 45. – С. 100–112.
25. Черкесов, Л. В. Изучение трансформации загрязнений, вызываемых прохождением циклонов над Азовским морем / Л. В. Черкесов, **Т. Я. Шульга** // Труды Карельского научного центра РАН. – 2016. – № 8. – С. 108–115.
26. **Шульга Т. Я.** Эволюция загрязнений в Азовском море по данным спутниковых наблюдений и результатам моделирования / Т. Я. Шульга // Вестник Удмуртского университета. Математика. Механика. Компьютерные науки. – 2017. – Т. 27, № 3. – С. 450–459.

Глава в монографии

27. **Shul'ga, T. Ya.** Numerical Analysis and Prediction of the Consequences of Natural and Technological Impacts in Coastal Areas of the Azov Sea / T. Ya. Shul'ga, S. M. Khartiev, A. R. Ioshpa // Physical and Mathematical Modeling of Earth and Environment Processes, Springer Geology. – 2018. – P. 317–326.

РИД

28. Термохалинный электронный атлас Азовского моря : база данных [Электронный ресурс] / **Т. Я. Шульга**, Д. М. Шукало ; ФГБУН ФИЦ МГИ. Электрон. дан. Москва, 2023. № гос. регистрации № 2023621161.

Статьи в рецензируемых периодических научных журналах и сборниках научных трудов

29. Черкесов, Л. В. Исследование зависимости эволюции примеси от начального распределения ее концентрации и параметров циклона / Л. В. Черкесов, **Т. Я. Шульга** // Морской гидрофизический журнал. – 2012. – № 5. – С. 24–33.
30. **Шульга, Т. Я.** Влияние интенсивности полей приводного ветра на динамические процессы и трансформацию пассивной примеси при наличии стационарных течений в Азовском море / Т. Я. Шульга // Морской гидрофизический журнал. – 2013. – № 4. – С. 3–16.
31. **Shul'ga, T. Ya.** Analysis of the distribution of pollution in the Sea of Azov by the results of numerical simulation and data of satellite observations / **T. Ya. Shul'ga** // Journal of Physics: Conf. Series. – 2017. – Vol. 899. – 092013.
32. **Shulga, T. Ya.** Remote sensing and modeling of the evolution of suspended matter in the Sea of Azov / T. Ya. Shul'ga, V. V. Suslin // Proceedings of SPIE – The International Society for Optical Engineering. – 2018. – Vol. 10833. – № 108334G.
33. Kholoptsev, A. V. The Influence of Anticyclonic Movement Over the Sea of Azov on Variations of Maximum Instantaneous Current Speed in the Kerch Strait During 1948-2017 Ice Seasons / A. V. Kholoptsev, **T. Ya. Shul'ga**, O. Ye. Shchodro, S. A. Podporin // Physical and Mathematical Modeling of Earth and Environment Processes (2018). – Cham : Springer, 2019. – P. 1–14. – (Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences)
34. **Shulga, T. Ya.** Assimilation modeling and MODIS color scanner data to obtain continuous information about the thermohaline structure in the Sea of Azov / T. Ya. Shul'ga, V. V. Suslin // Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering. – 2020. – Vol. 11560. – 115603J.
35. Shukalo, D. M. Long-term and seasonal anomalies of the Sea of the Azov thermohaline structure for 1913–2018 / D. M. Shukalo, **T. Ya. Shul'ga** // Journal of Physics Conference Series. – 2021. – Vol. 2057. – 012133.

36. **Shulga, T. Ya.** Results of salinity recovery in the Sea of Azov according to *in situ* data and regional biooptical parameters / T. Ya. Shul'ga, V. V. Suslin // Proc. SPIE 12341, 28th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. – 2022. – Vol. 12341. – № 1234149.
37. **Shulga, T. Ya.** The *in situ* and satellite data blended for reconstruction of the surface salinity of the Sea of Azov / T. Ya. Shul'ga, V. V. Suslin // International Journal of Remote Sensing. – 2023. – P. 1–25.
38. Shukalo, D. M. Analysis of the monthly average salinity of the surface layer of the Sea of Azov, obtained by remote sensing and *in situ* measurement methods / D. M. Shukalo, **T. Ya. Shul'ga**, V. V. Suslin // Proceedings SPIE. Volume 12780 : 29th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. – 2023. – 127804A.
39. **Shulga, T. Ya.** Analysis of seasonal anomalies of recovered salinity in the Sea of Azov in 2000–2018 by climatology / T. Ya. Shul'ga, V. V. Suslin // Proceedings SPIE. Volume 12780 : 29th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. – 2023. – 127803X.
40. Черкесов, Л. В. Численный анализ влияния перемещающихся барических полей на течения, свободные и вынужденные колебания уровня в Азовском море / Л. В. Черкесов, **Т. Я. Шульга** // Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества. – 2016. – № 2. – С. 99–110.
41. Черкесов, Л. В. Численный анализ влияния параметров атмосферных фронтов на свободные и вынужденные колебания уровня и течения в Азовском море / Л. В. Черкесов, **Т. Я. Шульга** // Труды ГОИН. – М. : ГОИН, 2017. – Вып. 218. – С. 120–136.
42. Черкесов, Л. В. Исследование влияния стационарных течений на динамические процессы и эволюцию загрязнений в Азовском море / Л. В. Черкесов, **Т. Я. Шульга** // Вестник Южно-Уральского государственного университета. Серия: Вычислительная математика и информатика. – 2017. – Т. 6, вып. 1. – С. 56–72.

43. **Шульга, Т. Я.** Анализ процессов распространения загрязнений в Азовском море по спутниковым данным и результатам моделирования / Т. Я. Шульга, В. В. Суслин // Труды IX Всероссийской конференции «Современные проблемы оптики естественных вод» (ONW'2017), Санкт-Петербург, 20–22 сентября 2017 г. – СПб., 2017. – С. 156–160.
44. **Шульга, Т. Я.** Анализ результатов численного моделирования и данных спутниковых наблюдений эволюции загрязнений в Азовском море за период с 2013 по 2014 гг. / Т. Я. Шульга // Экология. Экономика. Информатика. Серия: Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем. – 2017. – Т. 1, № 2. – С. 123–133.

Атлас

45. Иванов, В. А. Атлас сгонно-нагонных процессов, волн и течений, вызываемых действием атмосферных возмущений в Азовском море / В. А. Иванов, Л. В. Черкесов, **Т. Я. Шульга**. – Севастополь: МГИ НАНУ, 2012. – 96 с.

Главы в коллективных монографиях

46. Иванов, В. А. Особенности циркуляции в проливе с учетом влияния Азовского и Черного морей / В. А. Иванов, В. В. Фомин, Л. В. Черкесов, **Т. Я. Шульга** // Моделирование динамики вод в Керченском проливе и предпроливных зонах. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010. – С. 182–197.
47. Черкесов, Л. В. Волны, течения, сгонно-нагонные процессы и трансформация загрязнений в Азовском море / Л. В. Черкесов, **Т. Я. Шульга**. – Севастополь: МГИ РАН, 2017. – 228 с.

При выполнении диссертационной работы автору принадлежат:

- на этапах постановки и формулировки задач, формулировки теоретических выводов автор принимал паритетное участие в соавторстве с доктором физико-математических наук, профессором, чл.-корр. НАНУ Л.В. Черкесовым и доктором физико-математических наук, профессором, академиком НАНУ и РАН В.А. Ивановым;

- создание гидродинамических и численных моделей, описывающих сценарии возможных региональных метеорологических условий, под руководством Л.В. Черкесова и В.А. Иванова;
- выбор методов и средств при проведении численных экспериментов с использованием данных атмосферных моделей, разработка методик;
- непосредственный вклад при обработке и анализе данных дистанционного зондирования;
- разработка методов и создание программных продуктов для обработки и анализа экспериментальных данных при вычислении параметров, характеризующих эволюцию пассивной примеси;
- анализ и интерпретация результатов исследований под руководством Л.В. Черкесова и В.А. Иванова.

Результаты, представленные в диссертации, получены в процессе многолетних исследований, в которых автор принимал непосредственное участие, и при проведении численных экспериментов, научное планирование которых осуществлял автор. В совместных исследованиях эволюции оптически активной взвеси на основе усвоения данных сканера MODIS-Aqua/Terra в гидродинамическую модель автору принадлежит постановка задачи, а также идея, методы и реализация комплексной обработки данных. В исследованиях сгонно-нагонных явлений и течений идея экспериментов и метод анализа предложены В.А. Ивановым, вклад автора состоял в получении результатов численных расчетов, в обработке данных, в развитии и реализации программных средств и методов расчетов, в численном моделировании, в обсуждении и анализе результатов.

Основные научные результаты. Следующие результаты диссертационной работы, полученные лично соискателем, обладают принципиальной научной новизной и получены впервые:

1) созданы и апробированы математические модели, оформленные в виде программных кодов, дополняющих вычислительный комплекс трехмерной

нелинейной сигма-координатной гидродинамической модели Princeton Ocean Model, которые позволяют:

– учитывать возможные метеорологические сценарии, описанные в предложенных математических моделях, для задания граничных условий на свободной поверхности при интегрировании уравнений движения и получении выводов о влиянии параметров атмосферных возмущений на динамические процессы в Азовском море [Исследование влияния ... , 2010, с. 67; Иванов, Черкесов, Шульга, 2011, с. 208; Иванов, Черкесов, Шульга, 2012, с. 65; Численный анализ ... , 2014, с. 64; Черкесов, Шульга, Изучение трансформации ... , 2016, с. 63; Черкесов, Шульга, Моделирование ... , 2016, с. 207];

– использовать разработанные математические модели для определения площадей и объемов загрязняющих субстанций в море и времени полного очищения морской воды в зависимости от параметров действующего ветра [Исследование влияния ... , 2010, с. 67, 192, 194; Иванов, Черкесов, Шульга, 2012, с. 65, 67; Иванов, Черкесов, Шульга, 2014, с. 217; Черкесов, Шульга, Изучение трансформации ... , 2016, с. 203; Шульга, Суслин, Станичная, 2017, с. 70; Иванов, Шульга, 2018, с. 67, 218; Shul'ga, Khartiev, Ioshpa, 2018, с. 218];

– использовать предложенные математические модели и данные дистанционного зондирования для задания начальных условий содержания в морской воде оптически активной взвеси при интегрировании уравнений переноса и диффузии и получении выводов об эволюции загрязнений [Исследование влияния ... , 2010, с. 67; Шульга, Суслин, Станичная, 2017, с. 72; Шульга, 2017, с. 228; Исследование распространения ... , 2018, с. 70];

– учитывать различные условия прохождения жидкости на входе в Керченский пролив в виде соответствующих математических процедур при интегрировании уравнений движения [Иванов, Черкесов, Шульга, 2010, с. 77, 81; Черкесов, Шульга, 2018, с. 78; Shul'ga, Shchodro, Kholoptsev, 2021, с. 99];

– выполнять прогнозы рисков затопления/осушения морского побережья с использованием предложенных математических процедур [Черкесов, Шульга, Исследование влияния ... , 2017, с. 185, 215];

– выполнять оперативное усвоение данных дистанционного зондирования на регулярную сетку исследуемого бассейна на основе предложенных процедур и алгоритмов [Шульга, Суслин, Станичная, 2017, с. 224];

2) выполнена верификация результатов моделирования с данными наблюдений о ходе уровня моря и протяженности областей затопления в ходе численных экспериментов, воспроизводящих исторические штормы, послужившие причиной катастрофических наводнений в дельте Дона и Таганрогском заливе 23–24 марта 2013 г. и 24 сентября 2014 г. [Численное исследование ... , 2017, с. 159, 160]. На основании сравнения с данными натурных измерений показано, что отклонения от расчетных значений не превосходят 8–14% [Численное исследование ... , 2017, с. 170]. Этот результат подтверждается сравнением измерений уровня моря с данными расчетов гидродинамической моделью РОМ для других прогностических сценариев [Иванов, Черкесов, Шульга, Компьютерное ... , 2011, с. 171];

3) впервые численно проверено влияние резонансного механизма на возникновение волн с максимальными амплитудами, генерируемых перемещающимся над морем неоднородным барическим фронтом [Черкесов, Шульга, 2016, с. 63, 64]. Исследованы свободные колебания жидкости в Азовском море, возникающие после прекращения длительно действующего ветра [Изучение методом ... , 2014, с. 106; Иванов, Черкесов, Шульга, 2015, с. 106, 107; Демышев, Черкесов, Шульга, 2017, с. 109, 114, 129]. Предложена простая математическая модель, имитирующая движение барической депрессии, позволяющая выполнять прогоны модели при различных ее параметрах [Демышев, Черкесов, Шульга, 2017, с. 64]. В результате чего впервые удалось определить значение скорости движения фронта по направлению наибольших разгонов Азовского моря, при которой достигаются экстремальные отклонения уровня и скорости течений [Иванов, Шульга, 2019, с. 126]. Выполнен спектральный анализ свободных и вынужденных колебаний уровня моря на береговых станциях Азовского моря. Получены амплитудно-фазовые характеристики свободных колебаний на частотах энергонесущих максимумов с помощью Фурье-анализа для смоделированных временных рядов отклонений уровня морской поверхности;

4) предложена новая методика совместного использования результатов численного моделирования и данных дистанционного зондирования [Исследование распространения ... , 2018, с. 232]. Предложен механизм, основанный на разработанных и протестированных процедурах ассимиляции, дополняющий трехмерную нелинейную гидродинамическую модель РОМ, реализующий однократное и регулярное усвоение доступных спутниковых данных [Шульга, Суслин, Станичная, 2017, с. 228, 232; Шульга, Суслин, 2018, с. 226]. С использованием модифицированной таким образом модели усовершенствован численный прогноз содержания загрязняющей субстанции, маркированной значением содержания оптически активной взвеси, для решения задачи о переносе загрязняющих субстанций в море [Шульга, Суслин, 2018, с. 235]. Алгоритм апробирован на данных измерений оптического сканера MODIS, впервые получены оценки содержания субстанций в Азовском море за 2013–2014 гг.;

5) предложен новый метод восстановления солёности Азовского моря при помощи данных дистанционного зондирования. Метод основан на создании полупараметрических регрессионных моделей, связывающих значения биооптических параметров, полученных по данным спутниковых снимков поверхности водоема с измерениями *in situ*. Метод апробирован и верифицирован по климатическим данным наблюдений *in situ* и данным измерений оптического сканера MODIS за 2000–2018 гг. В частности:

- с целью создания регрессионных моделей и верификации результатов моделирования климатический массив данных наблюдений *in situ* за 1913–2018 гг. был регионально и вертикально разделен на субрегионы, для каждого из которых найдены климатические средние по температуре и солёности [Исследование связи ... , 2020, с. 242, 243];
- впервые получены аналитические выражения для сезонных регрессий по четырем биооптическим показателям [Шульга, Суслин, Шукало, 2022, с. 254];
- выявлен эффективный биооптический параметр с точки зрения наилучшей корреляции с наблюдаемыми климатическими средними, выполнен

статистический анализ ошибок между модельными и климатическими данными за период с 2000 по 2018 г. позволивший установить статистически значимые коэффициенты регрессии [Шульга, Суслин, Шукало, 2022, с. 263];

– получены новые наборы данных о температуре и солености, основным биооптическим параметрам по данным дистанционного зондирования и моделирования, объединенные в «Термохалинном электронном атласе Азовского моря» [Шульга, Шукало, 2023, с. 245].

Положения, выносимые на защиту:

1) основной причиной возникновения преобладающих сгонно-нагонных колебаний в Азовском море является атмосферное воздействие, характер которого обуславливает величину и положение экстремальных отклонений уровня моря на его побережье. Большая изменчивость течений является следствием неустойчивого ветрового режима, мелководности моря и его небольшой площади;

2) дополнительным фактором, приводящим к резким изменениям направления и скорости течений в открытой части Азовского моря и максимальным отклонениям уровня на его побережье, является проявление сейшеобразных колебаний, возникающих после прекращения устойчивого ветра, а также при перемещении барического фронта с резонансными параметрами;

3) формирование экстремальных нагонов на входе в Керченский пролив и увеличение скорости течений в проливе обуславливает необходимость задания условий свободного прохождения волн на жидкой границе при моделировании ситуаций, связанных с движением циклонов/антициклонов над Азовским морем;

4) рассчитываемая с использованием предлагаемого подхода протяженность границ проникновения/отхода морской воды от береговой линии, обусловленных сгонно-нагонными процессами в Азовском море, явилась основой создания справочной информации в виде массивов данных и прогностических карт затопления/осушения побережья Азовского моря в зависимости от стационарных/нестационарных метеорологических условий;

5) интеграция результатов математического моделирования и данных дистанционного зондирования, реализованная в предложенном методе усвоения

спутниковой информации в трехмерную гидродинамическую модель, позволяет заполнить пропуски спутниковых данных и обуславливает долгосрочные прогнозы наибольшего и общего содержания оптически активной взвеси в Азовском море;

б) систематизация накопленной информации о температуре, солености, основных биооптических показателях морской воды методами дистанционного зондирования и *in situ* наблюдений выполнена в рамках созданной базы данных «Термохалинный электронный Атлас Азовского моря». Дополнением базы данных наблюдений являются смоделированные данные о солености, полученные с использованием предложенных сезонных регрессионных моделей.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, семи глав, заключения, списка литературы. Общий объем диссертации – 298 страниц, включая 68 рисунков и 43 таблиц.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность своим научным руководителям – доктору физико-математических наук, профессору, чл.-корр. НАНУ Л.В. Черкесову и доктору физико-математических наук, профессору, академику РАН В.А. Иванову, доктору физико-математических В.В. Фомину – за консультации при проведении численного моделирования, начальнику отдела динамики океанических процессов кандидату физико-математических наук В.В. Суслину – за помощь в подготовке массивов данных спутниковых наблюдений, начальнику отдела дистанционных методов исследований кандидату физико-математических наук С.В. Станичному – за помощь в подготовке массивов данных атмосферного реанализа, всему коллективу отдела гидрофизики шельфа МГИ РАН – за моральную поддержку, консультативную помощь и критические замечания, высказанные при обсуждении полученных результатов. Особую благодарность автор выражает доктору физико-математических наук В.В. Кнышу, доктору физико-математических наук, профессору А.А. Куркину за помощь и большое внимание к работе на всех ее этапах. Хотелось также отметить всех соавторов работ, сотрудничество с которыми было очень полезным и интересным.

Раздел 1.

СОВРЕМЕННЫЕ И ИСТОРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ В АКВАТОРИИ АЗОВСКОГО МОРЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ И МОДЕЛИРОВАНИЯ

1.1. Исследования волн, течений, сгонов и нагонов в Азовском море, основанные на результатах моделирования и данных экспедиционных и прибрежных наблюдений

Мелководное, частично ограниченное, внутриконтинентальное Азовское море является водоемом площадью ~ 39 тыс. км² и объемом при среднем многолетнем уровне ~ 320 км³ со средней глубиной ~ 7 м [Гидрометеорология ... , 1991]. Оно занимает промежуточное положение между морскими и пресными водоемами (на основании физико-химической характеристики и биологических особенностей по Н.М. Книповичу [Книпович, 1926; Книпович, 1938]. Транспортный, промышленный и рекреационный потенциал, а также географическое положение Азовского моря обусловили необходимость его изучения. Первые работы, в которых анализировалось состояние водной среды и биологических ресурсов, относятся к середине 19-го века (например, в отчетах известного исследователя южных морей России Н.Я. Данилевского [Исследования о состоянии ..., 1871]. В период 1890–1891 гг. И.Б. Шпиндлером и Ф.Ф. Врангелем были организованы экспедиционные работы в открытой части Черного и Азовского морей [Врангель, 1875; Шпиндлер, Врангель, 1899; Игнатъев, 2001]. В 1922–1928 гг. проводилась Азово-Черноморская научно-промысловая экспедиция под руководством Н.М. Книповича. Результаты исследований, содержащие первичные данные и описание методов измерений, отражены в отчетах, опубликованных Н.М. Книповичем в 1926, 1932, 1938 гг. [Книпович, 1926; Книпович, 1938] и в гидрологическом справочнике Азовского моря, изданном в 1937 г. под редакцией Н.М. Книповича и Г.Р. Бергмана [Книпович,

Бергман, 1937]. В тот же период 1928–1932 гг. регулярные экспедиционные исследования выполнялись сотрудниками Азово-Черноморского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии (АзЧерНИРО). В послевоенный период (с 1946 г.) материалы экспедиционных исследований, проводимых АзЧерНИРО, публикуются в морских гидрометеорологических ежегодниках. В них систематизированы данные биологических, гидрологических и гидрохимических исследований, включающих измерения концентрации растворенных в морской воде фосфатов, азота, кремния, кислорода. Массивы экспедиционных наблюдений в Азовском море с 1961 г. стали выпускаться Гидрометеорологической обсерваторией Черного и Азовского морей, координировавшей все экспедиционные работы в Азовском море.

Основой для регулярного сбора данных о состоянии морской среды на стандартных гидрологических разрезах Азовского моря и сети гидрометеорологических станций явилось создание в 1936 г. Гидрометслужбы СССР. Сведения, полученные в ходе экспедиционных и прибрежных наблюдений, послужили информационной базой для создания ряда атласов, справочных пособий, опубликованных Государственным океанографическим институтом [Белов, Филиппов, 1978; Белов, Филиппов, 1980; Бронфман, 1964]. К концу 1980-х поступление ежедневной гидрометеорологической информации обеспечивалось данными прибрежных станций, отмеченных на рисунке 1.1.1, *а*. С 1958 г. выполнялись регулярные экспедиции по сбору океанографических и биологических данных на станциях, показанных на рисунке 1.1.1, *б*. Накопленные и систематизированные материалы экспедиционных гидрологических и гидрохимических наблюдений нашли отражение в многочисленных публикациях справочной литературы [Гидрометеорологический ... , 1962; Гидрометеорологические ... , 1986; Гидрометеорология ... , 1991].

Современная океанографическая информация о состоянии и пространственно-временных изменениях гидрологического, гидрохимического и биологического режимов Черного и Азовского морей обеспечивалась за счет

сбора данных наблюдений комплексных экспедиций «Черное море», проведенных в 2000–2002 гг. Во время этих экспедиций на НИС «Акванавт» исследовались гидрофизические, гидрохимические и биологические процессы северо-восточного сектора Черноморского бассейна [Комплексные ... , 2003].

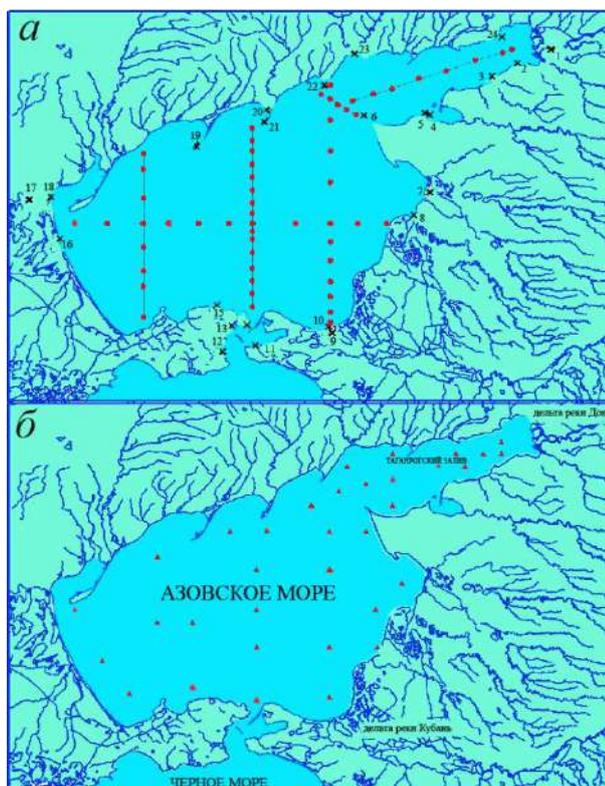


Рисунок 1.1.1 – Схема гидрологических разрезов и пункты расположения станций береговых наблюдений Гидрометеослужбы СССР (а): 1 – Азов; 2 – Очаковская коса; 3 – Маргаритово; 4 – Ейск порт; 5 – Ейск; 6 – Должанская; 7 – Ясенская переправа; 8 – Приморско-Ахтарск; 9 – Темрюк; 10 – Темрюк; 11 – Тамань; 12 – Заветное; 13 – Керчь; 14 – Опасное; 15 – Мысовое; 16 – Стрелковое; 17 – Чонгарский мост; 18 – Геническ; 19 – Обиточная коса; 20 – Бердянск; 21 – Бердянская коса; 22 – Белосарайская коса; 23 – Мариуполь; 24 – Таганрог; схема расположения станций АзЧер-НИРО (б) [Climatic Atlas of the Sea of Azov, 2006]

Информация о состоянии Азовского моря и его прибрежной экосистемы собрана Южным научным центром РАН (ЮНЦ РАН) в ходе морских экспедиций на научно-исследовательских судах (НИС) «Профессор Панов» и «Денеб» в 2003–

2008 гг. Материалы гидрологических съемок (планктонные, бентосные) на всей акватории Азовского моря получены с этих судов в результате 48 морских экспедиций с общим числом океанографических станций более 3500 (гидрологические и гидрохимические). На основе собственных многолетних исследований были построены карты батиметрии и донных отложений Азовского моря [Закономерности ..., 2006; Современные ..., 2015; Внутривековые флуктуации ..., 2008; Матишов Г.Г., Матишов Д.Г., 2013]. Продолжением сбора оперативной информации по состоянию морской среды и экосистемы Азовского моря явилось проведение морских экспедиций ЮНЦ РАН на НИС «Профессор Панов» и «Денеб» в 2006–2007 гг. (выполнено 10 экспедиций, обработаны результаты измерений с более чем 1500 океанографических станций). Визуализация полученных экспедиционных данных проводилась классическими методами литогеоморфологической интерполяции (карта донных отложений) с использованием методов геоинформационных технологий, основанных на обработке данных с помощью лицензионного пакета программ ArcGis 9.2 (интегральные показатели экологических индексов). Данные экспедиционных исследований легли в основу публикаций ЮНЦ РАН [Закономерности ..., 2006; Экологическое картирование ..., 2008; Внутривековые флуктуации ..., 2008; Матишов Г.Г., Матишов Д.Г., 2013; Современные ..., 2015]. В настоящее время банк океанографической информации Азовского моря включает около 76 тыс. гидрологических станций, выполненных за период 1891–2014 гг. На основании данных экспедиционных наблюдений начиная с 1914 г. накопленный практический материал о Черном и Азовском морях обобщен в ряде пособий и атласов, изданных СО ФГБУ «ГОИН» [Гидрометеорологические ... , 2009; Океанографический ... , 2009; Атлас льдов Черного и Азовского морей, 2016].

Научные результаты экспедиционных исследований, проводимых ЮНЦ РАН и Институтом аридных зон ЮНЦ РАН в Черном, Азовском и Каспийском морях, приводятся в работах академика Г.Г. Матишова, Ю.И. Инжебейкина, С.В. Бердникова [Инжебейкин, 2011; Матишов, Инжебейкин, 2009; Матишов, Чикин, 2012; Матишов, Гаргопа, Чикин, 2012; Матишов, Инжебейкин, Савицкий,

2013; Ледовый режим ..., 2014]. В работе [Инжебейкин, Матишов, 2012] дано подробное описание береговых захваченных волн, выявленных на северо-восточном шельфе Черного моря, которые могут сыграть значительную роль в изменениях поверхностной температуры и солености воды, а также морских течений. На основании результатов совместных исследований Мурманского морского биологического института, ЮНЦ РАН и Лаборатории климата океана Национального центра океанографических данных НОАА (США) был издан Климатический атлас Азовского моря 2006 [Climatic Atlas of the Sea of Azov, 2006]. Он составил основу базы океанографических данных о температуре и солености морской воды, собранных специалистами различных мореведческих организаций в Азовском море и прилегающей к нему части Черного за период 1913–2004 гг. Климатический атлас Азовского моря, включающий свыше 14 тыс. морских и береговых станций [Climatic Atlas of the Sea of Azov, 2006], стал главным источником цифровых данных для построения климатических карт Азовского моря и был продолжен в новой версии базы данных, представленной в Климатическом атласе Азовского моря в 2008 г. [Climatic Atlas of the Sea of Azov, 2008], по данным наблюдений на береговых постах за период 1891–2006 гг.

На основании многолетних наблюдений сделаны выводы о характере колебаний уровня Азовского моря. Сгонные и нагонные изменения уровня Азовского моря происходят чаще всего осенью и весной при преобладающих здесь восточных, северо-восточных, западных и юго-западных ветрах, совпадающих с направлением наибольшей протяженности моря [Гидрометеорология ..., 1991]. В таблице 1.1.1 приведены экстремальные характеристики колебаний уровня по данным береговой сети гидрометеорологических станций [Гидрометеорологический ..., 1962]. Как видно из приведенных в таблице 1.1.1 данных, подъемы уровня более чем на 2 м относительно нулевых отметок возможны на ст. Геническ, Таганрог и Темрюк. В свою очередь, падения уровня более чем на 2,5 м имеют место на ст. Таганрог и Ейск. Максимальный размах колебаний на большинстве станций превышает 3 м, на ст. Таганрог – 6 м. Поскольку сгонно-нагонные изменения уровня имеют вид сейши с одной узловой

линией, проходящей примерно через центр моря, то наименьшие амплитуды колебаний наблюдаются вблизи узловой линии на ст. Бердянск, наибольшие – в отдаленных пунктах на ст. Геническ, Ейск, Таганрог.

Таблица 1.1.1 – Наблюдаемые значения колебания уровня Азовского моря (см)

Пункт	Период наблюдений (гг.)	Максимальный уровень	Минимальный уровень	Величина колебаний уровня
Бердянск, порт	1923–2001	84	–112	196
Геническ, портовый пункт	1878–2001	225	–187	412
Ейск, порт	1915–1998	151	–287	438
Мариуполь, порт	1923–2001	128	–121	249
Приморско-Ахтарск, портовый пункт	1916–1998	188	–175	363
Таганрог, порт	1882–1998	251	–358	609
Темрюк, порт	1910–1998	316	–84	400

Течения в Азовском море в основном зависят от ветра. Большая изменчивость течений является следствием неустойчивости ветрового режима, мелководности моря и его сравнительно небольшой площади. Преобладающими ветрами в холодный период года являются ветры северо-восточного и восточного направлений, а в теплый – юго-западного и западного направлений. Если этот ветер продолжается довольно долго и у косы Арабатская Стрелка возникает нагон воды,

в акватории моря формируются две различные системы течений (рисунок 1.1.2). При слабых и переменных ветрах циркуляция вод нарушается, и течения становятся хаотическими. В Керченском проливе течение обычно направлено из Азовского моря в Черное и реже – наоборот. Преобладающая скорость течений в Азовском море (таблица 1.1.2) 0,1–0,2 м/с, максимальная 0,5–0,8 м/с. В период действия сильных и продолжительных ветров скорость течений достигает 0,9 м/с.

Таблица 1.1.2 – Наблюдаемые значения скорости поверхностных течений Азовского моря при различных направлениях ветра (м/с)

Скорость ветра, м/с	Направление ветра							
	С	С-В	В	Ю-В	Ю	Ю-З	З	С-З
5–10	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1
10–15	0,3	0,5	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4
15–20	0,7	0,9	0,9	0,6	0,6	0,8	0,8	0,6

В узких местах Керченского пролива при штормовых нагонных ветрах (таблица 1.1.3) скорость течений увеличивается до 1,4 м/с.

Таблица 1.1.3 – Наибольшие значения наблюдаемой скорости течений на различных участках Керченского пролива (м/с)

Район	Течение	
	Азовское	Черноморское
Еникальское колено	1,2	1,4
Павловское колено	1,2	1,0

При этом повторяемость Азовского и Черноморского течений составляет 62% и 38% соответственно [Белов, Филиппов, 1978; Гидрометеорологический ... , 1962; Лоция Азовского моря]. Когда над всем морем скорость северо-восточного

ветра одинакова или в северной части моря она больше, чем в южной, в западной части моря наблюдается циркуляция против часовой стрелки. Если скорость северо-восточного ветра в южной области моря больше, чем в северной, то в северной части циркуляция направлена по часовой стрелке (рисунок 1.1.2) [Черкесов, Шульга, 2017]. В начальный период действия умеренного северо-восточного ветра направление течений совпадает с направлением ветра на всей акватории моря.

Как следует из рисунка 1.1.2, в центральной части моря наблюдается циркуляция вод против часовой стрелки. Если скорость юго-западного ветра в северной части моря больше, чем в южной, то в его центральной части циркуляция вод происходит по часовой стрелке.

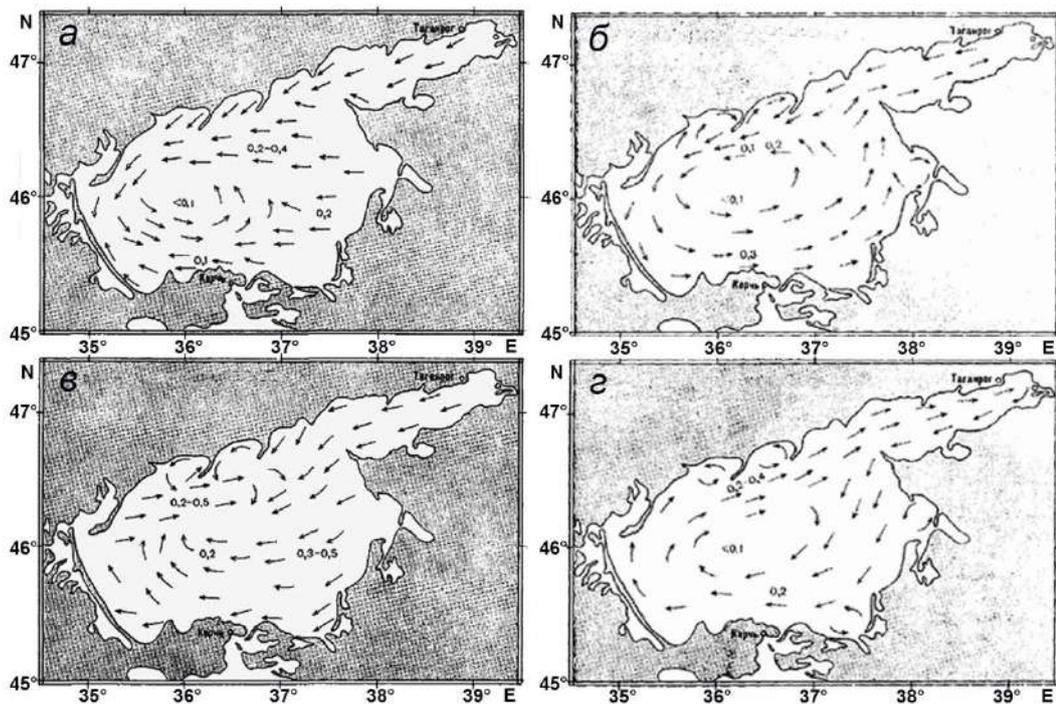


Рисунок 1.1.2 – Схема поверхностных течений (м/с) в Азовском море по данным наблюдений при умеренных северо-восточных (а), юго-западных (б), восточных (в) и западных (г) ветрах [Люция Азовского моря]

Необходимость получения оперативных прогнозов экстремальных повышений уровня в связи с ограниченным числом прибрежных гидрометеостанций и наблюдений на них обусловила применение численного

моделирования как существенного инструмента исследований. В настоящее время в численных расчетах применяются гидродинамические трехмерные нелинейные численные модели, которые более точно воспроизводят циркуляцию вод в морских бассейнах. В основном эти исследования, известные по работам [Марчук, Саркисян, 1988; Дашкевич, Бердников, 2008; Демышев, Кныш, Коротаев, 2002; Stanev, 2005; Oguz, Malanotte-Rizzoli, 1996; Коротенко, Дитрих, Боуман, 2003; Залесный, Гусев, Мошонкин, 2013; Марчук, Мошкалев, 2014], относятся к бассейну Черного моря. Менее изучена динамическая структура лиманов, бухт и озер, расположенных вдоль побережья Черного и Азовского морей, в частности самого большого залива Сиваш.

Достаточно большое количество работ посвящено экспериментальным и теоретическим исследованиям физических процессов в Азовском море. Так, сгонно-нагонные колебания уровня моря по данным многолетних наблюдений анализируются в работах [Овсиенко, 1972; Овсиенко, 1973; Альтман, 1975; Альтман, 1976; Скриптунов, 1978; Абузьяров, 1981; Особенности циркуляции ... , 1998; Михайлова, Шапиро, Ющенко, 1999; Абузьяров, 2013]. Прогностическое направление, основанное на определении эмпирических зависимостей между колебаниями уровня Азовского моря и метеорологическими факторами, получило развитие в работах [Каракаш, 1939; Аксенов, 1955; Гидродинамика ... , 1970; Шереметевская, 1977; Расчет переноса ... , 1999]. В этих работах на основании материалов экспедиций выявлены особенности гидрометеорологического режима Азовского моря и антропогенной нагрузки на него. Результаты анализа с использованием статистических методов краткосрочных прогнозов неперiodических колебаний уровня Азовского моря приведены в работах [Герман, 1970; Герман, 1971]. В этих исследованиях, базирующихся на результатах наблюдений и эмпирических методах расчета, особое внимание уделяется проблеме водообмена между Черным и Азовским морями.

В работе [Бронфман, 1964], одной из немногих публикаций, анализирующей вопросы циркуляции вод и течений Азовского моря, на основе эмпирических материалов приведены особенности циркуляции вод в Таганрогском заливе при

нагонах и сгонах. Большинство опубликованных результатов анализа динамических процессов в Азовском море базируется на данных численного моделирования, выполненного с использованием существующих численных моделей, которые можно разделить на два класса: двумерные линейные и трехмерные нелинейные модели, основанные на уравнениях мелкой воды [Вольцингер, Пясковский, 1968; Вольцингер, 1985, Вольцингер, Клеванный, Пелиновский, 1989, Диденкулова, Куркин, Пелиновский, 2007; Шамин, 2008; Режимы динамики загрязнений ... , 2011].

Анализу результатов моделирования динамических процессов в Азовском море посвящен ряд работ [Филиппов, 1970; Филиппов, 1975; Белов, Филиппов, 1978; Белов, Филиппов, 1980; Белов, 1987]. Здесь впервые на основе линейных двумерных моделей изучены основные характеристики ветровых течений, сгонно-нагонных процессов для типовых стационарных полей ветра. Моделирование циркуляции нестационарных движений на основе двухмерных линейных уравнений теории длинных волн для однородной жидкости проведено в работах [Овсиенко, 1972].

Из недавних публикаций по моделированию циркуляции можно отметить работы, в которых применялись также двумерные линейные модели мелкой воды. В работе [Коновалов, Манилюк, Черкесов, 2000] с использованием двумерных уравнений мелкой воды анализируется генерация длинноволновых возмущений, вызванных прохождением циклонов над Азовским морем. В работах [Матишов Г.Г., Матишов Д.Г., Инжебейкин, 2008; Матишов, Савицкий, Инжебейкин, 2008; Матишов, Инжебейкин, Савицкий, 2013] в рамках теории длинных волн на основании результатов двумерного моделирования исследуются свободные колебания уровня Азовского моря. На основе математического моделирования и данных наблюдений анализируется механизм формирования кратковременных наводнений и экстремальных течений, часто наблюдаемых в отдельных районах побережья Азовского моря и приводящих иногда к человеческим жертвам и материальному ущербу [Черкесов, Шульга, 2017; Исследование влияния ... , 2017]. В работе [Инжебейкин, 2011] выделены районы

побережья, в которых может действовать подобный механизм формирования наводнений и экстремальных течений.

На основании метода конечных элементов в работе [Букатов, Завьялов, Соломаха, 2006] в линейном приближении решена задача о сгонно-нагонных колебаниях в Азовском море при воздействии постоянного ветра. Ряд работ [Фомин, 2002; Фомин, Черкесов, 2006] посвящен изучению стационарных течений в Азовском море с использованием трехмерной нелинейной модели динамики течений. В этих работах исследование волн и течений в Азовском море под действием стационарного и однородного по пространству ветра проведено с использованием трехмерной нелинейной сигма-координатной модели.

Из современных публикаций по моделированию циркуляции выделяются численные исследования, проведенные в работах [Шабас, Чикин, 2001; Чикин, 2001; Чикин, Шабас, Сидиропуло, 2008; Чикин, Двухслойная математическая модель ... , 2009; Чикин, Математическая модель ... , 2009; Чикин, Бирюков, 2010], в которых применялись трехмерные нелинейные модели мелкой воды для изучения стационарных движений и переноса примесей. В этих исследованиях получена схема поверхностных и придонных течений и выявлены наиболее характерные особенности циркуляции в зависимости от направления и скорости ветра. С помощью двухслойной математической модели и по материалам ежедневных гидрометеорологических наблюдений на береговой базе Южного научного центра РАН в период с 20 по 26 марта 2013 г. проведено восстановление картины аномального затопления дельты Дона [Моделирование ... , 2014].

По трехмерному моделированию течений в Азовском море и Керченском проливе известны работы, основанные на анализе результатов, полученных с помощью двухслойной модели гидродинамики с применением равномерных прямоугольных сеток, использующей уравнения мелкой воды для верхнего слоя и трехмерные уравнения движения вязкой несжимаемой жидкости в нижнем слое [Матишов, Чикин, 2012; Матишов, 2015]. С помощью указанной модели при отсутствии фоновых стационарных течений получены картины течений при различных ветровых ситуациях, а также исследовано влияние наличия или

отсутствия дамбы вдоль Тузлинской косы на течения в центральной части Керченского пролива. На основании результатов моделирования и по материалам ежедневных гидрометеорологических наблюдений на береговой базе Южного научного центра РАН проведено восстановление картины аномальных явлений в Керченском проливе [Матишов, Бердников, 2015].

Изучению сгонно-нагонных явлений и течений Азовского моря без учета Керченского пролива посвящены работы [Иванов, Черкесов, Шульга, 2012; Иванов, Черкесов, Шульга, 2014], в которых с помощью трехмерной гидродинамической σ -координатной модели ROM, адаптированной к району Азовского моря [Фомин, 2002], выявлены особенности формирования полей уровня моря и течений, генерируемых различными полями ветра.

Экологическое состояние морских бассейнов и их биологическая продуктивность непосредственно связаны с поступлением в морскую среду загрязняющих органических и неорганических веществ. Имеется ряд работ по исследованию эволюции примеси в Азовском море [Расчет переноса ... , 1999; Шабас, Чикин, 2001]. Генератором движения водной среды в этих исследованиях принимается либо постоянный, либо усредненный на определенных промежутках времени ветер. Новейшие результаты исследований океанологических процессов в Азовском море представлены в цикле работ Г.Г. Матишова [Современные опасные экзогенные процессы ..., 2015]. В работе представлены закономерности многолетних изменений океанологического режима, обусловленные климатическими воздействиями и антропогенными факторами. Изучены изменения биопродуктивности Азовского моря, дана гидроэкологическая оценка предельно допустимых преобразований стока рек.

Подводя итог, можно говорить о том, что с каждым годом интерес к проблеме прогноза экологического состояния Азовского моря растет. Большинство существующих подходов к обработке данных измерений позволяют выполнять анализ состояния акватории Азовского моря лишь по однонаправленным данным, характеризующим текущее состояние морской среды. Для получения прогнозов и имитации процессов, которые нельзя непосредственно наблюдать, целесообразно

проводить численные эксперименты с использованием современных гидродинамических моделей. И, возможно, самое главное – результаты численного моделирования интерполируют между редкими наблюдениями за океаном, проведенными с кораблей, дрейфтеров и спутников.

Численные модели в целом можно разделить на две группы: физические (механистические) и имитационные. Первые – это упрощенные модели, дающие представление о физических механизмах, влияющих на морскую среду. Имитационные модели используются для расчета циркуляции бассейнов с реалистичным морским дном. С их помощью можно рассчитывать, а также прогнозировать течения в море, использующиеся в них алгебраические аппроксимации дифференциальных уравнений позволяют учитывать влияние вязкости и нелинейной динамики течений. Модели такого типа требуют адаптации – настройки параметров для моделирования в реальных морских водоемах, имеющих свои уникальные гидродинамические и географические особенности.

Кроме этого, в настоящее время большой теоретический и практический интерес имеет совместное моделирование течений и волнения. В силу тесной связи этих процессов возникает необходимость построения совместных моделей (*coupling models*), учитывающих механизмы взаимодействия между ними. При численной реализации таких моделей возникает сложность, связанная с несоизмеримостью пространственно-временных масштабов течений и ветрового волнения, что существенно затрудняет моделирование в рамках единой системы уравнений Навье – Стокса. Альтернативный подход заключается в совместном использовании адаптированной имитационной модели с дополнительными упрощенными программными модулями, отвечающими региональным особенностям изучаемого бассейна и решающими вспомогательные задачи (перенос и распространение взвешенных веществ, усвоение данных спутниковых и *in situ* наблюдений). Последние можно реализовывать с тем же или близким пространственно-временным разрешением, что и модель течений.

Это дает возможность проводить совместные расчеты с приемлемыми затратами вычислительных ресурсов.

1.2. Трехмерная гидродинамическая модель

Численное исследование циркуляции вод в бассейне с указанной топографией дна и обширными мелководными районами основано на применении современной, достаточно известной трехмерной сигма-координатной гидродинамической модели POM, код которой находится в открытом доступе (<http://www.ccpo.odu.edu/POMWEB>). Модель POM, предложенная в [Blumberg, Mellor, 1987], является моделью циркуляции океана, реализующей решение системы примитивных уравнений гидродинамики, записанных в приближениях несжимаемости, гидростатики и Буссинеска. Для несжимаемой стратифицированной жидкости в приближении Буссинеска уравнения движения в декартовой системе координат с учетом вращения Земли с угловой скоростью Ω , вязкости и диффузии имеют вид [Каменкович, 1973; Монин, 1978; Миропольский, 1981; Гольдштейн, Городцов, 2000]:

$$\mathbf{u}_t + (\mathbf{u}\nabla)\mathbf{u} = -\nabla P + \nu\nabla^2\mathbf{u} + S\mathbf{g} - 2\Omega \times \mathbf{u}, \quad (1.2.1)$$

$$S_t + (\mathbf{u}\nabla)S = k\Delta S, \quad (1.2.2)$$

$$\operatorname{div} \mathbf{u} = 0, \quad (1.2.3)$$

здесь $\mathbf{u} = (u, v, w)$ – скорость; u, v, w – проекции скорости по осям x, y, z соответственно; S – концентрация примеси; P – давление, отнесенное к единичной плотности; $\Omega = \Omega\mathbf{e}_z$ – угловая скорость вращения Земли, где Ω – угловая скорость вращения Земли с учетом годового вращения вокруг Солнца, $\Omega \times \mathbf{u} = \Omega(-\mathbf{e}_x v + \mathbf{e}_y u)$; $\mathbf{e} = (\mathbf{e}_x, \mathbf{e}_y, \mathbf{e}_z)$ – направляющие орты декартовой системы координат; g – ускорение

свободного падения; ν и k – коэффициенты кинематической вязкости и диффузии соответственно.

В этой модели для интегрирования баротропного (внешнего) и бароклинного (внутреннего) режимов на соответствующих временных шагах применяется вычислительная схема расщепления, чтобы уменьшить время вычисления. Основываясь на предположении гидростатического равновесия, нелинейные уравнения движения однородной вязкой несжимаемой жидкости в приближении теории мелкой воды в декартовых координатах выражаются следующим образом [Blumberg, Mellor, 1987]:

$$\nabla \cdot \mathbf{U} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (1.2.4)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla u + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial u}{\partial z} \right) + A_x, \quad (1.2.5)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla v + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial v}{\partial z} \right) + A_y, \quad (1.2.6)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} + g\rho = 0. \quad (1.2.7)$$

В этих уравнениях z – вертикальная координата по глубине; ось x направлена на восток, y – на север; $\zeta = \zeta(x, y, t)$ – отклонение уровня моря от его невозмущенного состояния; t – время; $\mathbf{U} = (u, v)$ – вектор горизонтальной скорости;

$\nabla = \left\{ \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right\}$ – векторный дифференциальный горизонтальный оператор;

ρ – плотность воды; $\rho_0 = \frac{1}{\zeta + H} \int_{-H}^{\zeta} \rho dz$ – средняя плотность воды по глубине;

$f=2\Omega\sin\phi$ – параметр Кориолиса, ϕ – географическая широта; $P(x, y, z, t)$ – давление на глубине z на основании интегрирования (1.2.7) по вертикали: $P(x, y, z, t) = P_{\text{atm}} + g\rho_0(\zeta - z)$, $P_{\text{atm}} = 1013,25$ гПа – стандартное атмосферное давление при температуре 0°C на широте 45° ; K_M – коэффициент вертикальной турбулентной вязкости, при параметризации которого применялась дифференциальная модель Меллора – Ямады [Mellor, Yamada, 1982].

Слагаемые A_x и A_y в уравнениях (1.2.5) и (1.2.6) определяют горизонтальную вязкость:

$$\begin{aligned} A_x &= \frac{\partial}{\partial x} \left(2A_M \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_M \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right), \\ A_y &= \frac{\partial}{\partial y} \left(2A_M \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(A_M \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right), \end{aligned} \quad (1.2.8)$$

где $A_M(x, y, z, t)$ – коэффициент турбулентной вязкости (≥ 10 м²/с), зависящий от горизонтальных градиентов скорости, вычисляемый с помощью формулы Смагоринского [Smagorinsky, 1963]:

$$A_M = \alpha \Delta x \Delta y \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2}. \quad (1.2.9)$$

Здесь Δx , Δy – размер модельной сетки в направлении осей x и y соответственно, α – некоторая константа горизонтального смешивания, принимающая значения от 0,10 до 0,20. При калибровке модели для Азовского моря использовано значение $\alpha = 0,10$. Использование формулы Смагоринского позволяет при моделировании подстраиваться под изменения разрешения сетки модели и значения градиентов скорости. Например, применение более точного размера решетки уменьшает потребность в расчете горизонтальной диффузии, потому что, как упомянуто в [Blumberg, Mellor, 1987], горизонтальная адвекция с последующим вертикальным смешиванием эффективно действует как горизонтальная диффузия.

Для решения проблемы турбулентного замыкания в модели РОМ используется схема замыкания Меллора – Ямады уровня 2,5, являющаяся упрощенной версией более общей модели турбулентного замыкания уровня 4. Эта параметризация, основанная на теории мелкомасштабной локально однородной турбулентности Колмогорова (подробности о разработке и предположениях в [Mellor, Yamada, 1974; Mellor, Yamada, 1982]), строится на уравнении турбулентной кинетической энергии, в правую часть которого входят члены, зависящие от вертикальных градиентов ветра и потенциальной температуры. Схема замыкания основана на решении двух дополнительных уравнений в частных производных (1.2.10) и (1.2.11) для определения кинетической энергии турбулентности $q^2/2$ и макромасштаба турбулентности l :

$$\begin{aligned} \frac{dq^2}{dt} = & \frac{\partial}{\partial x} \left(K_V \frac{\partial q^2}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_V \frac{\partial q^2}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial q^2}{\partial z} \right) + \\ & + 2 \left[A_V \left(\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right) + K_V \frac{g}{\rho_0} - \frac{q^3}{B_1 l} \right], \end{aligned} \quad (1.2.10)$$

$$\begin{aligned} \frac{dq^2 l}{dt} = & \frac{\partial}{\partial x} \left(K_V \frac{\partial q^2 l}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_V \frac{\partial q^2 l}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial q^2 l}{\partial z} \right) + \\ & + l E_1 A_V \left(\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right) + K_V \frac{E_1 g}{\rho_0} - \frac{q^3}{B_1} \left(1 + E_2 \frac{l}{kL} \right). \end{aligned} \quad (1.2.11)$$

Здесь $k = 0,4$ – постоянная Кармана; $L^{-1} = (\zeta - z)^{-1} + (H - z)^{-1}$ – масштаб расстояния до твердой поверхности; $1 + E_2(l/kL)$ – функция близости к боковой стене бассейна; $E_1 = 1,8$; $E_2 = 1,33$. Расчет коэффициентов вертикальной кинематической вязкости и турбулентной диффузии (K_V , A_V и K_M) выполняется в соответствии с полуэмпирической моделью [Mellor, Yamada, 1982]. Эти коэффициенты определены как функции кинетической энергии турбулентности $q^2/2$ и макромасштаба турбулентности l :

$$K_V = qLS_K, \quad A_V = qLS_A, \quad K_M = qLS_M. \quad (1.2.12)$$

Здесь S_K , S_A и S_M – функции устойчивости, аналитически полученные из гипотез замыкания, обобщенных Меллором и Ямадой [Mellor, Yamada, 1982]:

$$S_K = \frac{A_2(1-6A_1/B_1)}{1-3A_2G_H(B_2+6A_1)}, \quad (1.2.13)$$

$$S_A = \frac{B_1^{-1/3} - 3A_1A_2G_H[(B_2-3A_2)(1-6A_1/B_1) - 3C_1(B_2+6A_1)]}{[1-3A_2G_H(B_2+6A_1)](1-9A_1A_2G_H)}, \quad (1.2.14)$$

$$S_M = 0,20, \quad (1.2.15)$$

$$G_H = \left(\frac{l}{q}\right)^2 \frac{g}{\rho_0} \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{1}{c_s^2} \frac{\partial P}{\partial z}\right), \quad (1.2.16)$$

где G_H – число Ричардсона; пять констант в выражениях (1.2.13), (1.2.14) оцениваются по нейтральным однородным и близким к поверхностным данным турбулентности $A_1 = 0,92$; $A_2 = 0,74$; $B_1 = 16,6$; $B_2 = 10,1$; $C_1 = 0,08$; c_s^2 в формуле (1.2.16) – скорость звука в квадрате. Функции устойчивости ограничиваются бесконечностью, поскольку G_H приближается к значению 0,0288 – большему, чем ожидается в природе. В модели вертикальный градиент давления вычисляется из гидростатического отношения, но здесь плотность принимается постоянной, согласующейся с определением давления $\partial P/\partial z = -\rho_0 g$.

Граничные условия на свободной поверхности $\zeta = \zeta(x, y, t)$ имеют вид:

$$w|_{z=\zeta} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y}, \quad K_M \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z}\right)\Big|_{z=\zeta} = (\tau_{0x}, \tau_{0y}), \quad q^2|_{z=\zeta} = B_1^{\frac{2}{3}} \mathbf{U}_0^2, \quad l|_{z=\zeta} = 0, \quad (1.2.17)$$

где $\mathbf{U}_0 = \{u_0, v_0\}$ – скорость в приповерхностном слое моря; $\tau_{0x} = \rho_a C_a^i W_x |\mathbf{W}|$ и $\tau_{0y} = \rho_a C_a^i W_y |\mathbf{W}|$ – проекции касательных напряжений ветра;

$\mathbf{W} = \{W_x, W_y\}$ – вектор скорости приводного ветра на высоте 10 м над уровнем моря [Blumberg, Mellor, 1987]; ρ_a – плотность воздуха в стандартных атмосферных условиях; C_a^i ($i = 1, \dots, 4$) – коэффициент поверхностного трения, зависящий от скорости ветра, который может быть рассчитан на основании ряда эмпирических формул, предложенных различными авторами [Large, Pond, 1981; Pond, 1981; Hsu, 1986].

Граничные условия на дне $z = H(x, y)$ удовлетворяют равенству нулю нормальной составляющей скорости, а придонные касательные напряжения связаны со скоростью квадратичной зависимостью [Blumberg, Mellor, 1987]:

$$\left(w + u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y}\right) \Big|_{z=-H} = 0, K_M \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z}\right) \Big|_{z=-H} = (\tau_{1x}, \tau_{1y}), q^2 \Big|_{z=-H} = B_1^{\frac{2}{3}} \mathbf{U}_b^2, l \Big|_{z=-H} = 0, \quad (1.2.18)$$

где $\mathbf{U}_b = \{u_b, v_b\}$ – скорость течения в ближайшей ко дну точке модельной сетки бассейна; $\tau_{1x} = \rho_0 c_b u_b |\mathbf{U}_b|$; $\tau_{1y} = \rho_0 c_b v_b |\mathbf{U}_b|$ – параметризация напряжения трения о дно; c_b – коэффициент донного трения, определяемый как максимум между значением, вычисленным в соответствии со стандартной логарифмической зависимостью, и значением, равным 0,0025 [Blumberg, Mellor, 1987]:

$$c_b = \max \left[k^2 \left(\ln \frac{H + z_b}{z_0} \right)^{-2}; 0,0025 \right], \quad (1.2.19)$$

где z_b – первая ближайшая ко дну точка сетки бассейна; $z_0 = 0,003$ м – параметр шероховатости, характеризующий гидродинамические свойства подстилающей донной поверхности. Значения z_0 в (1.2.19) определяются с помощью теории Гранта – Мадсена [Grant, Madsen, 1979], описывающей механизм влияния волн на течения в придонном пограничном слое. В начальный момент времени $t = 0$ движение жидкости отсутствует, свободная поверхность горизонтальна:

$$u(x, y, z, t) = v(x, y, z, t) = w(x, y, z, t) = \zeta(x, y, z, t) = 0. \quad (1.2.20)$$

Для решения задачи о переносе и рассеивании примеси система уравнений движения жидкости (1.2.4) – (1.2.7) дополняется трехмерным уравнением переноса и диффузии (1.2.21). Концентрация примеси задается функцией $C = C(x, y, z, t)$, зависящей от координат и времени. В предположении, что примесь нейтральной плавучести состоит из частиц одного типа, уравнение эволюции имеет вид [Blumberg, Mellor, 1987; Yang, Hamrick, 2003]

$$\frac{dC}{dt} = \frac{\partial}{\partial x} \left(A_H \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_H \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial C}{\partial z} \right). \quad (1.2.21)$$

Здесь A_H – коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии; K_H – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии. Граничные условия для уравнений движения (1.2.17) и (1.2.18) дополняются условиями отсутствия потока примеси: на свободной поверхности выполняется условие $\left(K_H \frac{\partial C}{\partial \mathbf{n}} \right) \Big|_{z=\zeta} = 0$; в придонном слое – $\left(K_H \frac{\partial C}{\partial \mathbf{n}} \right) \Big|_{z=-H} = 0$, на боковых границах – $\left(A_H \frac{\partial C}{\partial \mathbf{n}} \right) \Big|_S = 0$.

Модель POM разработана для проведения расчетов в мелководных морских бассейнах со сложной береговым рельефом, требующих использования координат, неравномерно распределенных по глубине (сигма-координат). В этой модели в качестве вертикальной переменной используется безразмерная координата $\sigma \in [0, 1]$, задающаяся соотношением

$$\sigma = \frac{z - \zeta(x, y, t)}{H(x, y) + \zeta(x, y, t)}, \quad (1.2.22)$$

$H = H(x, y)$ – глубина моря в состоянии покоя. В исходных уравнениях (1.2.4) – (1.2.7), граничных условиях (1.2.17), (1.2.18) и начальных условиях (1.2.20) осуществляется переход от координаты z к σ -координате [Blumberg, Mellor, 1987].

При переходе к новой системе уравнения гидродинамики океана, использующие приближения Буссинеска и гидростатики, переписываются так:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial(Du)}{\partial x} + \frac{\partial(Dv)}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial \sigma} = 0, \quad (1.2.23)$$

$$\frac{\partial(Du)}{\partial t} + Au - fvD + gD \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{D}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + DF_x, \quad (1.2.24)$$

$$\frac{\partial(Dv)}{\partial t} + Av + fuD + gD \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{D}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + DF_y, \quad (1.2.25)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} + g\rho = 0. \quad (1.2.26)$$

Здесь W – Лагранжева скорость жидкости на σ -слое; w – Эйлера скорость жидкости; $D = H + \zeta$ – динамическая глубина моря в точке (x, y) , позволяющая переписать (1.2.22) как $D\sigma = z - \zeta$; A – оператор переноса, входящий в состав полной производной компонент скорости в (1.2.23) и (1.2.24), раскрывается так: $A\Psi = \frac{\partial(uD\Psi)}{\partial x} + \frac{\partial(vD\Psi)}{\partial y} + \frac{\partial(WD\Psi)}{\partial \sigma}$. Слагаемые F_x , F_y , параметризующие горизонтальную турбулентную вязкость и диффузию, имеют вид

$$\begin{aligned} DF_x &= \frac{\partial}{\partial x} \left(2A_M D \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_M D \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right], \\ DF_y &= \frac{\partial}{\partial x} \left[A_M D \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left(2A_M D \frac{\partial v}{\partial y} \right). \end{aligned} \quad (1.2.27)$$

Система уравнений (1.2.23) – (1.2.26) решается при следующих граничных условиях по вертикальной координате:

$$\omega|_{\sigma=0} = 0, \quad \frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) = \frac{1}{\rho} (\tau_{0x}, \tau_{0y}), \quad (1.2.28)$$

$$\omega|_{\sigma=-1} = 0, \quad \frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) = \frac{1}{\rho} (\tau_{1x}, \tau_{1y}). \quad (1.2.29)$$

Для повышения скорости численных расчетов преобразованные уравнения (1.2.23) – (1.2.25) представляются в виде двух систем. Первая система уравнений описывает баротропную компоненту решения (осредненные по глубине горизонтальные компоненты скорости течений и уровень), вторая – отклонения горизонтальных компонент скорости от соответствующих осредненных компонент и вертикальную скорость. Следовательно, горизонтальная скорость \mathbf{U} представляется в виде суммы, не зависящей от глубины, компонент $\bar{\mathbf{U}}$ (баротропной составляющей) и \mathbf{U}' (бароклиной составляющей):

$$\mathbf{U} = \bar{\mathbf{U}}(x, y, t) + \mathbf{U}'(x, y, \sigma, t). \quad (1.2.30)$$

Оператор переноса (A) аппроксимируется с помощью *TVD*-схемы (Total Variation Diminishing) [Pietrzak, 1998; Yang, Hamrick, 2003], линейная комбинация схемы направленных разностей и схемы Лакса – Вендроффа, пространственная дискретизация уравнений выполняется на *C*-сетке.

Интегрирование полученных систем уравнений выполняется с использованием разностных схем, где двумерные вертикально интегрированные уравнения движения (т. е. баротропная мода) решаются с использованием короткого временного шага (Δt_A) для описания быстро движущихся баротропных волн, а трехмерные уравнения импульса (т. е. бароклиная мода) решаются с использованием более длительного временного шага (Δt). Этот метод расщепления является общим для многих моделей океана со свободной поверхностью, поскольку он более эффективен, чем решение трехмерных уравнений с коротким временным шагом, требуемым условием устойчивости Куранта – Фридрихса – Леви (CFL) [Courant, Friedrichs, Lewy, 1967].

Для баротропного и бароклиного режимов условия вычислительной устойчивости имеют вид

$$\Delta t_A = \frac{1}{C_t} \left(\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right)^{-1/2}, \quad (1.2.31)$$

$$\Delta t \leq \frac{1}{C_T} \left(\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right)^{-1/2}, \quad (1.2.32)$$

где $C_t = 2(gH_{\max})^{1/2} + U_{1\max}$; $C_T = 2C + U_{2\max}$; $U_{1\max}$ и $U_{2\max}$ – максимальные скорости адвективного переноса; Δx и Δy – шаги сетки по направлению осей x и y ; H_{\max} – максимальная глубина бассейна; C – максимальная внутренняя скорость гравитационной волны, обычно порядка 2 м/с. Дополнительные сведения о чувствительности модели РОМ к временным шагам приведены в [Ezer, Arango, Shcheretkin, 2002], где рекомендуемое соотношение между внутренним и внешним временными шагами $\Delta t/\Delta t_A$ составляет около 20–80.

1.3. Адаптация гидродинамической модели РОМ к бассейну Азовского моря

Для применения описанной гидродинамической модели к мелководному бассейну, которым является Азовское море, нам пришлось провести определенную работу по ее адаптации. В первую очередь, это связано с учетом реальной батиметрии Азовского бассейна. Массив глубин Азовского моря, снятый с навигационных карт и заданный в стандартной географической системе координат, переводится на модельную область внутри расчетного блока модели путем пространственной интерполяции. Керченский пролив узкий, поэтому мы рассматривали два типа рельефа дна (рисунок 1.3.1). Первый модельный бассейн Азовского моря – замкнутый, рисунок 1.3.1, справа. Второй – включает Азовское море и Керченский пролив с жидкой границей на северном входе в пролив, рисунок 1.3.1, слева.

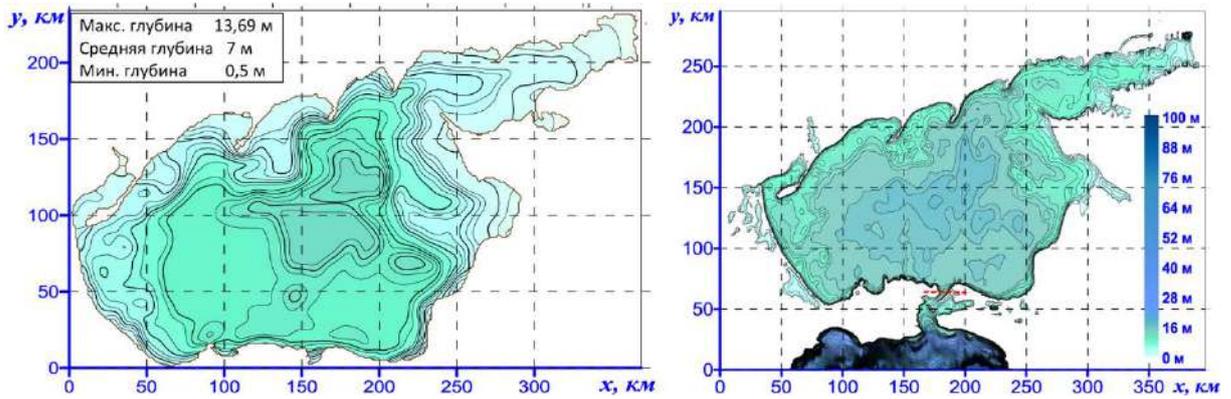


Рисунок 1.3.1 – Модельная батиметрическая сетка Азовского моря (м): слева – без учета расхода воды через Керченский пролив; справа – с условием свободного прохождения жидкости через Керченский пролив

В одном из вариантов модельной сетки жидкая граница проходит вдоль $45,4^\circ$ с. ш. ($177 \leq x \leq 192$ км, $y = 62$ км), пунктирная красная линия на рисунке 1.3.1, справа. В другом – граница проходит вдоль акватории Черного моря на разрезе $44,81^\circ$ с. ш. ($60 \leq x \leq 240$ км, $y = 0$) (ось x на рисунке 1.3.1, справа). Моделирование выполняется без учета притока и оттока речных вод из Азовского бассейна. В этом случае на границах бассейна выполняется условие отсутствия потока жидкости, перпендикулярного боковым границам ($\partial U_n / \partial \mathbf{n} = 0$), и равенство нулю касательных напряжений ($U_\tau = 0$), где \mathbf{n} и $\boldsymbol{\tau}$ – векторы, указывающие нормальное и касательное направления [Черкесов, Иванов, Хартиев, 1992; Blumberg, Mellor, 1987].

Описанные выше батиметрические сетки (рисунок 1.3.1) основаны на диаграммах с поликоническими проекциями. Преобразование географических координат (широты и долготы) в координаты сетки (x и y) и наоборот выполняется с использованием точных формул поликонической проекции, но эти формулы сложны и вычисления по ним даже с помощью компьютера отнимают много времени. Формулы преобразования координат с достаточной точностью (~ 500 м) могут быть получены простым разложением географической координаты по координате сетки, и наоборот [Schwab, Sellers, 1980].

Для Азовского бассейна, имеющего небольшую протяженность, расчет шагов прямоугольной сетки выполняется без учета сферичности Земли:

$$\Delta x = \Delta_{\text{long}} \cdot (Lon_R - Lon_L) / (m - 1), \quad \Delta y = \Delta_{\text{lati}} \cdot (Lat_N - Lat_S) / (n - 1), \quad (1.3.1)$$

где Δx и Δy – разрешение в системе координат модельной сетки размерами $N = m \times n$, в которой расстояние отсчитывается на восток и на север от начала координат, расположенного в точке с широтой и долготой, отвечающими в обычной географической системе координат значениям: $Lon_L = 34^\circ$ в.д., $Lat_S = 44,50104^\circ$ с.ш.; значение в метрах 1° по долготе $\Delta_{\text{long}} = 80000$ и по широте $\Delta_{\text{lati}} = 112500$. Для лучшего прилегания береговой линии к оси x батиметрическая сетка поворачивается против часовой стрелки на 51° относительно центрального меридиана батиметрической карты. Число узлов расчетной сетки (N) для выбранных модельных бассейнов, показанных на рисунке 1.3.1, различно, поскольку зависит от размеров исследуемой области и от разрешения по широте и долготе. Для бассейна с границей на входе в Керченский пролив (рисунок 1.3.1, справа) разрешение расчетной сетки составляет 276×176 узлов, для бассейна с границей на разрезе в Черном море (рисунок 1.3.1, слева) разрешение сетки – 396×295 узлов.

Неоднородное распределение глубин в Азовском море (в южной его части до 19 м и 0,5–4 м в прибрежных районах – Таманском и Динском заливах) обуславливает необходимость использования трехмерных гидродинамических моделей с криволинейными координатными системами. Это обстоятельство обусловило выбор модели РОМ в качестве инструмента численных расчетов. Интегрирование в модели РОМ выполняется в декартовых координатах, что согласуется с геометрическими размерами исследуемого бассейна. Протяженность Азовского моря в зональном направлении (360 км) позволяет пренебречь кривизной Земли (много меньше радиуса Земли, 6400 км) и считать невозмущенную поверхность водоема плоской. Для обоснования данного утверждения оценим возникающие ошибки на основании сравнения длины дуги земной поверхности (ортодромии, $L_{\text{орт}}$), стягивающей крайние точки Азовского моря ($45^\circ 12' 30'' - 47^\circ 17' 30''$ с. ш. и $33^\circ 38' - 39^\circ 18'$ в. д.), с расстоянием между ними по горизонтали (локсодромии, $L_{\text{лок}}$). Расчет длин дуги ортодромии выполним

по известным формулам сферической тригонометрии – теореме косинусов сторон [Кожухов, Жухлин, 1987], длины локсодромии – по теореме Пифагора:

$$L_{\text{орт}} = \arccos(\cos(90^\circ - \varphi_1)\cos(90^\circ - \varphi_2) + \sin(90^\circ - \varphi_1)\sin(90^\circ - \varphi_2)\cos\Delta\lambda), \quad (1.3.2)$$

$$L_{\text{лок}} = (\Delta\varphi^2 - \Delta\lambda^2\cos^2\varphi_{\text{ср}})^{1/2}. \quad (1.3.3)$$

Здесь φ_1 , φ_2 и λ_1 , λ_2 – значения широт и долгот крайних точек Азовского моря; $\Delta\varphi = \varphi_2 - \varphi_1$ и $\Delta\lambda = \lambda_2 - \lambda_1$ – разность широт и разность долгот этих точек; $\varphi_{\text{ср}} = (\varphi_2 + \varphi_1)/2$ – значение средней широты между ними. Значение длины дуги, вычисленное по формуле (1.3.2), $L_{\text{орт}} = 376,28$ км, величина горизонтального расстояния, рассчитанная по формуле (1.3.3), $L_{\text{лок}} = 356,34$ км. Таким образом, относительная погрешность численных расчетов без учета сферичности Земли $\delta = 100\% (L_{\text{орт}} - L_{\text{лок}})/L_{\text{орт}} = 0,02\%$.

При адаптации модели РОМ к Азовскому бассейну была проведена серия численных экспериментов по настройке оптимальных значений пространственных и временных шагов интегрирования. Результат исследования чувствительности модели РОМ к соотношению между временными шагами (1.2.31) и (1.2.32) позволил выбрать их оптимальные значения. Определение осредненных двумерных горизонтальных компонент скорости и уровня моря (интегрирование уравнений баротропного режима) выполняется с шагом $\Delta t_A = 18$ с, и с шагом $\Delta t = 3$ мин – вычисление отклонений от найденных средних и вертикальной компоненты скорости [Иванов, Черкесов, Шульга, Компьютерное ... , 2011]. Базовые расчеты проведены на прямолинейной горизонтальной сетке с пространственным разрешением $\Delta x = \Delta y \sim 1$ км и на вертикальной сетке с 11 слоями.

Результаты численных экспериментов по верификации модели на основании сопоставления с данными прямых измерений подробно описаны в ряде работ [Численное исследование ... , 2017; Черкесов, Шульга, Волны, течения ... , 2017]. В них представлены оценки влияния изменения размера шагов

по пространственным ($\Delta x = \Delta y \sim 2$ км) и временным координатам ($\Delta t = 6$ мин) на результаты моделирования. Результаты тестирования модели для различных атмосферных условий, например экстремального шторма 11 ноября 2007 г., вызвавшего крушение судов в Керченском проливе, а также действия умеренного ветра, приведены в [Черкесов, Шульга, Волны, течения ... , 2017]. Эти исследования выполнены с привлечением данных реанализа атмосферной модели SKIRON/Eta (<http://forecast.uoa.gr>) [The Regional Weather ..., 1997]. Более подробно вопрос о верификации модели изложен в разделах 3 и 4. Здесь представлены результаты сопоставления данных моделирования в условиях реально действующего нестационарного ветра с данными прямых измерений уровня, приведенными в таблицах ежечасных данных высот уровня Государственной метеорологической службы для девяти станций, расположенных вблизи крупных населенных пунктов побережья Азовского моря.

На этапе настройки параметров модели было проведено тестирование гидродинамической модели с учетом ряда эмпирических формул, определяющих коэффициент поверхностного трения в граничных условиях (1.2.17). Первый коэффициент (1.3.4) взят на основе известного соотношения [Large, Pond, 1981], согласно более поздней работе [Hsu, 1986] расчет коэффициента поверхностного трения C_a^2 можно выполнять в соответствии с формулой (1.3.5). Следующие коэффициенты C_a^3 и C_a^4 рассчитываются по наиболее современному представлению (1.3.6) [Wu, 1987] и (1.3.7) [Mathematical modeling ... , 2011]:

$$10^3 C_a^1 = \begin{cases} 1,14; & |\mathbf{W}| \leq 10 \text{ м/с,} \\ 0,49 + 0,065|\mathbf{W}|; & |\mathbf{W}| > 10 \text{ м/с,} \end{cases} \quad (1.3.4)$$

$$C_a^2 = k^2 (14,56 - 2\ln(W_0))^{-2}, \quad (1.3.5)$$

где $W_0 = |\mathbf{W}|/W_1$; $W_1 = 1$ м/с,

$$10^3 C_a^3 = \begin{cases} 1,2; & |W| \leq 7,5 \text{ м/с,} \\ 0,8 + 0,065|W|; & |W| > 7,5 \text{ м/с,} \end{cases} \quad (1.3.6)$$

$$10^3 C_a = \begin{cases} 2,5; & |W| > 22 \text{ м/с,} \\ 0,49 + 0,065|W|; & 8 \leq |W| \leq 22 \text{ м/с,} \\ 1,2; & 4 \leq |W| \leq 8 \text{ м/с,} \\ 1,1; & 1 \leq |W| \leq 4 \text{ м/с.} \end{cases} \quad (1.3.7)$$

На рисунке 1.3.2 представлены графики зависимости коэффициентов поверхностного трения от величины скорости ветра, изменяющейся в диапазоне от 0 до 30 м/с. Коэффициенты рассчитаны по формулам (1.3.4) – (1.3.7). Несмотря на то что ограниченная гладкая функция (1.3.4) с ограниченными производными является более предпочтительной для использования в численных расчетах, при малых скоростях ветра (0–7 м/с) соответствующее ей значение коэффициента трения будет занижено.

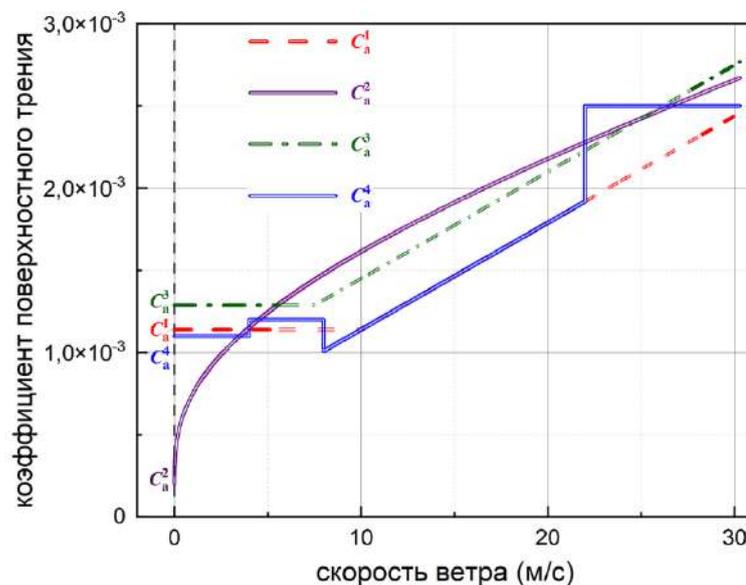


Рисунок 1.3.2 – Зависимость коэффициента поверхностного трения от скорости ветра

Для умеренной скорости ветра 7–10 м/с значения C_a^i ($i = 1, \dots, 4$) отличаются мало ($C_a^3 > C_a^4 > C_a^1$), однако на правой границе этого промежутка (10 м/с) имеет место резкое завышение величины коэффициента трения, рассчитанное также

по формуле (1.3.5). При скорости ветра 10–22 м/с между значениями коэффициентов трения выполняется неравенство $C_a^2 > C_a^3 > C_a^1 = C_a^4$. Для сильного ветра скоростью более 22 м/с значения коэффициентов трения C_a^2 , C_a^3 и C_a^4 сопоставимы, а значение C_a^1 , полученное по формуле (1.3.4), занижено. Таким образом, при задании граничных условий наиболее оптимальным будет выбор значения C_a^2 (1.3.7) при условии, что скорость действующего ветра будет превышать 5 м/с. Расчеты, связанные с изменениями скорости ветра во всем диапазоне значений 0–30 м/с, для бассейна Азовского моря выполнялись по формулам (1.3.4) и (1.3.7) [Иванов, Черкесов, Шульга, 2014; Изучение трансформации ... , 2016, Черкесов, Шульга, Волны, течения ... , 2017; Черкесов, Шульга, 2018].

Исследование эволюции загрязняющей примеси в бассейне Азовского моря требует настройки гидродинамической модели РОМ к особенностям этого морского бассейна. Прежде всего в блоке расчета уравнений переноса и диффузии (1.2.21) на основании анализа результатов, приведенных в работах [Альтман, Лагутин, Толмазин, 1966; Пухтяр, Осипов, 1981; Судольский, 1991; Толмазин, Шнайдман, Ациховская, 1969; Толмазин, Шнайдман, 1972], для Азовского моря были выбраны следующие значения коэффициентов турбулентной диффузии: $A_H = 10 \text{ м}^2/\text{с}$, $K_H = 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$. В перечисленных работах подробно исследованы особенности турбулентности для мелководных районов моря и ее отличия от закона «четырёх третей» Ричардсона – Обухова. Так, для Керченского пролива и прибрежных районов Черного и Азовского морей (до 2 км и 6–12 км от берега [Толмазин, Шнайдман, Ациховская, 1969]) получены эмпирические зависимости коэффициентов турбулентного обмена A_H [Альтман, Лагутин, Толмазин, 1966] и горизонтальной турбулентной диффузии K_H [Пухтяр, Осипов, 1981] от средней скорости течения при четко выраженной линейной связи между A_H и K_H [Полупанов, Жугайло, 2017].

1.4. Выводы к разделу 1

На основании многолетних наблюдений сделаны выводы о характере колебаний уровня Азовского моря, определяемых наличием сгонно-нагонных и сейшевых колебаний. Наибольшие сгонные и нагонные изменения уровня моря происходят при преобладающих восточных, северо-восточных, западных и юго-западных ветрах, совпадающих с направлением наибольшей протяженности моря. Большая изменчивость течений, существенно зависящих от действующего ветра, является следствием неустойчивости ветрового режима, мелководности моря и его сравнительно малой площади.

Прогнозирование сгонно-нагонных процессов, приводящих нередко к разрушению прибрежной инфраструктуры, затоплению побережья, осушению акваторий портов и судоходных каналов, гибели людей, является важной проблемой гидрологического режима Азовского моря. Решение этой задачи основано прежде всего на анализе новейших научных результатов экспедиционных наблюдений, проводимых ЮНЦ РАН, Институтом аридных зон ЮНЦ РАН, Мурманским морским биологическим институтом и Лабораторией климата океана Национального центра NOAA (США). Современный банк океанографической информации Азовского моря, включающий ~76 тысяч гидрологических станций за период 1891–2014 гг., обобщен в изданных СО ФГБУ «ГОИН» пособиях и атласах. При этом необходимость получения оперативных прогнозов обуславливает применение численного моделирования, базирующегося на использовании современных гидродинамических систем.

Геометрические характеристики мелководных бассейнов обусловили требования к математическим моделям, в которых используется криволинейная система координат. Численное исследование циркуляции вод в бассейне Азовского моря основано на применении известной современной трехмерной сигма-координатной гидродинамической модели РОМ, код которой находится в открытом доступе.

Авторская адаптация модели РОМ заключалась:

- в настройке двух батиметрических сеток, учитывающих особенности природного бассейна Азовского моря, настраиваемых в зависимости от условий моделирования: без учета расхода воды через Керченский пролив и с условием свободного прохождения жидкости через Керченский пролив;
- в настройке пространственно-временных шагов модели для различных конфигураций расчетных сеток;
- в настройке параметров, необходимых для расчета коэффициентов турбулентной вязкости и диффузии;
- в настройке параметров, необходимых для расчета коэффициентов поверхностного трения.

Раздел 2.

СЦЕНАРИИ АТМОСФЕРНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ И НАЧАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИМЕСИ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ДВИЖЕНИЙ ЖИДКОСТИ И ЭВОЛЮЦИИ СУБСТАНЦИЙ В АЗОВСКОМ МОРЕ

2.1.1. Сценарии атмосферных возмущений, генерирующих движения жидкости в Азовском море

Анализ опубликованных метеорологических данных [Гидрометеорологический ..., 1962; Гидрометеорологические ... , 1986] позволил выделить для района Азовского моря характерные типы погоды [Иванов, Черкесов, Шульга, 2011]. Антициклонический тип погоды возникает в теплый период (апрель – октябрь) и характеризуется ветрами со скоростью более 8 м/с, когда Азовское море оказывается в тыловой части антициклона, смещающегося с запада на восток. В это время преобладают восточные и северо-восточные ветры. Слабый циклонический тип погоды [Люция Азовского моря] возникает при прохождении над Азовским морем слабых атмосферных фронтов или периферий отдельных циклонов. Средняя повторяемость его 12% в холодный период и 22% в теплый. Этот тип погоды характеризуется слабыми и умеренными ветрами переменных направлений, облаками среднего и нижнего ярусов; иногда выпадают слабые осадки. Циклонический тип погоды возникает при прохождении над Черным и Азовским морями средиземноморских циклонов или циклонов, развивающихся на хорошо выраженных атмосферных фронтах севернее параллели 50° с. ш. Повторяемость его зимой и летом не превышает 15%. Для этого типа погоды характерны ветры со скоростью 6–14 м/с вначале восточных, а затем южных и западных направлений. Западные ветры обычно бывают порывистыми и шквалистыми.

Возникновение стационарных и нестационарных движений в мелководном морском бассейне – Азовском море обусловлено характером и интенсивностью

атмосферных возмущений. Для исследования влияния направления и скорости ветра, а также величины и перепадов атмосферного давления на движение жидкости в море разработаны простейшие сценарии атмосферных возмущений, реализующие возможные метеорологические ситуации. Эти ситуации в дальнейшем используются в качестве граничных метеорологических условий при численном моделировании, анализ результатов которого изложен в разделах 3–6. Гидродинамическая модель POM дополнена авторскими процедурами, реализующими рассматриваемые метеорологические условия.

Предложены пять гипотетических случаев атмосферных возмущений: (1) квазипостоянный ветер; (2) нестационарный ветер, являющийся результатом суперпозиции постоянной и нестационарной составляющей; (3) идеализированные циклоны и антициклоны, проходящие по различным траекториям и скоростью над Азовским морем; (4) неоднородное барическое поле с резким перепадом давления на границе; (5) поля данных регионального атмосферной модели SKIRON, полученные с усвоением данных метеорологических наблюдений (<http://forecast.uoa.gr>) [The Regional Weather ... , 1997]. Два первых сценария рассматриваются при неизменном значении стандартного атмосферного давления.

2.1.1.1. В первом случае сценарий атмосферного возмущения воспроизводит квазистационарный и однородный по пространству ветер при наличии постоянного атмосферного давления ($P = P_{\text{atm}} = 1013,25$ гПа). Этот случай рассматривается при проведении численных экспериментов для оценки стационарных сгонов и нагонов в Азовском море. Скорость идеализированного квазистационарного ветра изменяется по следующему сценарию. Начиная с момента времени $t = t_0 = 0$, когда движение жидкости отсутствует, а свободная поверхность горизонтальна, на водную поверхность начинает действовать однородный по пространству ветер заданного (постоянного) направления. Его скорость нарастает со временем ($0 < t \leq 3$ ч) по линейному закону. Через 3 ч скорость ветра в каждой точке акватории достигает своего предельного, наперед заданного значения $|\mathbf{W}|_{\text{st}}$ и затем в течение заданного продолжительного интервала времени ΔT (ч) не изменяется [Особенности циркуляции ... , 2010; Исследование влияния ... , 2010; Черкесов,

Шульга, Волны, течения ... , 2017]. По истечении промежутка времени ΔT , продолжительность которого превышает 6 ч, скорость ветра в следующие за этим 3 ч убывает до нуля (рисунок 2.1.1.1).

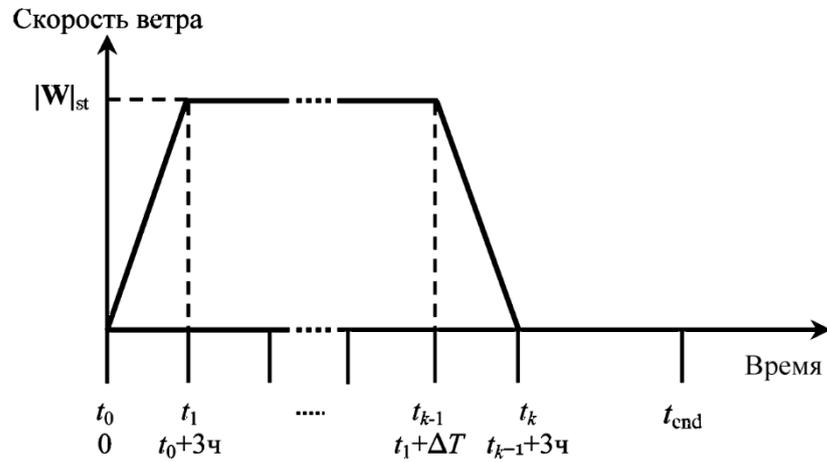


Рисунок 2.1.1.1 – Изменение со временем модуля скорости идеализированного квазистационарного ветра

Изменение со временем компонент скорости идеализированного квазистационарного ветра $\mathbf{W}_{st}(t) = \{W_x(t), W_y(t)\}$, график модуля скорости которого показан на рисунке 2.1.1.1, выполняется по следующему закону:

$$\begin{Bmatrix} W_x(t) \\ W_y(t) \end{Bmatrix}_j = \begin{pmatrix} at, & 0 \leq t < t_1 \\ at_1, & t_1 \leq t < t_{2j} \\ at_1 - a(t - t_{2j}), & t_{2j} \leq t < t_{3j} \\ 0, & t_{3j} \leq t < t_{4j} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \Psi \\ \sin \Psi \end{pmatrix}. \quad (2.1.1.1)$$

Здесь $at_l = |\mathbf{W}|_{st}^l$; $l = 1, 2, \dots, 4$ – соответствует заданному значению скорости ветра ($|\mathbf{W}|_{st}^1 = 5$, $|\mathbf{W}|_{st}^2 = 10$, $|\mathbf{W}|_{st}^3 = 15$ и $|\mathbf{W}|_{st}^4 = 20$ м/с); $t_1 = 3$ ч; $t_{2j} = t_1 + \Delta T_j$; $t_{3j} = t_1 + t_{2j}$; $t_{4j} = t_{end}$; $j = 1, 2, \dots$; $t = t_{end}$ – время завершения моделирования выбирается согласно постановке задачи исследования; Ψ – угол, образуемый направлением ветра с меридианом места. Отсчет этого угла ведется от севера по часовой стрелке:

северному направлению будет соответствовать 0° (360°), северо-восточному – 45° , восточному – 90° , южному – 180° , западному – 270° .

2.1.1.2. Для описания ситуаций, начинающихся при резких порывах ветра и возникающих в поле фонового стационарного ветра, предложено теоретическое описание гипотетического нестационарного ветра. Простейший случай математического описания нестационарной составляющей представляет собой задание слагаемого, имитирующего порыв ветра, определяемый как резкое возникновение однородного по пространству и переменного по времени ветра $\mathbf{W}_{\text{var}}(\mathbf{r}, t)$. Переменный ветер \mathbf{W}_{var} начинает воздействовать на морскую поверхность по истечении промежутка времени, отсчитываемого от начального $t = t_0 + \Delta t$. Его длительность, как правило, определяется временем, необходимым для установления стационарных течений в море ($\Delta t = t_{\text{st}}$). Направление порывов нестационарного ветра $\mathbf{W}_{\text{var}}(\mathbf{r}, t)$ составляет заданный угол с направлением квазипостоянного ветра \mathbf{W}_{st} , а его скорость изменяется каждые 3 часа. Так, от начала действия нестационарного ветра ($t = t_{\text{st}}$) его скорость линейно нарастает и через 3 ч достигает своего наибольшего значения $|\mathbf{W}|_{\text{var}}$ в каждой точке акватории моря. Далее в течение 3 ч скорость не изменяется, а следующие за этим 3 часа линейно убывает до нуля. Общее время воздействия нестационарного ветра над акваторией моря – 9 ч.

Таким образом, скорость приводного ветра $\mathbf{W}(\mathbf{r}, t)$, изменяющаяся со временем, задается как результат векторной суммы стационарной и нестационарной компонент:

$$\mathbf{W}(\mathbf{r}, t) = \begin{cases} \mathbf{W}_{\text{st}}; & t_0 \leq t \leq t_{\text{end}} \\ \mathbf{W}_{\text{st}} + \mathbf{W}_{\text{var}}; & t_{\text{st}} \leq t \leq t_{\text{end}} \end{cases}, \quad (2.1.1.2)$$

где \mathbf{W}_{st} – вектор скорости квазистационарного ветра, компоненты которого рассчитываются на основании выражения (2.1.1.1). Более подробное описание этого случая атмосферного возмущения представлено в работах [Особенности циркуляции ... , 2010; Черкесов, Шульга, Волны, течения ... , 2017].

2.1.1.3. В качестве более сложного нестационарного воздействия на морскую поверхность рассматривается вихревое атмосферное образование, воспроизводящее прохождение гипотетических циклонов и антициклонов над Азовским морем. Идеализированный сценарий, описывающий такие явления, учитывает изменяющиеся со временем и по пространству скорость $\mathbf{W}_c(\mathbf{r}, t)$ и давление $P(\mathbf{r}, t)$, а также геометрические и эволюционные параметры атмосферных вихревых образований: радиус основания, направление и скорость перемещения, перепад давления между центром циклона и периферией. Система уравнений (2.1.1.3) – (2.1.1.5), отражающая изменение скорости и давления в атмосферных образованиях, проходящих над акваторией Азовского моря, определяет также их пространственно-временные масштабы.

Считая радиус атмосферного вихревого образования равным R_c , запишем атмосферное давление $P(\mathbf{r}, t)$, зависящее от координат ($\mathbf{r} = (x, y)$) и времени (t), в виде [Григоркина, Фукс, 1986]

$$P(\mathbf{r}, t) = \begin{cases} P_{\text{atm}}, & r > R_c; t_0 \leq t \leq t_{\text{end}} \\ -P_0 \cos^2\left(\frac{\pi r}{2R_c}\right) + P_{\text{atm}}, & r \leq R_c; t_c \leq t \leq t_{\text{end}} \end{cases}, \quad (2.1.1.3)$$

где P_{atm} – фоновое значение атмосферного давления; P_0 – максимальное отклонение от P_{atm} в атмосферном возмущении; r – расстояние от центра движущегося циклона до точки с координатами (x, y) ; t_c – время начала воздействия нестационарного барического образования (как правило, от момента времени установления фоновых стационарных течений в бассейне).

В неподвижном циклоне вектор скорости ветра рассчитываем, умножая модуль вектора геоциклострофической скорости $W_g = -f_r/2 + \sqrt{(f_r/2)^2 + (P_a)_r r / \rho_a}$, на эмпирический коэффициент $\mu = 0,7$, учитывая при этом, что направление ветра отклоняется от касательных к изобарам на угол $\gamma = 20^\circ$ (угол втока) против часовой стрелки, согласно [Григоркина, Фукс, 1986]. При условии, что атмосферное вихревое образование движется с постоянной скоростью \mathbf{c} , получим следующее

выражение для вектора скорости приводного ветра $\mathbf{W}(\mathbf{r}, t)$ [Влияние Керченского ..., 2009] в общем случае, когда движение начинается ($t_c = t_{st}$) в поле стационарных течений, вызванных фоновым ветром \mathbf{W}_{st} (2.1.1.1):

$$\mathbf{W}(\mathbf{r}, t) = \begin{cases} \mathbf{W}_{st}; & r > R_c; t_0 \leq t \leq t_{end} \\ \mathbf{W}_{st} + \mathbf{W}_c(\mathbf{r}, t); & r \leq R_c; t_c \leq t \leq t_{end} \end{cases}, \quad (2.1.1.4)$$

$$\mathbf{W}_c(\mathbf{r}, t) = \mu W_g T(90^\circ + \gamma) \frac{\mathbf{r}}{r} + \mathbf{c}, \quad (2.1.1.5)$$

где $(P_a)_r$ – радиальный градиент атмосферного давления; вектор \mathbf{r} направлен от центра циклона к точке, в которой вычисляется его скорость $\mathbf{W}_c(\mathbf{r}, t)$; $T(\alpha)$ – матрица поворота на угол α ; $t = t_{end}$ – время завершения моделирования, которое задается согласно постановке задачи исследования. При рассмотрении движения атмосферного вихревого образования при отсутствии фоновых стационарных течений полагаем $\mathbf{W}_{st} = 0$ в формуле (2.1.1.4) и $t_c = t_0$ в формулах (2.1.1.3) и (2.1.1.4) [Черкесов, Шульга, Изучение трансформации ... , 2016].

2.1.1.4. В качестве возможного сценария атмосферного возмущения рассмотрено движение неоднородного барического поля с резким перепадом давления на границе. Время его перемещения ($t = t_f$) над экваторией задается равным половине периода старшей моды свободных колебаний, способных вызвать наибольший подъем уровня Азовского моря. На этапе от начала движения неоднородного барического образования ($0 \leq t \leq t_f$) экватория Азовского моря разделяется на две части: область Θ , над которой давление постоянно и равно нормальному атмосферному давлению P_{atm} , и ее дополнение Θ' ко всей экватории ($\Omega = \Theta \cup \Theta'$), над которой перемещается неоднородное барическое поле. Размеры и положение областей Θ и Θ' по экватории изменяются с течением времени и ограничены линейными размерами бассейна Азовского моря ($0 \leq x \leq x_{max} = 350$ км, $0 \leq y \leq y_{max} = 250$ км) [Черкесов, Шульга, 2016]. Таким образом, функция, моделирующая давление в атмосферном фронте, зависит от координат и времени

$P(\mathbf{r}, t)$ и задается двумя различными аналитическими выражениями для областей Θ и Θ' :

$$P(\mathbf{r}, t) = \begin{cases} P_{\text{atm}}; & \mathbf{r} \in \Omega, t_0 \leq t \leq t_{\text{st}}; \quad \mathbf{r} \in \Omega \setminus \Theta', t_{\text{st}} \leq t \leq t_{\text{end}} \\ P_{\text{atm}} + b(t - t_{\text{st}}); & \mathbf{r} \in \Theta'; t_{\text{st}} \leq t \leq t_f \end{cases}. \quad (2.1.1.6)$$

Здесь коэффициент b подобран так, что функция $P(\mathbf{r}, t)$ имеет единственный скачок с амплитудой, равной градиенту приземного давления вдоль линии фронта: $(b(t_f - t_{\text{st}}) = \Delta P_f)$. При этом ΔP_f рассчитывается по известному в данном эксперименте значению скорости ветра на основании формулы $|\mathbf{W}_{\text{st}}| = 0,7\sqrt{(4,8/\sin \varphi)^2(\Delta P_f^2 + \alpha^2\Delta\theta_f^2) + 64}$, предложенной в работе [Мастерских, 1980]. Здесь $\Delta\theta_f$ – перепад температуры воздуха в зоне фронта на расстоянии 50 км; α – переходной коэффициент; φ – географическая широта; t_f – интервал времени, за который фронт проходит расстояние между крайними точками экватории Азовского моря. Время прохождения атмосферного фронта определяется исходя из данных наблюдений и результатов аналитических расчетов [Черкесов, Шульга, 2016; Демьшев, Черкесов, Шульга, 2017]. Так, в работах [Гидрометеорологический ... , 1962; Гидрометеорологические ... , 1986] в Азовском море отмечены сейши с периодами 6–7 и 23 ч. Используются также теоретические значения периодов свободных колебаний, полученные по формуле Мериана с учетом поправки Релея [Герман, 1971].

2.1.1.5. Наиболее сложным, но наиболее приближенным к реальным ветровым условиям является способ задания нестационарных компонент ветра и атмосферного давления на основании привлечения данных регионального атмосферного прогноза SKIRON. Указанная атмосферная модель SKIRON была создана и получила развитие в Афинском университете коллективом *Atmospheric Modeling and Weather Forecasting Group*. Она базируется на мезомасштабной численной атмосферной *Eta*-модели, первоначально разработанной в Белградском университете. Основное развитие модели было обеспечено *NCEP (National Centers*

for Environmental Prediction). Результаты прогноза модели SKIRON были получены Морским гидрофизическим институтом РАН в качестве полноправного участника проекта MFSTEP (Mediterranean Forecasting System Toward Environmental Predictions). Этот вариант модели представляет собой 72-часовой прогноз метеорологических параметров для Азово-Черноморского и Средиземноморского бассейнов. Вывод данных первые 48 ч осуществляется через 2 ч, далее значения выводятся через 6 ч. Расчет параметров проводится на сетке с шагом $0,1^\circ$ по широте и долготе. Модель предоставляет 16 различных параметров, среди которых данные о скорости приводного ветра. Данные модели SKIRON интерполированы на расчетную сетку бассейна Азовского моря с указанным горизонтальным разрешением [Черкесов, Шульга, Исследование ... , 2017].

В этом случае вектор скорости приводного ветра $\mathbf{W}(\mathbf{r}, t)$ и значение атмосферного давления $P(\mathbf{r}, t)$ в каждом узле расчетной сетки модельной области задаются в виде

$$\mathbf{W}(\mathbf{r}, t) = \begin{cases} \mathbf{W}_{st}; & t_0 \leq t \leq t_{end} \\ \mathbf{W}_{st} + \mu_l \mathbf{W}_{SKIRON}(\mathbf{r}, t); & t_{SKIRON} \leq t \leq t_{end} \end{cases}, \quad (2.1.1.7)$$

$$P(\mathbf{r}, t) = \begin{cases} P_{atm}; & t_0 \leq t \leq t_{end} \\ P_{SKIRON}(\mathbf{r}, t); & t_{SKIRON} \leq t \leq t_{end} \end{cases}$$

Здесь μ_l ($l = 1, 2, 3$) – коэффициент, задающий интенсивность прогностических ветровых полей, и позволяющий сделать выводы о степени влияния нестационарной составляющей ветра, полученного по данным атмосферной модели SKIRON. Значения этого коэффициента ($\mu_1 = 1/2$; $\mu_2 = 1$ и $\mu_3 = 2$) подобраны так, чтобы исследовать действие полей ветра в два раза бóльшей и меньшей интенсивности по отношению к оригинальным данным (\mathbf{W}_{SKIRON} при $\mu_2 = 1$) [Иванов, Черкесов, Шульга, 2012]. Моментом начала действия ветра \mathbf{W}_{SKIRON} может являться как момент установления движения жидкости в море (в этом случае полагаем $t_{SKIRON} = t_{st}$), так и момент начала моделирования (в этом случае полагаем $t_{SKIRON} = t_0$).

2.1.2. Модели начальных полей концентрации примеси для численного исследования эволюции субстанций в Азовском море

Следующим этапом настройки модели РОМ для численного исследования эволюции загрязнений является корректное задание начального поля ее концентрации и места выпуска в акватории Азовского моря. В работе предложено три сценария, задающих положение начального поля примеси с концентрацией $C^0 = C(x, y, z, t_0)$ в поверхностном слое моря. Эти сценарии в дальнейшем используются в качестве начальных условий при численном моделировании эволюции загрязнений в Азовском море, анализ результатов которого изложен в главах 4–6, а гидродинамическая модель РОМ дополнена авторскими процедурами, реализующими рассматриваемые условия.

Два первых сценария описывают загрязнение в начальный момент времени в виде гипотетической области, ограниченной прямым круговым цилиндром заданного радиуса и глубиной, равной толщине приповерхностного слоя моря. Положение центра выброса загрязнений выбирается в районе газовых месторождений и/или вблизи крупных промышленных городов, начальный момент поступления загрязнения в морскую среду выбирается в зависимости от условий проведения численных экспериментов. В третьем случае в качестве начальных значений концентрации примеси используются данные дистанционного зондирования, полученные со спутников MODIS-*Aqua/Terra*, доступные на ресурсе *OceanColor WEB* <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov> [Moderate-resolution imaging ... , 2014]. В этом случае начальный момент времени поступления оптически активной пассивной взвеси в морскую среду соответствует фактическим данным, полученным со спутника, пролетающего каждые 24 ч над Азовским морем.

Модель РОМ была дополнена авторскими программными блоками для расчета геометрических и временных параметров эволюции пассивной примеси, позволяющими выполнить анализ этапов ее трансформации. В качестве параметров трансформации примеси были выбраны: время ее рассеивания (t_d), коэффициент максимальной площади ее распространения на различных

горизонтах (K_{\max}) и соответствующий этому момент времени (t_{\max}) [Исследование влияния ... , 2010]. При этом относительный размер максимальной площади загрязнения определяется соотношением $K_{\max} = S_{\max}/S_0$, где S_0 – площадь области начального загрязнения в поверхностном слое; S_{\max} – наибольшее ее значение на рассматриваемом горизонте в процессе трансформации примеси. Условием полного рассеивания загрязнения принимается величина его концентрации, не превышающая $2,5 \cdot 10^{-2}$ от первоначальной по всей акватории моря ($C_d = 2,5 \cdot 10^{-2}$). Введем также величину N_{\max} , равную отношению максимального объема V_{\max} , ограниченного поверхностью с концентрацией примеси C_d в момент времени $t = t_{\max}$, к объему первоначального загрязнения V_0 , рассчитанному как произведение площади S_0 на толщину слоя z_1 [Иванов, Черкесов, Шульга, 2012].

Пространственное положение координат мест вероятного выброса загрязнения выбрано, исходя из оценки состояния экосистемы Азовского моря [Крукиер, 1991; Дроздов, 2010; Комплексный спутниковый мониторинг ... , 2011; Матишов, Инжебейкин, Савицкий, 2013; Матишов Г.Г., Матишов Д.Г., 2013; Современные ... , 2015]. К ним относятся области, расположенные в районах Восточно-Казантипского газового месторождения; над самой глубоководной (центральной) частью моря; в Таганрогском заливе.

2.1.2.1. Простейший сценарий, определяющий положение и границы начальной области загрязнения в Азовском море, реализован с помощью безразмерного индикатора, зависящего от координат и времени [Иванов, Шульга, 2018]. Область, занятая загрязнением, маркируется значением концентрации равным единице ($C^0 = 1$), и нулем – за пределами этой области ($C^0 = 0$). В этом случае в момент выпуска загрязнения ($t = t_{0p}$) распределение примеси по акватории Азовского моря задается соотношением

$$C_1^0(x, y, z, t_{0p}) = \begin{cases} 1, & r \leq R_p, 0 \geq z \geq -z_1, \\ 0, & r > R_p, z < 0; r \leq R, z < -z_1, \end{cases} \quad (2.1.2.1)$$

где z_1 – шаг по вертикали в поверхностном слое моря, равный глубине верхнего расчетного σ -слоя; R_p – радиус области загрязнения, значение которого выбирается согласно условиям эксперимента; (x_0, y_0) – центр загрязнения; $r = \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2}$ – расстояние от этого центра до точки, в которой вычисляется текущее значение концентрации [Черкесов, Шульга, 2012].

2.1.2.2. Более реалистичным представляется задание начальной области загрязнения с концентрацией, убывающей от центра выброса. В этом случае в поверхностном слое в момент времени $t = t_{0p}$ задается градиент начальной концентрации по направлению от центра выброса загрязнения. В предположении, что изменение концентрации от максимального значения, равного единице (в центре выброса), до нуля (на границе области) происходит по линейному закону, модель распределения примеси по акватории моря в начальный момент времени ($t = t_{0p}$) имеет вид

$$C_2^0(x, y, z, 0) = \begin{cases} C_{\max}(R - r_1)/R, & r_1 \leq R, 0 \geq z \geq -h_1, \\ 0, & r_1 > R, z < 0; r_1 \leq R, z < -h_1, \end{cases} \quad (2.1.2.2)$$

где C_{\max} – максимальное значение концентрации в центре области загрязнения.

Как правило, исследуется распространение загрязнений, поступивших в море в начальный момент времени ($t_{0p} = t_0 = 0$), а также при наибольшем значении скорости действующего ветра. Например, при исследовании эволюции загрязнения в морской воде в ряде численных экспериментов время начала поступления примеси в море выбирается равным $t_{0p} = t_{st} = 48$ ч, величины $C_{\max} = 1$, $C_{\max} = 2$; $C_{\max} = 3$, а изменение поля концентрации от максимального значения (в центре выброса) до нуля (на границе области) по линейному закону [Черкесов, Шульга, Волны, течения ... , 2017].

2.1.2.3. Наиболее эффективным методом исследования эволюции загрязнений в Азовском море представляется совместный анализ результатов гидродинамического моделирования и спутниковых оптических изображений,

обеспечивающих более полную информацию о направлениях переноса, размерах и концентрации областей загрязнений. Созданы новые подпрограммы модели POM позволяющие воспроизводить процессы транспорта и диффузии загрязнений с использованием ассимиляции данных спутниковых наблюдений в качестве начальных значений концентрации оптически активной пассивной взвеси. Для этого исследования привлечены данные наблюдений за 2013–2014 гг. со спутников *Aqua* и *Terra* (со сканером MODIS на борту). Источником данных второго уровня (L2) прибора MODIS является ресурс *OceanColor WEB*, находящийся в открытом доступе в сети (рисунок 2.1.2.1).

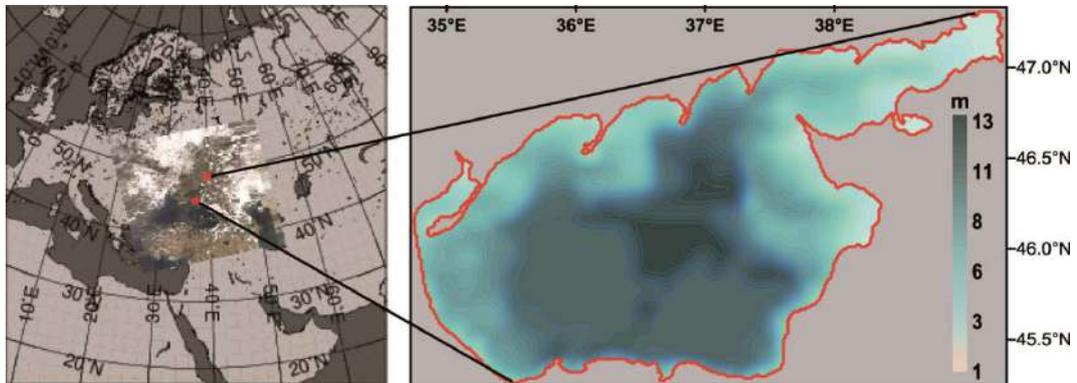


Рисунок 2.1.2.1 – Местоположение исследуемого бассейна Азовского моря (изображение с веб-сайта *OceanColor WEB*, слева) и его батиметрия (справа)

На основании этих данных выполняется расчет биооптических индексов для определения наличия загрязнений в верхнем слое Азовского моря. Первый параметр (безразмерный коэффициент *index34*) представляет собой отношение коэффициентов яркости моря (remote sensing reflectance $R_{rs}(\lambda)$) на длине волны λ с центральными длинами волн двух спектральных каналов:

$$index34 = R_{rs}(531)F_o(531)/R_{rs}(488)F_o(488), \quad (2.1.2.3)$$

где $R_{rs}(\lambda)$ – коэффициенты яркости моря с центральными длинами волн спектральных каналов 531 и 488 нм соответственно; $F_o(\lambda)$ – солнечные постоянные [Исследование распространения ... , 2018; Shul'ga, Suslin, 2018; Studies ... , 2018].

Физическая суть этого параметра заключается в том, что он характеризует суммарное поглощение всех оптически активных веществ, содержащихся в верхнем слое морской воды. Для океанических вод это утверждение обосновано в разделе 4.1. Analytical Basis of Band-Ratio Models работы [The SeaWiFS ... , 1995]. В приложении к морям с повышенным содержанием растворенного органического вещества относительно открытого океана это утверждение обосновано в работах [Оценка изменчивости ... , 2002; Application ... , 2014]. Для морей, подверженных сильному влиянию речного стока, этот индекс характеризует концентрацию окрашенной компоненты растворенного органического вещества [Оценка изменчивости ... , 2002; Bio-optical characteristics ... , 2011]. Солнечные постоянные F_0 для рассматриваемых спектральных каналов можно найти, например, в работе [Suslin, Churilova, 2016].

Второй параметр – коэффициент обратного рассеяния света частицами взвеси на длине волны 555 нм ($b_{bp}(555)$, m^{-1}), который позволяет наблюдать за особенностями рассеяния света в верхнем слое воды. В основном это может быть взвесь биологического происхождения (например, цветение кокколитофорид) и неживая взвесь (например, минеральная взвесь, связанная с речными выносами или ее подъемом со дна в результате сильного ветра). Следуя работе [A simple approach ... , 2011], расчет $b_{bp}(555)$ проводится по формуле

$$b_{bp}(555) = [6,76L_{WN}(555) + 0,03(L_{WN}(555))^3 + 3,4L_{WN}(555)(I_{510})^{3,8} - 0,84]10^{-3}, \quad (2.1.2.4)$$

где $I_{510} = L_{WN}(455)/L_{WN}(510)$ [Шульга, Суслин, Станичная, 2017].

Далее прошедшие обработку спутниковые снимки анализируются на наличие пары (изображения с интервалом от 30 мин от одной и той же даты), найденные пары объединяются в один снимок, включающий в себя данные обоих этих изображений. Так, например, для усвоения в модели используется распределение коэффициента обратного рассеяния ($b_{bp}(555)$) в верхнем слое моря, полученное в результате конкатенации двух последовательных изображений 23 июня 2013 г.

в 9:35 и 11:50 (рисунок 2.1.2.1) [Шульга, Суслин, Станичная, 2017; Shul'ga, 2017, Шульга, Суслин, 2018].

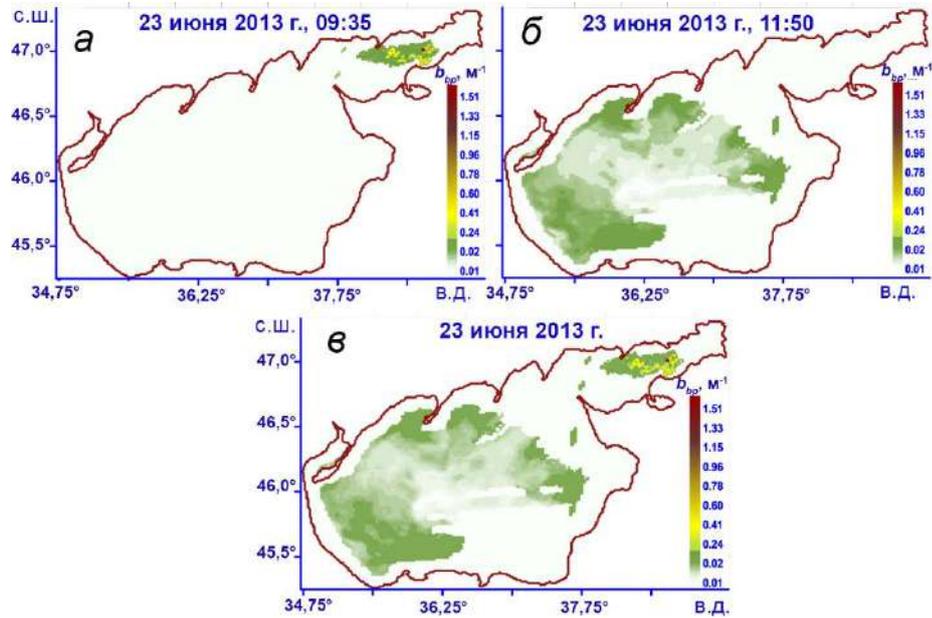


Рисунок 2.1.2.1 – Пример объединения спутниковых изображений одной даты. Данные распределения параметра $b_{bp}(555)$ в приповерхностном слое Азовского моря (23 июня 2013 г.): *a* – в 9:35; *b* – в 11:50; *v* – объединенные данные [Шульга, Суслин, Станичная, 2017]

Карты распределения указанных биотических индексов по акватории Азовского моря интерполированы на расчетную сетку бассейна с необходимым горизонтальным разрешением и применены для задания начальных условий, а также для выполнения процедуры усвоения при моделировании. Расчет транспорта и диффузии пассивной взвеси осуществляется с применением дополнительных процедур трехмерной модели POM при задании начальных значений концентрации взвеси $C^0 = C(x, y, z, t_{0p})$.

Ее горизонтальное распределение соответствует двумерному полю спутниковых данных, а распределение по вертикали определяется соответствующей толщиной сигма-уровня по глубине, достигающей в глубоководной части моря значений не более чем 1 м. В этом случае в заданный

начальный момент времени ($t = t_{0p}$) распределение примеси по акватории Азовского моря задается одним из соотношений

$$C_{index}^0(\mathbf{r}, z, t_{0p}) = \begin{cases} index34; & \mathbf{r} \in \Theta; & 0 \geq z \geq -z_1, \\ 0, & \mathbf{r} \in \Theta'; & z < -z_1, \end{cases} \quad (2.1.2.5)$$

$$C_{bbp}^0(\mathbf{r}, z, t_{0p}) = \begin{cases} b_{bp}(555), \text{ м}^{-1}; & \mathbf{r} \in \Theta; & 0 \geq z \geq -z_1, \\ 0, & \mathbf{r} \in \Theta'; & z < -z_1, \end{cases} \quad (2.1.2.6)$$

где Θ – область акватории Азовского моря, охваченная загрязнением, на основании данных о распределении биоптических индексов $index34$ и $b_{bp}(555)$; Θ' – ее дополнение ко всей акватории моря ($\Omega = \Theta \cup \Theta'$ и $\Theta \cap \Theta' = \emptyset$).

Разрешение дистанционных данных по времени обусловлено прохождением спутника над районом Азовского моря, ежедневно регистрирующегося здесь в интервале 9:00 – 14:00 по местному времени. Наименьший временной шаг между спутниковыми изображениями составляет ~ 24 ч [Шульга, Суслин, Станичная, 2017]. Момент времени ($t = t_{0p}$), при котором происходит усвоение начального распределения, заданного по формулам (2.1.2.5) или (2.1.2.6), соответствует дате и местному времени указанного спутникового изображения. При этом начало моделирования планируется за 6 сут заблаговременно до начала процедуры усвоения ($t = t_{0p}$) для формирования поля течений в море, сгенерированных действующим ветром модели SKIRON.

2.2. Выводы к разделу 2

Для проведения численных экспериментов по исследованию течений и движений жидкости в Азовском море и эволюции загрязнений выполнено дополнение модели РОМ блоками авторских процедур, обеспечивающих задание возможных сценариев атмосферных возмущений, положения и концентрации области начального поступления загрязняющей примеси в Азовское море.

Авторские математические процедуры, дополняющие модель РОМ, заключались:

- в построении и реализации уравнений теоретических сценариев, имитирующих атмосферные возмущения над Азовским морем от наиболее простых до приближенных к реальным прогностическим данным: (1) квазипостоянный ветер; (2) резкие нестационарные порывы ветра в поле фонового стационарного ветра; (3) атмосферные вихревые образования (движущиеся циклоны и антициклоны); (4) движение атмосферных фронтов; (5) реальные прогностические метеорологические условия по данным региональной атмосферной модели SKIRON;
- в построении и реализации теоретических сценариев, задающих положение и значение начальной концентрации загрязнений в Азовском море: (1) в виде индикатора, принимающего нулевое значения за пределами области, занятой загрязнением; (2) с учетом градиента концентрации загрязнения в зависимости от расстояния до источника; (3) по данным биооптических индексов, рассчитанных по данным наблюдений со спутников MODIS-*Aqua/Terra*, используемых для прогнозирования экологических рисков при различных атмосферных условиях;
- в настройке параметров, необходимых для задания атмосферных полей, и начальных данных о положении источников загрязнений, геометрических и временных параметров, характеризующих эволюцию пассивной примеси в процессе ее трансформации.

Раздел 3.

ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ВОДООБМЕНА ЧЕРЕЗ КЕРЧЕНСКИЙ ПРОЛИВ И АНАЛИЗ ЕГО ВЛИЯНИЯ НА ТЕЧЕНИЯ И СГОННО-НАГОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В АЗОВСКОМ МОРЕ

Керченский пролив, соединяющий Черное и Азовское моря, является важной судоходной магистралью и промысловым районом Азово-Черноморского бассейна. Занимающий пограничное положение на пересечении сухопутных и морских транспортных путей, Керченский пролив вовлечен в активную хозяйственную деятельность, которая является причиной как экологических, так и политических проблем. Неустойчивая погода в Керченском проливе, характеризующаяся регулярными сильными порывами ветра и штормами, представляет большую опасность для всех надводных сооружений. Именно из-за штормовых погодных условий в 1944 г. был разрушен мост длиной 4452 м, просуществовавший менее четырех месяцев. К серьезной экологической катастрофе на крымском побережье вследствие затопления судов и разлива нефти привел шторм 11 октября 2007 г. Дополнительным антропогенным фактором, влияющим на гидродинамические процессы, стало начатое (в настоящее время остановленное) строительство дамбы в октябре 2003 г., в результате которого ширина пролива между о. Тузла и Таманским полуостровом сократилась с почти 4 км до 300 м [Фащук, Овсиенко, Петренко, 2007].

Актуальность исследований, связанных с воспроизведением циркуляции вод Азовского моря при условии преграждения Керченского пролива, обусловлена строящимся в этом районе транспортным переходом между Керченским и Таманским полуостровами через остров Тузла и Тузлинскую косу. Он представляет собой комбинацию грунтонасыпных земляных сооружений и расположенных в параллельных осях конструкций для железнодорожного и автомобильного сообщения. Опоры для автомобильного и железнодорожного мостов базируются на более чем 5500 сваях, что привело к сужению водной

магистрали. Поэтому представляет практический интерес исследование связи между течениями, отклонениями уровня в Керченском проливе, сформированными под действием ветра значимых направлений, и экстремальными характеристиками сгонно-нагонных колебаний и течений в Азовском море.



Рисунок 3.1 – Карта Азовского моря с расположением кос, проливов и крупных населенных пунктов вдоль побережья

Актуальность исследования обусловлена необходимостью прогноза экстремальных величин сгонно-нагонных колебаний уровня и течений в бассейне Азовского моря, имеющего сравнительно малые по отношению к Черному морю размеры, и их влияния на течения, возникающие в Керченском проливе. В настоящей главе исследованы процессы водообмена через Керченский пролив под действием различных атмосферных возмущений, оценивается значение скорости течений из Азовского моря в Черное, возникающих при перемещении областей повышенного атмосферного давления с северных румбов, сделан анализ

возможности использования упрощенной модели бассейна Азовского моря с твердой границей на входе в пролив.

3.1. Численный анализ влияния водообмена с Черным морем на стационарные движения в Азовском море

Гидрологический режим Керченского пролива обусловлен его мелководностью и водообменом, возникающим в результате движения воды из-за разности уровней в северной (азовской) и южной (черноморской) частях, а также действия ветра, влияние которого на уровень воды в проливе в среднем в 5–6, а при штормах в 10–15 раз сильнее, чем воздействие речного стока [Альтман, 1991; Фащук, Овсиенко, Петренко, 2007]. На основании опубликованных данных многолетних наблюдений [Гидрометеорологический ... , 1962; Гидрометеорология ... , 1991] можно отметить, что течения из Азовского моря наблюдаются чаще при северных ветрах, а течения из Черного моря – реже при южных. При этом в узостях скорость течений достигает 154 см/с [Black Sea, 2003].

Керченский пролив достаточно мелководен, глубина при входе в пролив из Азовского моря 10,5 м, при выходе в Черное – 18 м. На большей части акватории глубины не превышают 5,5 м, а в Керчь-Еникальском канале, прорытом Россией в 1874 г., они составляют 9–10 м. Длина Керченского пролива – 43 км по прямой и 48 км по фарватеру. Максимальная ширина 42 км, минимальная – 3,7 км (в районе порт Крым – порт Кавказ). Представляет интерес провести исследование влияния учета водообмена на течения и отклонения уровня в Азовском море. На протяжении всей истории инструментальных наблюдений (с 1936 г.) в течение всего года в проливе преобладает волнение высотой 0,7–1 м и меньше [Гидрометеорологический ... , 1962; Гидрометеорология ... , 1991; Матишов, Чикин, 2012; Экстремальное наводнение ... , 2014; Экстремальное затопление ... , 2014; Climatic Atlas of the Sea of Azov, 2006].

При северных ветрах в Керченском проливе имеет место поток из Азовского моря с максимальными скоростями течений до 70 см/с. При южных ветрах в проливе наблюдается черноморский поток с максимальными скоростями до 80 см/с. Повторяемость азовских течений в среднем за год составляет 58%, а черноморских – 42% случаев. За последние 50 лет волны максимальной высоты (2 м) в северной части Керченского пролива наблюдались при ветрах северной четверти. Повторяемость ветров южной четверти в северо-восточной части моря составляет 12%, их скорость не превышает 15–17 м/с [Черкесов, Шульга, 2018].

Выводы об особенностях формирования стационарных течений и полей уровня Азовского моря с учетом водообмена с Черным морем сделаны на основании серии численных экспериментов, в которых используется батиметрическая сетка, включающая в себя Азовское море, Керченский пролив и примыкающую к нему часть Черного моря. Эта область представлена на рисунках 1.3.1 (справа) и 3.1.1. Открытая зональная граница (Ξ) соответствует разрезу бассейна Черного моря по $44,81^\circ$ с. ш. (рисунок 3.1.1, *a*).

Во всех узлах сетки, расположенных на этой границе ($60 \leq x \leq 240$ км, $y = 0$), выполняется условие свободного выхода волн из расчетной области:

$$\left. \frac{\partial v}{\partial y} \right|_{\Xi} = 0, \quad (3.1.1)$$

где ось y нормальна к жидкой границе. При решении задачи без учета пролива рассматривается замкнутый бассейн, в котором вдоль $45,4^\circ$ с. ш. ($177 \leq x \leq 192$ км, $y = 62$ км) имеется вертикальная боковая стенка (пунктирная красная линия на рисунках 3.1.1, *b* и 1.3.1, справа). Для расчета водообмена через Керченский пролив на каждом шаге по времени рассчитывается суммарный расход воды, проходящей через сечение, расположенное на разрезе $177 \leq x \leq 192$ км, $y = 62$ км (рисунок 3.1.1, *b*) [Иванов, Черкесов, Шульга, 2010].

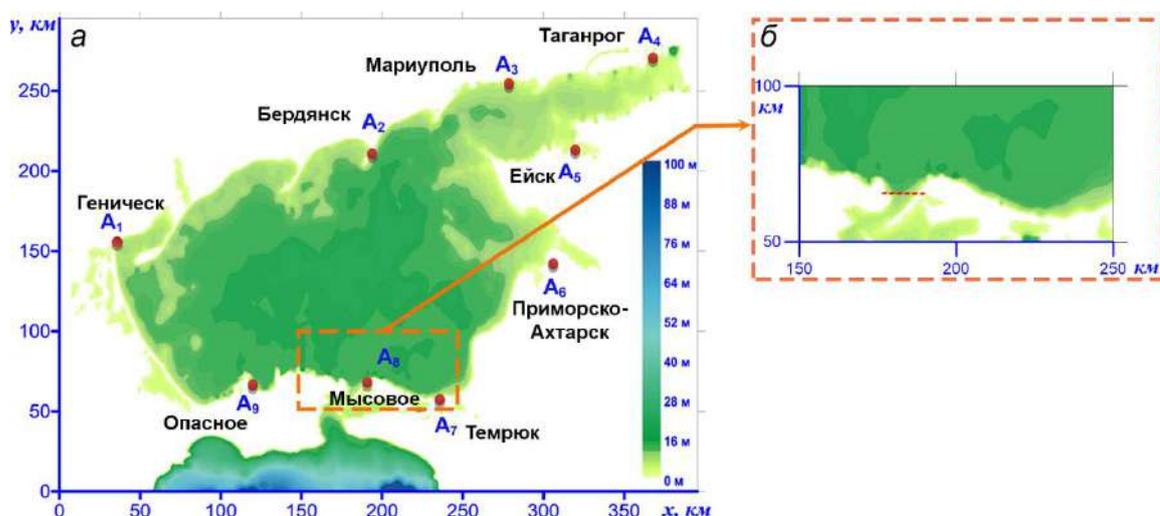


Рисунок 3.1.1 – Положение станций вдоль побережья Азовского моря: A_1 – Геническ, A_2 – Бердянск, A_3 – Мариуполь, A_4 – Таганрог, A_5 – Ейск, A_6 – Приморско-Ахтарск, A_7 – Темрюк, A_8 – Опасное, A_9 – Мысовое (а); сечение на разрезе вдоль $45,4^\circ$ с. ш., через которое рассчитывается расход воды и пункты в проливе (красные точки, $P_1 - P_5$), рассматриваемые для анализа скорости течения (б) [Черкесов, Шульга, 2018]

При этом объем протекшей жидкости за время $0 \leq t \leq t_n$ определяется выражением

$$G(t) = S \sum_{i=1}^n \overline{U(t_i)} \tau_i, \quad (3.1.2)$$

где $\overline{U(t_i)}$ – средняя скорость течений в сечении пролива на i -м временном шаге; S – площадь сечения.

В стационарной задаче ветер и расход воды должны задаваться как два независимых внешних фактора, но, согласно [Альтман, 1991], расход пропорционален проекции скорости ветра (среднесуточного) на «ось» пролива, а ветровое воздействие на уровень пролива превосходит его стоковые изменения. С целью проверки данной гипотезы нами проведен сравнительный анализ результатов моделирования по сценариям расчетной области, состоящей из Азовского моря и Керченского пролива, и области с упрощенной геометрией

– с границей на входе в пролив (рисунок 1.3.1). Исследованы зависимости величин скоростей поверхностных и глубинных течений, экстремумов сгонов и нагонов от направления и скорости постоянного ветра с учетом и без учета водообмена через пролив.

Моделирование движения жидкости в Азовском море, возникающего под действием стационарного однородного по пространству ветра, выполнялось с использованием модели идеализированного ветра \mathbf{W}_{st} (2.1.1.1). Численные эксперименты реализованы для стационарных ветров различной скорости ($|\mathbf{W}_{st}^1| = 5$, $|\mathbf{W}_{st}^2| = 10$, $|\mathbf{W}_{st}^3| = 15$ и $|\mathbf{W}_{st}^4| = 20$ м/с) западного (З), северного (С) и южного (Ю) направления. Полученные результаты сравниваются с расчетами, проведенными при моделировании установившихся движений в Азовском море без учета водообмена через Керченский пролив.

В результате действия однородного по пространству и времени ветра в течение длительного интервала времени ($\Delta T \geq 6$ ч) в морском бассейне возникают установившиеся движения. Исследование основных закономерностей этих движений позволяет установить общий характер циркуляции вод в бассейне. При этом полученное стационарное решение можно использовать в качестве начальных данных в нестационарной задаче. Для того чтобы определить время, необходимое для формирования установившихся движений жидкости в Азовском море, реализован программный код в виде подпрограммы используемой гидродинамической модели РОМ (подраздел 2.1.2).

В новом модуле расчета выполняется процедура, позволяющая определить приближение к установившемуся режиму с помощью оценивания относительных изменений среднего значения полной энергии $\bar{E}_T(t)$, которая находится как сумма осредненных по пространству значений кинетической и потенциальной энергии $\bar{E}_K(t)$ и $\bar{E}_P(t)$. На каждом шаге по времени оценка изменения $E_T(t)$ определяется на основании соотношения

$$\delta \bar{E}_T^j = |\bar{E}_T^{j+1} - \bar{E}_T^j| / \bar{E}_T^j, \quad (3.1.3)$$

где $\bar{E}_T^i = \bar{E}_K^i + \bar{E}_P^i$; i – номер шага по времени. Считаем, что стационарный режим достигается при выполнении неравенства $\delta\bar{E}_T^i \leq 10^{-2}$. Условие выхода на стационарный режим определяется еще и тем, что между двумя соседними интервалами времени $[t_i, t_{i+1}]$ не происходит заметных изменений амплитуд отклонения уровня моря и скорости течений (изменения не превышают 5%). Выполнение указанных условий позволяет определить время установления движения жидкости $t = t_{st}$.

С использованием описанной выше процедуры численно исследовано время, необходимое для установления жидкости в Азовском море в результате длительного действия ветра с характерными для данного региона скоростью и направлением. На основании анализа данных, приведенных в метеорологических справочниках, можно отметить наибольшую повторяемость в течение почти всего года ветров северо-восточного и восточного направлений со скоростью 5–15 м/с [Гидрометеорологический ... , 1962; Гидрометеорология ... , 1991; Climatic Atlas of the Sea of Azov, 2006]. В различные сезоны наибольшую непрерывную продолжительность (до 2,5 сут) имеют ветры северного и северо-западного направлений. При этом наибольшей скорости достигают северо-восточные и восточные ветры. Так, максимальная зарегистрированная скорость северного ветра (40 м/с) имела место в Керчи в сентябре 1956 г. Сила ветра при одном из наиболее разрушительных штормов последних лет 11 ноября 2007 г. достигала в Керчи 27–32 м/с, а высота волн в районе порта Кавказ составляла 4 м [Фащук, 2009].

На основании анализа ветрового режима по данным многолетних наблюдений моделирование установившегося режима течений в Азовском море нами выполнено с использованием полей постоянного ветра с модулем скорости 5, 10, 15 и 20 м/с ($|\mathbf{W}|_{st}^1, \dots, |\mathbf{W}|_{st}^4$) для каждого из трех выбираемых направлений – западного, северного и южного. На основании анализа результатов моделирования установлено, что время (t_{st}) выхода полей уровня и течений на установившийся режим зависит от скорости ветра. При бóльших значениях скорости ветра увеличивается время установления жидкости. Численный анализ показал, что под

действием, например, квазипостоянного восточного ветра длительность формирования установившихся движений в море для исследуемых скоростей составляет: 37 ($|\mathbf{W}|_{st}^1$); 42 ($|\mathbf{W}|_{st}^2$); 45 ($|\mathbf{W}|_{st}^3$) и 48 ч ($|\mathbf{W}|_{st}^4$). Более подробное описание представлено в работах [Особенности циркуляции ... , 2010; Черкесов, Шульга, 2017; Атлас..., 2012].

На рисунке 3.1.2 приведены модельные поля уровня, генерируемые постоянным ветром, действующим со скоростью 15 м/с в трех рассматриваемых направлениях.

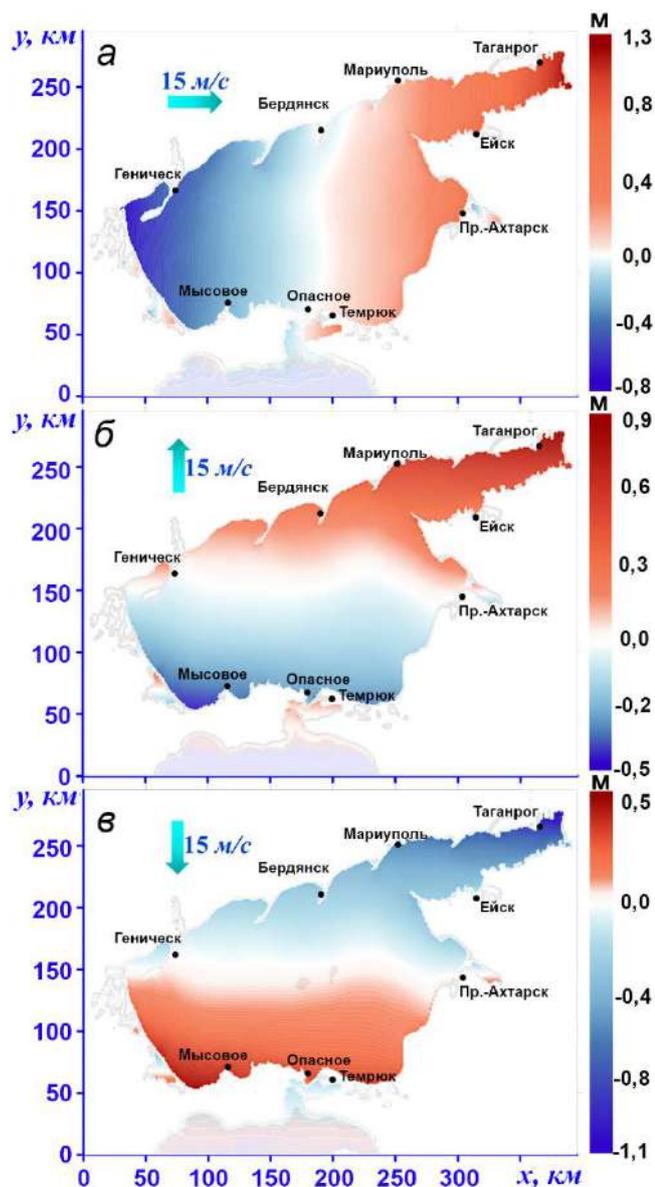


Рисунок 3.1.2 – Поля уровня Азовского моря (м) в установившемся режиме при западном (а), южном (б) и северном (в) направлениях ветра [Иванов, Черкесов, Шульга, 2010; Шульга, 2013]

Анализ результатов моделирования свидетельствует о том, что под действием квазипостоянного ветра (2.1.1.1) происходит постепенное повышение уровня у наветренных берегов (нагон) и понижение у подветренных (сгон) (рисунок 3.1.2) [Шульга, 2013]. В установившемся движении ($t \geq t_{st}$) поле уровня соответствует одноузловой сейше. Кривая нулевых амплитуд (штриховая линия) ориентирована почти перпендикулярно направлению действующего ветра и пересекает центральную часть моря в зональном (рисунок 3.1.2, б, в) и меридиональном (рисунок 3.1.2, а) направлениях.

В таблице 3.1.1 приведены максимальные отклонения уровня на береговых станциях Азовского моря в зависимости от направления и скорости ветра с учетом и без учета водообмена через пролив. Из анализа данных, приведенных в таблице 3.1.1, следует, что на каждой станции наиболее значимые сгонно-нагонные процессы отмечаются в большинстве случаев при ветре бóльших скоростей и при учете водообмена с Черным морем. При ветрах рассматриваемых направлений наиболее сильному воздействию сгонно-нагонных процессов подвержен Таганрогский залив. Здесь максимальные отклонения уровня моря (до 1 м) возникают при ветрах различных направлений.

Действие стационарного ветра одного направления, но бóльшей скорости (10 и 15 м/с) приводит к возрастанию отклонений уровня до 60%. Сравнение значений $|\zeta_{\max}|$, полученных для ветров одного направления и скорости при решении задачи с учетом и без учета пролива, показывает, что учет водообмена приводит к увеличению экстремальных значений уровня. Так, при скорости ветра 10 м/с наибольшие различия абсолютных максимумов на станциях составляют: 43% (западный ветер), 45% (южный), 46% (северный); при скорости ветра 15 м/с – 44% (западный ветер), 43% (южный), 45% (северный). Существенно влияет на наибольшие отклонения уровня и направление стационарного ветра. Отметим, что на рассматриваемых станциях самые большие подъемы и понижения уровня имеют место при определенном направлении ветра одной и той же скорости [Иванов, Черкесов, Шульга, 2011; Шульга, 2013].

Таблица 3.1.1 – Максимальные отклонения уровня моря (см) под действием ветра трех скоростей и направлений без учета и с учетом водообмена через пролив

Береговые станции	Скорость и направление ветра								
	5 м/с			10 м/с			15 м/с		
	З	Ю	С	З	Ю	С	З	Ю	С
Геническ	-7	-0	0	-29	-1	1	-69	-4	4
	-7*	-1*	1*	-42*	0*	0*	-112*	-2*	1*
Бердянск	0*	-3*	3*	-2*	11*	-12*	-4*	28*	-26*
	1*	-4*	4*	-4*	17*	-18*	-5*	46*	-47*
Мариуполь	2	-5	6	6	24	-25	14	57	-60
	4*	-6*	8*	27*	21*	-32*	25*	79*	-82*
Таганрог	10	-8	8	44	32	-34	100	80	-82
	11*	-11*	9*	57*	44*	-48*	138*	108*	-140*
Ейск	6	-4	4	22	14	-14	52	36	-29
	7*	-6*	5*	38*	16*	-16*	96*	41*	-37*
Приморско-Ахтарск	5	-1	1	21	3	-4	49	-12	8
	5*	-1*	2*	29*	-8*	8*	73*	-20*	14*
Темрюк	1	3	-3	7	-14	13	20	-33	31
	2*	5*	-7*	5*	-22*	22*	15*	-59*	55*
Опасное	-1	3	-3	-3	-12	11	-5	-29	28
	-1*	5*	-6*	-4*	-21*	20*	-9*	-56*	53*
Мысовое	-3	3	-3	-13	-15	15	-30	-35	36
	-4*	4*	-5*	-18*	-22*	21*	-45*	-58*	53*

Результаты расчетов, приведенные в таблице 3.1.1, показывают, что при западном ветре максимальные нагоны отмечаются на станциях Таганрог (138 см), Ейск (96 см), Приморско-Ахтарск (73 см), а максимальные сгоны – на станции

* Результаты моделирования, выполненного с учетом водообмена через Керченский пролив.

Геническ (112 см). При южном ветре наибольшие подъемы уровня имеют место на станциях Бердянск (46 см) и Мариуполь (79 см), максимальные опускания уровня – на станциях Темрюк (59 см), Опасное (56 см), Мысовое (58 см). Северный ветер вызывает наибольшие нагоны на станциях Темрюк (55 см), Опасное (53 см), Мысовое (53 см), наибольшие сгоны – на станциях Бердянск (47 см), Мариуполь (82 см) и Таганрог (140 см). Таким образом, для станции Геническ максимальные нагоны будут развиваться при южном ветре, а наибольшие сгоны – при западном и северном направлениях ветра. В районе Бердянска наибольшие подъемы уровня наблюдаются при южном ветре, максимальные опускания уровня – при ветре северного направления. Наиболее опасным с точки зрения сгонов для станций Мариуполь, Таганрог и Ейск является северный ветер, максимальные нагоны здесь вызываются ветрами южного и западного направлений.

На станции Приморско-Ахтарск самые большие сгоны возникают при северном ветре, ветер западного направления обуславливает максимальные подъемы уровня. На станции Темрюк максимальные нагоны развиваются при северном ветре, а наибольшие сгоны – при южном. В районе станции Опасное максимальные подъемы уровня наблюдаются при северном ветре, самые большие опускания уровня здесь отмечаются при ветрах южного и западного направлений. На станции Мысовое возникновение наибольших нагонов имеет место при северном ветре и сгонов – при южном и западном ветрах.

Сравнение двух значений $|\zeta_{\max}|$, найденных при разных условиях в проливе и одинаковом ветровом воздействии, свидетельствует о близких результатах расчетов. При этом отклонения полученных величин для трех исследуемых направлений постоянного ветра скоростью 5, 10 и 15 м/с составляют 13, 19, 24% (западный ветер); 17, 6, 25% (южный); 18, 19, 23% (северный). Отметим, что направление ветра также влияет на максимумы отклонений ζ . Так, под действием стационарного ветра со скоростью 15 м/с наибольшие значения $|\zeta_{\max}|$, которые достигаются при западном ветре (162 см), превышают наименьшие (115 см), вызванные южным ветром, на 29%.

На рисунках 3.1.3 и 3.1.4 показаны карты скоростей течений, вызванных действием постоянного ветра различных направлений со скоростью 15 м/с, на горизонтах 1 и 10 м в момент времени $t = t_{st}$. Распределения получены с помощью линейной интерполяции результатов численного моделирования с σ -координатных поверхностей на плоскости $z = \text{const}$. Как показывает анализ приведенных полей, течения в установившемся режиме характеризуются выраженными вихревыми образованиями. Их положения и конфигурации определяются направлением ветра. При этом наиболее интенсивные течения имеют место в глубоководной части моря. При западном (рисунок 3.1.3, а) ветре в Азовском море возникают две системы круговоротов, которые ориентированы в зональном направлении. В квазистационарном состоянии главным структурным элементом движения является течение, опоясывающее прибрежный район моря шириной 50–60 км и характеризующееся направленностью на северо-запад. На удалении 20–35 км от берега прослеживается ядро наибольших скоростей (стрежень потока), достигающих в поверхностном слое моря 60–80 см/с [Численный анализ... , 2014].

На границе между круговоротами направление потока жидкости ориентировано противоположно действующему ветру. В Таганрогском заливе образуется пара вихрей противоположных знаков. При северном ветре в центральной части моря генерируются два круговорота противоположных знаков (рисунок 3.1.3, в). Бóльший по площади (циклонический) – примыкает к западному берегу и содержит в себе малое вихревое образование. Меньший по площади, но более мощный круговорот (антициклонический) находится в восточной части моря.

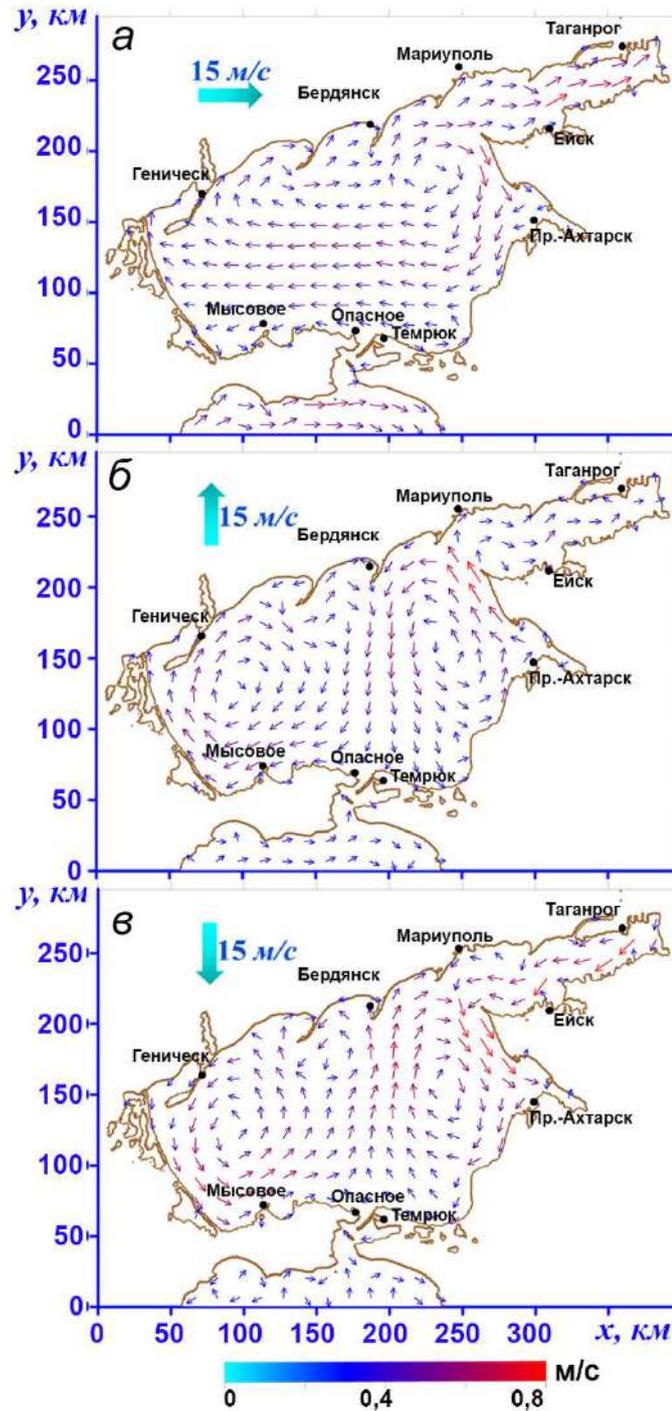


Рисунок 3.1.3 – Поля скоростей стационарных поверхностных течений (м/с) в Азовском море при западном (*а*), южном (*б*) и северном (*в*) ветре

Между этими двумя круговоротами располагается узкая полоса переноса водных масс, ориентированная противоположно ветру. Южный ветер вызывает течения, поля которых являются зеркальным отражением полей течений,

возникающих при северном ветре (прослеживается та же конфигурация вихревых образований, но они имеют противоположный знак) (рисунок 3.1.3, б).

На глубине 10 м (рисунок 3.1.4) в центральной части акватории наблюдаются течения, которые отклоняются на 135° и более от направления действующего ветра.

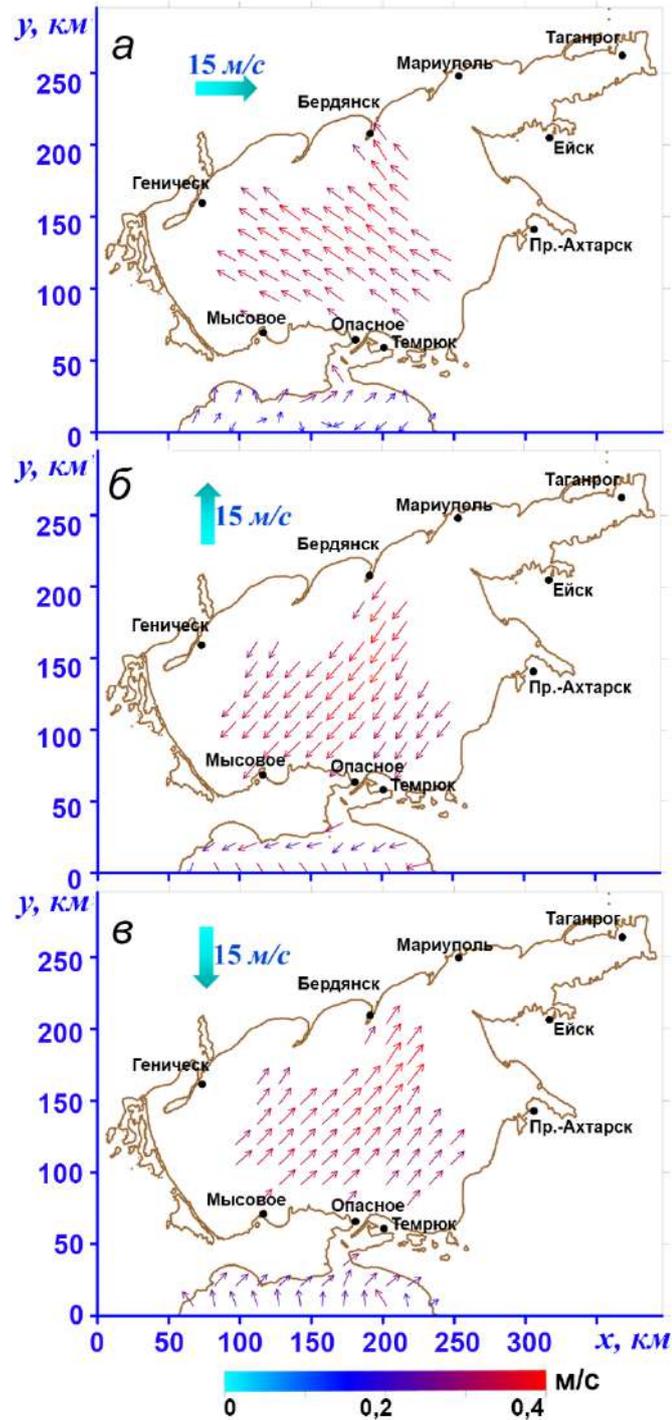


Рисунок 3.1.4 – Поля скоростей стационарных течений (м/с) в Азовском море на глубине 10 м при западном (а), южном (б) и северном (в) ветре

Как следует из анализа рисунков 3.1.3 и 3.1.4, за счет формирования противотечений, течения в проливе в поверхностном и придонном слоях направлены противоположно. Отметим, что в придонном слое под действием западного и северного ветров (рисунок 3.1.4, *а, в*) течения в Керченском проливе направлены из Черного моря в Азовское, в поверхностном слое (рисунок 3.1.3, *а, в*) – в противоположную сторону. При южном ветре (рисунок 3.1.4, *б*) течения на глубине 10 м направлены из Азовского моря в Черное.

В Таганрогском заливе (рисунок 3.1.4) при интенсивных западных, северо-западных и юго-западных ветрах основное направление течений – восточное. Структура течений в заливе сохраняется во время действия полей ветра всех рассматриваемых направлений. Известно [Гидрометеорология ... , 1991], что в центральной части моря с марта по ноябрь наиболее часто повторяются западные и юго-западные течения, более интенсивные, чем течения других направлений. В Таганрогском заливе чаще всего повторяются западные течения, при этом скорости и повторяемость течений других направлений намного меньше [Численный анализ ... , 2014].

В таблице 3.1.2 приведены данные о максимумах скоростей стационарных течений на различных горизонтах в зависимости от скорости и направления ветра при учете и без учета водообмена через пролив. Из анализа этих данных следует, что величины скоростей установившихся течений, найденные при моделировании с учетом пролива, для одинаковых скоростей и направлений ветра больше, чем без его учета. При этом на рассматриваемых горизонтах учет водообмена приводит к относительной разнице значений модулей скоростей течений, не превышающей 45%.

Исследование интегрального обмена воды через Керченский пролив в установившемся режиме выполнено на основании анализа результатов численных экспериментов, в которых на каждом шаге по времени по формуле (3.1.2) рассчитаны значения функции $G(t)$. Положительные значения этой функции соответствуют поступлению воды в Азовское море, отрицательные – свидетельствуют о том, что поток через пролив меняет направление

на противоположное. Из анализа зависимостей от времени интегральных расходов (м^3) воды через пролив в течение расчетного периода ($t = 200$ ч) следует, что наибольший расход воды через пролив имеет место при южном ветре, наименьший – при северном. Нарастание расхода до максимума происходит от начального момента времени до $t = 20$ ч.

Таблица 3.1.2 – Максимальные скорости стационарных течений (см/с), вызываемых постоянным ветром трех скоростей и направлений, на различных горизонтах Азовского моря без учета и с учетом водообмена с Черным морем

Горизонт, м	Скорость и направление ветра								
	5 м/с			10 м/с			15 м/с		
	З	Ю	С	З	Ю	С	З	Ю	С
1	11	11	11	40	39	41	62	69	58
	14*	17*	14*	44*	46*	42*	87*	99*	85*
3	6	8	8	23	28	28	48	57	47
	11*	14*	12*	28*	38*	35*	52*	59*	58*
5	4	7	7	14	21	22	28	44	43
	9*	12*	11*	24*	35*	31*	46*	52*	46*
10	4	6	6	13	16	16	23	27	27
	6*	8*	7*	17*	24*	21*	32*	42*	35*

Наибольшие скорости течений, вызванных действием ветра одной и той же скорости, отмечаются при южном направлении ветра, наименьшие – при северном. Итак, максимальные скорости поверхностных течений, вычисленные с учетом пролива, при скорости ветра 15 м/с составляют 0,87 (З); 1,22 (Ю) и 0,99 м/с (С). Относительная разница между наибольшими и наименьшими значениями

* Результаты моделирования, выполненного с учетом водообмена через Керченский пролив.

представленных скоростей составляет 30%. Аналогичное соотношение величин скоростей течений прослеживается и на других горизонтах при действии постоянного ветра со скоростью 5 и 10 м/с.

Очевидно, что в установившемся движении расход воды через Керченский пролив должен быть равен нулю, иначе задача не может считаться установившейся в связи с ростом или падением уровня Азовского моря в целом за счет расхода воды через Керченский пролив. Это возможно из-за разницы в среднем уровне Азовского моря и в окрестности Керченского пролива, а также за счет изменчивости течений по глубине или наличия противоположных баротропных течений в проливе. При этом течения не могут быть большими в силу мелководности и узкости Керченского пролива в районе Азовского моря. Таким образом, стационарные движения, вызванные постоянным ветром с учетом или без учета Керченского пролива, должны быть практически одинаковыми, и, следовательно, моделирование циркуляции в Азовском море можно проводить без учета водообмена через пролив. Таким образом, ветер южного направления, действующий вдоль Керченского пролива, вызывает течения, скорости которых превышают (на 12–30%) скорости течений, вызванных западным или северным ветром. Более подробно эти результаты представлены в наших работах [Шульга, 2013; Черкесов, Шульга, 2018].

Из анализа зависимости от времени интегральных расходов воды через пролив в течение расчетного периода (200 ч) следует, что наибольший объем протекшей воды имеет место при юго-восточном ветре, наименьший – при северо-западном: 53,6 (ЮВ), 26,4 (СЗ), 12,7 м³ (ЮЗ) [Черкесов, Шульга, 2018]. Эти результаты согласуются с данными наблюдений о среднегодовом притоке черноморских вод через Керченский пролив и стоке азовоморских вод в Черное море.

Среднегодовалый расход через Керченский пролив за периоды 1927–1940 гг., 1948–1970 гг. составил 50,6 км³/год для азовского потока, 32,7 км³/год для черноморского, в целом – 17,9 км³/год [Гидрометеорология ... , 1991], что согласуется с величиной расхода, полученного по данным водного баланса

Азовского моря, основанного на измерениях скорости течений [Альтман, 1976]. По этим данным (за период с 1963 по 1974 г. было получено свыше 400 определений расходов воды, измеренных в различные сезоны года и при различных синоптических ситуациях) средние величины расходов равны 77 км³/год для азовского и 51 км³/год для черноморского течений с преобладанием азовского потока 26 км³/год. Величине этих расходов и площади поперечного сечения в северной узости Керченского пролива (29 400 м²) соответствует средняя скорость течения 1,7 см/с. В случаях штормовых ветров расход, вычисленный по измеренным скоростям течений [Альтман, 1976], достигает 315 км³/год. При этом скорость течения, осредненная по площади поперечного сечения, превышает 30 см/с, что согласуется с найденными расходами и средними значениями скоростей течений (таблица 3.1.2).

3.2. Влияние антициклонов, проходящих над Азовским морем, на максимальные скорости течений в Керченском проливе в ледовые сезоны 2015–2017 гг.

Неожиданное усиление скорости течения в любом узком проливе представляет существенную опасность для проходящих по нему судов, а в месяцы, относящиеся к ледовому сезону, также и для расположенных здесь гидротехнических сооружений. Причиной, приводящей к увеличению скорости течения, со сравнительно высокой повторяемостью является быстрое изменение атмосферного давления и скорости ветра, обусловленных перемещением антициклонов по акватории моря. В результате прохождения антициклонов на входе в пролив возникает повышение уровня водной поверхности и распространение по нему анемобарической волны [Куркин, 2005; Teng, Wu, 1994]. Это явление оказывает влияние на изменение скорости течения в проливе тем ощутимее, чем больше средняя скорость увеличения среднесуточных значений атмосферного давления на его входе. Значимо влияют на них также рельеф дна

и конфигурация побережий пролива [Propagation of shallow ... , 2011; Chang, Lioul, 2007].

Максимальное значение модуля мгновенной скорости течения, возникающего при указанных процессах, достигается на створе пролива, где площадь его поперечного сечения минимальна. Самое узкое место Керченского пролива находится между м. Павловским и северной оконечностью косы Тузла, где пролив сужается до 3,5 км [Геология шельфа ... , 1981; Гидрометеорология ... , 1991]. Как следует из [Матишов, Чикин, 2012], площадь сечения Керченского пролива на его северном створе (порт Крым – порт Кавказ) составляет 26 км², а на створе о. Тузла (мыс Ак-Бурун – о. Тузла) – 12 км². Следовательно, оценки максимальной скорости азовского течения для участка фарватера Керченского пролива, соответствующего створу о. Тузла, необходимы для разработки рекомендаций по строительству специальных сооружений для ледовой защиты опор моста. Это оценивание выполнено для ситуаций, возникающих при перемещении антициклонов над Азовским морем с северных румбов в месяцы, относящиеся к ледовому сезону.

Усиление азовского течения во время ледовых сезонов приводит к увеличению количества ледовых образований, доставляемых им за единицу времени в северную часть пролива из Азовского моря. Вследствие особенностей рельефа дна Керченского пролива на участке, где расположен мост, вынос льда из Азовского моря в Черное азовским течением осуществляется в основном по фарватеру (между опорами моста). Чем больше модуль вектора скорости льда, увлекаемого азовским течением, тем сильнее механические воздействия, которые этот лед способен оказывать на следующие по проливу суда и на опоры моста [Гидрометеорология ... , 1991; Гидрометеорологические ... , 2009; Атлас льдов ... , 2016; Океанографический ... , 2009].

На побережье Азовского моря расположены многочисленные метеостанции России и Украины, на которых выполняются режимные наблюдения за изменениями основных метеорологических элементов, в том числе и атмосферного давления [Дубинин, Поспелов, 2014]. В ледовые сезоны

1955–2014 гг. в Керченском проливе, в том числе на створе о. Тузла, экспедициями СО ГОИН эпизодически осуществлялся мониторинг изменений средней скорости течения. Установлено, что измеренные значения средней скорости азовского течения на указанном участке фарватера составляли 0,14–0,18 м/с. На участке пролива, соответствующем его северной узкости (на трассе паромной переправы Порт Крым – Порт Кавказ), были зафиксированы и более высокие ее значения – 0,7–0,83 м/с [Атлас льдов ... , 2016]. Наблюдений за изменениями максимума скорости течения на створе о. Тузла в такие периоды не проводилось, хотя вполне очевидно, что эти максимальные значения не могут не превышать указанные средние величины. Тем не менее оценка максимальной скорости азовского течения, обусловленного перемещением реальных антициклонов с северных румбов в месяцы, относящиеся к ледовому сезону, для отдельных участков фарватера Керченского пролива ранее не производилась, что не позволяет адекватно учитывать эти скорости при разработке мероприятий, направленных на повышение безопасности судоходства в проливе и эксплуатации существующего моста.

Одним из наиболее универсальных средств для проверки гипотез и реализации прогнозов скорости течения в Керченском проливе является использование результатов математического моделирования, основанного на применении гидродинамической модели POM [Blumberg, Mellor, 1987], дополнения к которой описаны в Разделе 1. На основе анализа результатов моделирования нами показана значимость резонансного механизма в возникновении экстремально высоких амплитуд сгонно-нагонных колебаний и сейш, генерируемых антициклонами, перемещающимися над водной поверхностью с северных румбов со скоростью, равной скорости распространения в нем свободной длинной волны [Черкесов, Иванов, Хартиев, 1992]. Влияние параметров идеализированных антициклонов на скорости и структуру возникающих при этом течений, сгонно-нагонных колебаний и сейш исследованы в ряде наших работ. В них было показано, что на поле скорости течения в Керченском проливе наиболее существенно влияют антициклоны, перемещающиеся над Азовским морем с северных румбов.

При выявлении антициклонов, которые перемещались над Азовским морем к северному входу в Керченский пролив, использованы синоптические карты, построенные по результатам реанализа *NCEP/NCAR* (<ftp.cdc.noaa.gov/Datasets/ncep.reanalysis.dailyavgs/levelsea/>), который содержит данные за период с 1.01.1948 по 31.12.2017 г. Представленная в нем информация о среднесуточных значениях атмосферного давления, приведенного к уровню моря, является равнозначной и соответствует узлам координатной сетки с шагом $2,5^\circ$. Среди них присутствуют и узлы, расположенные между меридианами 15° и 45° в. д., а также параллелями 40° и 80° с. ш. (там же находится Азово-Черноморский регион и Керченский пролив). Выводы о возможности использования данного реанализа в качестве фактического материала для решения рассматриваемых задач выполнены на основе его сопоставления с информацией, полученной при режимных наблюдениях за изменениями той же характеристики в пунктах Опасное, Мысовое и Тамань за период 1.01.1972–31.03.1988 гг.

На основании реанализа *NCEP/NCAR* определены наибольшие за весь изучаемый период максимальные значения средней скорости увеличения атмосферного давления: в декабре 2015 г. (1870 Па) и феврале 2017 г. (1650 Па). На рисунке 3.2.1 показаны распределения среднесуточных значений приведенного к уровню моря приземного атмосферного давления по данным *NCEP/NCAR*, которые соответствуют датам 5, 6 и 7 февраля 2017 г.

Как видно из рисунка 3.2.1, *а*, 5.02.2017 над Азовским морем располагалась обширная область повышенного атмосферного давления (среднесуточное давление здесь составляло ~ 1012 гПа). Входящая в состав Арктического антициклона область повышенного атмосферного давления находилась над Скандинавией, регионами Северо-Западного федерального округа России и Баренцевым морем. Не связанный с нею субтропический антициклон располагался над Турцией и Кавказом. Как следует из рисунка 3.2.1, *б*, 6.02.2017 произошло вторжение арктического воздуха, которое привело к образованию субмеридиональной полосы повышенного атмосферного давления, соединяющей сегмент Арктического антициклона с Субтропическим антициклоном. Проникновение арктического

воздуха в регионы европейской территории России, расположенные в умеренных широтах, привело к тому, что атмосферное давление над Азовским морем 6.12.2015 начало повышаться, приблизившись к уровню 1015 гПа.

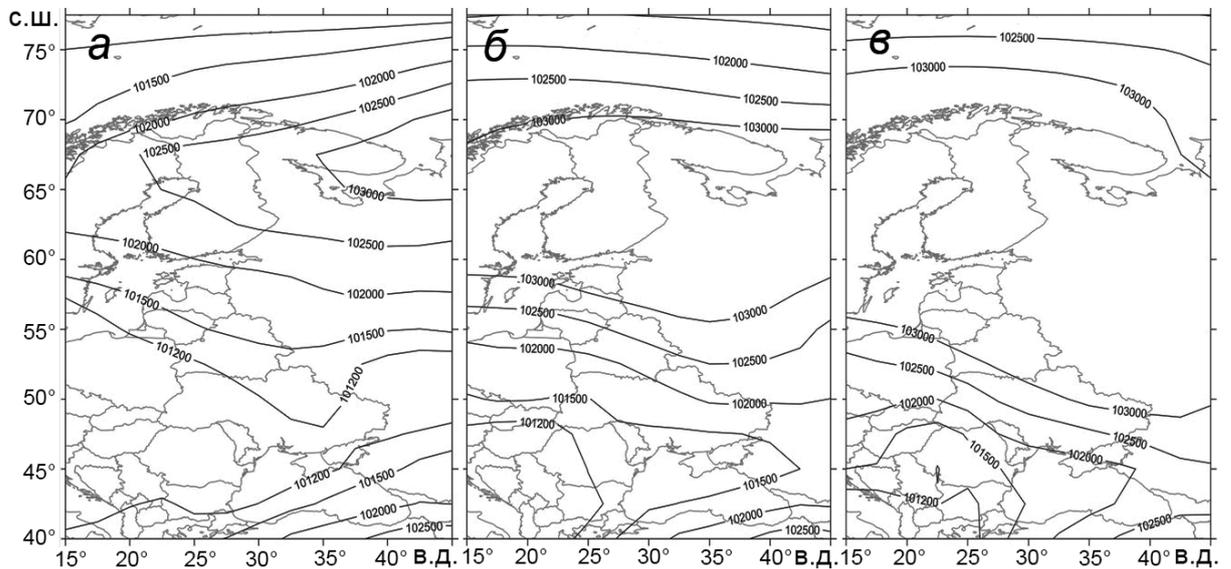


Рисунок 3.2.1 – Распределения среднесуточных значений приведенного к уровню моря приземного атмосферного давления над Восточной Европой: 5.02.2017 (а); 6.02.2017 (б); 7.02.2017 (в) [Shul'ga, Shchodro, Kholoptsev, 2021]

Из рисунка 3.2.1, в видно, что 7.02.2017 вторжение арктического воздуха продолжилось, что привело к существенному расширению рассматриваемой полосы повышенного атмосферного давления. При этом атмосферное давление над Азовским морем возросло почти на 9 гПа. Сравнивая рисунки 3.2.1, б и 3.2.1, в, отметим, что изображенные на них изобары в рассматриваемые сутки смещались над его акваторией с северо-востока в сторону северного входа в Керченский пролив. Следовательно, рассматриваемый антициклон способен вызвать значимые изменения скорости течения в проливе и повышение скорости азовского течения. Из рисунка 3.2.1, в видно: в рассматриваемом процессе атмосферное давление над Азовским морем было значительно выше, чем над прилегающей к южному входу в Керченский пролив акваторией Черного моря. Последнее (вследствие закона сообщающихся сосудов) также не могло не вызывать увеличения скорости

азовского течения. Особенности изменения распределения атмосферного давления над Приазовским регионом, которые проявились 7.02.2017, типичны и для других случаев повышения атмосферного давления, возникавших при движении антициклонов над Азовским морем с северных румбов в ледовые сезоны 2015–2017 гг.

Гидродинамическое моделирование ситуаций, возникающих во время обнаруженных резких повышений атмосферного давления, выполнялось с использованием метеорологических полей, полученных по данным модели SKIRON за 2015 и 2017 гг. Временной ход максимальных значений атмосферного давления по акватории Азовского моря на основании анализа метеорологической информации по данным модели SKIRON приведен на рисунке 3.2.2.



Рисунок 3.2.2 – Атмосферное давление, по данным модели SKIRON/Eta, осредненное по акватории Азовского моря, в декабре 2015 г. Вертикальные пунктирные линии проведены с дискретностью 5 сут

Осредненное по пространству атмосферное давление в каждый момент времени определяется по формуле

$$\bar{P}(t) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N P_{\text{SKIRON}_k}(t), \quad (3.2.1)$$

где N – число узлов модельной сетки бассейна Азовского моря, используемой в данном эксперименте; $P_{SKIRONk}(t)$ – величина текущего значения атмосферного давления в ее k -ом узле.

Как следует из анализа кривой, отмеченной на рисунке 3.2.2 красным цветом, прохождение антициклона сопровождалось значительным увеличением атмосферного давления. Видно, что атмосферное давление в первой декаде декабря 2015 г. изменялось от минимального (1009,9 гПа) до максимального (1038,9 гПа) значения. Скорость повышения давления в этот период составила 9,5 гПа/сут.

Пространственные карты поля приводного ветра и атмосферного давления по данным модели SKIRON, отвечающие времени возникновения повышений атмосферного давления 5–7 февраля 2017 г., представлены на рисунке 3.2.3.

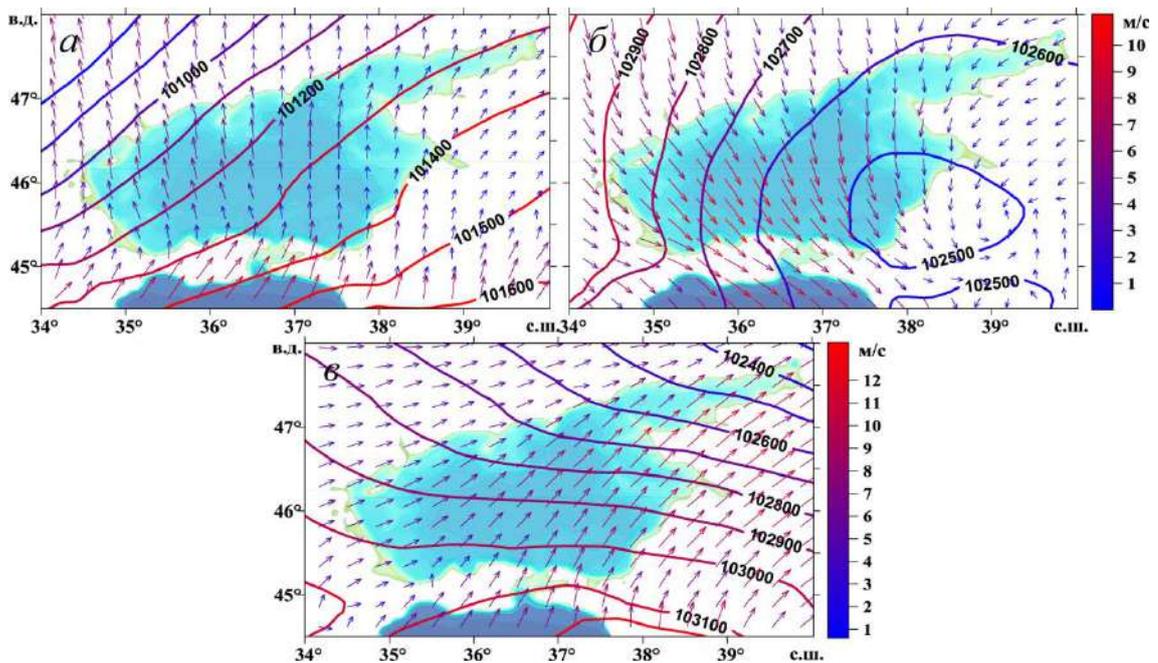


Рисунок 3.2.3 – Поля приводного ветра и приземного атмосферного давления над Азовским морем: 5.02.2017 (а); 6.02.2017 (б); 7.02.2017 (в) [Shul'ga, Shchodro, Kholoptsev, 2021]

Заметно, что в рассматриваемых ситуациях наблюдалась значительная пространственная неоднородность полей ветра над морем как по скорости, так и по направлению. Приведенные карты распределений приземного атмосферного

давления согласуются со среднесуточными данными, представленными на рисунке 3.2.1. Прохождение антициклона 6.02.2017 (рисунок 3.2.3, б) у северного входа в Керченский пролив вызывает изменение направления ветра с северо-восточного на юго-западное. На рисунке 3.2.3, в видно перемещение в направлении к Черному морю обширного барического образования с высокой (до 15 м/с) скоростью ветра, направление которого изменилось в течение суток на противоположное.

Анализ результатов моделирования (РОМ) ситуаций, возникающих во время обнаруженных резких повышений атмосферного давления в декабре 2015 г. и феврале 2017 г. ($0 \leq t \leq 744$ и $0 \leq t \leq 672$ ч) позволил оценить значения максимальной скорости азовского течения в различных пунктах северного входа в Керченский пролив. Данные моделирования позволяют получить значения скорости течений как на поверхности моря, так и на глубинах 3, 5 и 10 м в моменты времени, различающиеся на 3 мин в узлах расчетной сетки с горизонтальным разрешением 1 км. Расчеты показали, что перемещение антициклона над регионом приводит к изменению распределения скорости ветра и атмосферного давления, при котором у северного входа в Керченский пролив происходит существенное повышение уровня Азовского моря, обусловленное нагоном воды.

Значения максимальной $|\mathbf{U}|_{\max}$ и осредненной по вертикали $|\bar{\mathbf{U}}|_{(z)}$ скорости азовского течения по данным двух экспериментов, проведенных для указанных диапазонов дат, представлены в таблице 3.2.1. Оценки скорости течения приведены в пунктах $P_1 - P_5$, показанных на рисунке 3.2.1, эквидистантно расположенных на северном входе в Керченский пролив на широте 39.33° с. ш. (пункт P_3 точно на фарватере).

Из таблицы 3.2.1 следует, что наибольшего значения скорости течения достигают в центре пролива (пункт P_3). Здесь абсолютный максимум этого показателя на поверхности составляет 85 см/с, а в среднем по глубине – 64 см/с (6.12.2015). Расчетами показано, что в каждом рассматриваемом эпизоде значения мгновенной скорости азовского течения в различных пунктах северного входа в Керченский пролив приходятся на одни и тех же сутки. На эту же дату приходится

и наибольшее за изучаемый период абсолютное максимальное значение средней скорости увеличения атмосферного давления (1870 Па).

Таблица 3.2.1 – Максимальные значения скорости (см/с) азовского течения в поверхностном слое моря и осредненные по вертикали в пунктах на входе в Керченский пролив при движении антициклонов с северных румбов, выявленные в декабре 2015 г. и феврале 2017 г. [Shul'ga, Shchodro, Kholoptsev, 2021]

Пункты	1–31 декабря 2015 г.		1–28 февраля 2017 г.	
	$ U _{\max}$	$ \bar{U} _{[z]}$	$ U _{\max}$	$ \bar{U} _{[z]}$
P_1	37	45	35	50
P_2	41	48	37	44
P_3	64	85	56	76
P_4	47	54	45	48
P_5	50	53	53	61

На основании приведенных в таблице 3.2.1 данных отметим, что наибольшего значения максимум скорости течений достигает не только в центре пролива, но и в его восточной части (пункт P_5): 50 (06.12.2015) и 53 см/с (24.02.2017). Наименьшие максимальные скорости течений имеют место в пункте, расположенном у западной границы пролива (пункт P_1): 37 (06.12.2015) и 35 см/с (24.02.2017). Аналогичные соотношения имеют место для осредненных значений скорости течения. Таким образом, в центральной части пролива возникают течения со скоростями, средние и максимальные значения которых в 1,5–1,7 раза больше соответствующих значений скорости на его западной границе. Результаты моделирования позволяют определить превышение максимальной скорости течений относительно ее среднемесячного значения при прохождении антициклона над Азовским морем. Анализ результатов, представленных в таблице 3.2.1, показывает, что пиковые значения скоростей течений превышают среднемесячные значения на 30 м/с в декабре 2015 г. и 21 см/с в феврале 2017 г.

Результаты моделирования позволяют сделать выводы о максимуме уровня Азовского моря в пунктах, расположенных на северном входе в Керченский пролив ($P_1 - P_5$). Эти величины даны в таблице 3.2.2 в моменты времени достижения максимумов скорости азовского течения. Как следует из анализа данных, представленных в таблице 3.2.2, наибольшие значения уровня Азовского моря (52 и 48 см) по отношению к среднему уровню Черного моря в даты, соответствующие наибольшим значениям максимумов скорости азовского течения (6.12.2015 и 24.02.2017), в обоих случаях приходится на пункт P_1 , расположенный в западной части северного входа в Керченский пролив [Shul'ga, Shchodro, Kholoptsev, 2021].

Таблица 3.2.1 – Максимальные значения уровня (см) Азовского моря в пунктах северного входа в Керченский пролив в моменты времени достижения максимумов скорости азовского течения

Дата	P_1	P_2	P_3	P_4	P_5
6.12.15 22:00	52	33	43	28	47
24.02.17 15:45	48	31	37	25	46

3.3. Выводы к разделу 3

Результаты численного моделирования с использованием модели РОМ, адаптированной к Азовскому морю, показали зависимость экстремальных значений отклонений уровня, скорости поверхностных и глубинных стационарных течений от направления и скорости вызывающего их постоянного ветра, а также при учете водообмена через Керченский пролив.

Установлено, что южный ветер при учете водообмена через пролив вызывает течения, максимальные скорости которых на 30% превышают скорости

установившихся движений, вызванных западным и северным ветром. Учет водообмена через пролив приводит к существенно бóльшим значениям скорости установившихся течений только при скоростях ветра 10 и 15 м/с (возрастают до 53% по сравнению с действием ветра того же направления со скоростью 5 м/с). Результаты моделирования позволили определить влияние водообмена с Черным морем на увеличение максимальных отклонений уровня Азовского моря. В частности, показано, что при скорости ветра 10 м/с максимальные значения нагонов и скоростей течений при учете пролива на 36 и 42% соответственно больше, чем без учета пролива. При этом наибольшие скорости течений вызываются ветром южного направления.

Оценки воздействия вихревых атмосферных образований с учетом свободного прохождения жидкости через Керченский пролив позволяют сделать выводы об увеличении максимумов сгонов и нагонов в зависимости от геометрических размеров возмущений. Показано, что циклон с кратно бóльшим основанием (например, южный циклон) приводит к появлению сгонов и нагонов с бóльшими амплитудами. Так, циклон, имеющий в 2 раза бóльшее основание, обуславливает рост значений сгонов и нагонов в 2,3 раза, а имеющий в 4 раза бóльшее основание – в 3 раза. Также увеличение размеров действующих атмосферных образований приводит к уменьшению времени, в течение которого происходит формирование экстремальных значений уровня.

Вихревые атмосферные возмущения зональных направлений (например, западный циклон) не приводят к заметному изменению величин сгонов и нагонов по сравнению с действием циклонов, передвигающихся в меридиональном направлении (например, южный циклон). Учет водообмена через пролив вызывает увеличение не более чем на 40% экстремальных сгонов и нагонов.

Результаты моделирования, выполненного с привлечением метеорологических данных модели SKIRON для ситуаций существенного повышения атмосферного давления над Азовским морем в декабре 2015 г. и феврале 2017 г., показали возможность достижения максимального значения скорости течения на северном входе в Керченский пролив (85 см/с, 6.12.2015).

Перемещение антициклонов над Восточной Европой, проходящих вдоль акватории Азовского моря с северных румбов, способно приводить к увеличению поверхностной скорости азовского течения до максимального значения 0,54 м/с, а уровня моря – до 52 см. Столь существенное и резкое усиление течения может представлять опасность как для судов, проходящих между опорами Керченского моста, так и для самих этих опор в ледовые сезоны.

Раздел 4.

СВОБОДНЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ АЗОВСКОГО МОРЯ

Колебания уровня и течений в морях и океанах формируются под действием различных внешних и внутренних сил, многообразие которых приводит к образованию разномасштабных океанологических процессов с периодами от нескольких секунд до нескольких десятков лет. Важную роль в формировании экстремальных уровней и гидрологических процессов в прибрежной области Азовского моря играют сгонно-нагонные колебания уровня, которые возбуждаются в результате экмановского механизма генерации ветровых течений под влиянием совместного воздействия касательного трения ветра, вращения Земли и силы трения. Кроме того, в мезомасштабном и синоптическом диапазонах пространственно-временных масштабов в бассейне Азовского моря под воздействием сил касательного трения ветра и горизонтального градиента атмосферного давления генерируются различные виды длинных волн: инерционно-гравитационные и градиентно-вихревые. Очень часто генерация и релаксация длинных волн происходит на частотах собственных колебаний бассейна [Аппелль, 1936; Ламб, 1947; Ле Блон, Майсек, 1981; Гилл, 1986; Rabinovich, 2009; Численное моделирование ... , 2019; Zakharchuk, Tikhonova, Fuks, 2004; Spatiotemporal ... , 2021]. При равенстве скоростей движения анемобарических образований в атмосфере с фазовыми скоростями свободных длинных волн реализуется резонансный механизм возбуждения волновых движений в океанах и морях [Куликов, Медведев, 2013; Захарчук, Тихонова, 2011]. В ограниченных и замкнутых морских бассейнах под влиянием процессов отражения и вращения Земли длинные волны модифицируются в стоячие (сейши) и прогрессивно-стоячие (смешанные) волновые движения [Rabinovich, 2009; Крылов, 1946; Некрасов, 1975; Тимонов, 1959; Захарчук, Сухачев, Тихонова, 2020]. Свободные колебания, представляющие собой волновые движения с периодами от нескольких часов до нескольких суток [Монин, 1972; Лоция Азовского моря; Герман, 1970], наблюдаются в Азовском море постоянно. При этом в районах сужения береговых границ скорость течений может

достигать 1,5 м/с, а высота волн – 0,8 м [Гидрометеорология, 1991; Доценко, Иванов, 2010]. На основании данных многолетних наблюдений известно, что хорошо выраженные сейшевые колебания уровня достигают наибольшей величины (55 см) в Таганрогском заливе. Период свободных колебаний, возникающих после прекращения действия сгонно-нагонного ветра, равен одним суткам [Гидрометеорологические ... , 1986]. Летом, когда над морем устанавливается хорошая антициклоническая погода, возникает ситуация, когда на свободные колебания уровня моря накладываются вынужденные колебания, вызванные бризовыми ветрами [Куликов, Файн, Медведев, 2015]. В этих случаях создается реальная угроза возникновения экстремальных течений, затопления прибрежных районов моря и разрушения береговых сооружений. Структура доминирующих продольных собственных колебаний в Азовском море такова, что их вершины приходятся на районы, расположенные вблизи крупных населенных пунктов [Герман, 1971; Современные ... , 2015]. Поэтому представляет интерес изучение влияния свободных колебаний на формирование экстремальных амплитуд колебаний уровня и течений Азовского моря.

Изучение сейшеобразных колебаний в Азовском море с использованием математического моделирования и с учетом анализа данных натуральных наблюдений проведено в работах [Герман, 1971; Моделирование длинных волн ... , 2000; Иванов, Коновалов, Черкесов, 2003], где методом конечных элементов найдены значения периодов и структур первых шести мод свободных колебаний. В ряде работ [Матишов, Матишов, Инжебейкин, 2008; Матишов, Инжебейкин, 2009] сейшевые колебания уровня Азовского моря и течения, возникающие в результате нагонов величиной 1 м на открытой границе, исследованы в рамках линейной двумерной математической модели. В настоящей главе сейшевые колебания исследуются в рамках трехмерной гидродинамической модели.

4.1. Исследование скорости течений и колебаний уровня моря после прекращения длительно действующего ветра

Атмосферные возмущения являются основным источником генерации сейш в Азово-Черноморском регионе [Белов, 1978; Гидрометеорологический ... , 1962; Научно-прикладной ... , 1990]. Под влиянием ветра, имеющего устойчивое направление и скорость, возникают течения и повышения уровня у одного берега и понижения – у другого. После прекращения действия ветра имеют место свободные волновые колебания жидкости на поверхности моря. Анализ сейшеобразных колебаний в Азовском море методом математического моделирования с учетом данных натурных наблюдений приведен в работах [Герман, 1970; Матишов, Инжебейкин, 2009]. Автором работы [Герман, 1970] выполнен спектральный анализ характеристик периодов и структур высших мод свободных колебаний. Сейшевые колебания уровня Азовского моря и течения, возникающие в результате нагонов высотой 1 м на открытой границе, исследованы в рамках линейной двумерной математической модели [Матишов, Инжебейкин, 2009].

Научный и прикладной интерес представляет трехмерное моделирование, позволяющее проанализировать физические закономерности свободных колебаний жидкости в Азовском море. Выводы об особенностях таких движений сделаны на основании анализа результатов серии численных экспериментов, проведенных на основе модифицированной модели РОМ, в которых воспроизведены колебания жидкости в бассейне, возникающие после прекращения действия устойчивого ветра. Действие ветра начинается от начального момента времени ($t = 0$) на первоначально невозмущенную поверхность моря. Его скорость (\mathbf{W}_{st}) задается на основании формулы (2.1.1.1) с модулем $|\mathbf{W}|_{st}^4 = 20$ м/с, а направление соответствует восточному ветру. От момента установления движений в море ($t = t_{st} = 48$ ч) скорость ветра линейно уменьшается за 3 ч до нуля, определяя момент времени возникновения сейшеобразных колебаний ($t_{sei} = 51$ ч).

На рисунке 4.1.1 показаны изолинии уровня моря в различные моменты времени. В начальный период поверхность уровня представляет собой

одноузловую сейшу. В установившемся режиме (рисунок 4.1.1, *а*) возникает понижение уровня вдоль восточного побережья (сгоны) и повышение – вдоль западного (нагоны). Узловая (на рисунке штриховая) линия пересекает центральную часть моря, она ориентирована перпендикулярно направлению ветра [Иванов, Черкесов, Шульга, 2010; Черкесов, Шульга, Изучение методом ... , 2014]. Отметим, что самые интенсивные понижения происходят на востоке, в Таганрогском заливе, а наибольшие повышения – в западной части моря. Наименьшие амплитуды колебаний уровня имеют место в его центральной части. С прекращением действия ветра (рисунок 4.1.1, *б – е*) возникает существенное изменение с течением времени расположения линий равного уровня и узловой линии.

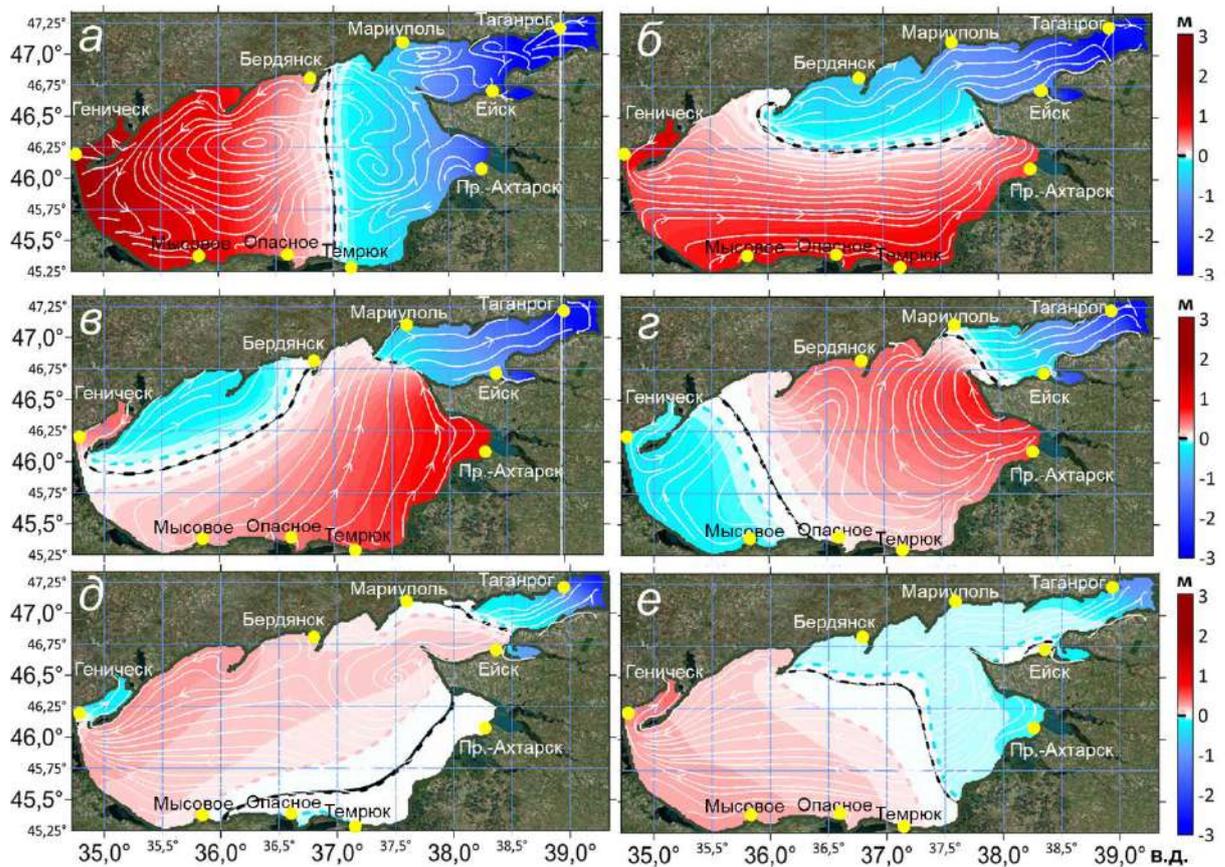


Рисунок 4.1.1 – Поток течений и изменения уровня (м) Азовского моря при установившемся движении (*а*), в момент прекращения действия ветра (*б*), через 3 ч (*в*), через 6 ч (*г*), через 9 ч (*д*), через 12 ч (*е*). Черной пунктирной линией обозначена линия нулевых амплитуд уровня моря [Иванов, Черкесов, Шульга, 2015]

В момент прекращения действия ветра (рисунок 4.1.1, б) узловая линия не сместилась, а зоны сгона и нагона сохраняются в тех же областях моря, что и в установившемся режиме. При этом величины сгонов и нагонов уменьшаются. Из рисунка 4.1.1, в видно, что узловая линия через 3 ч после прекращения действия ветра развернута относительно центральной области моря и ориентирована в зональном направлении. Зоны сгона и нагона также сместились на запад, в сторону действующего ветра. В Таганрогском заливе прекращение действия ветра через 3 ч мало сказывается на изменениях уровня.

Через 6 ч (рисунок 4.1.1, г) происходит дальнейшее перемещение узловой линии в восточном направлении. Области нагонов и сгонов перемещаются соответственно в южном и северном направлениях, при этом их величины существенно уменьшаются. На рисунках 4.1.1, д и е приведены изолинии уровня моря через 9 и 12 ч после прекращения действия ветра. Видно, что свободные колебания в указанные моменты времени имеют вид двухузловых сейш. Изменения со временем колебаний уровня в любом пункте Азовского моря представляют собой суперпозицию сейш различных мод, на формирование которых влияет много факторов. Затухание сейшевых колебаний до 0,1 см продолжалось в течение 300 ч [Иванов, Черкесов, Шульга, 2015].

Ветры одной и той же скорости, но различных направлений (от юго-западного к северо-западному) могут приводить к изменению районов максимальных значений нагонов. Так, постоянные юго-западный и северо-западный ветры со скоростью 15 м/с вызывают наибольшие нагоны на ст. Таганрог (204 см) и Приморско-Ахтарск (102 см) соответственно. В то же время под действием ветра рассматриваемых скоростей и направлений изменение районов максимальных сгонов не происходит. Во всех случаях наибольшие значения сгонов достигаются на ст. Геническ. Максимальная величина сгона (139 см) имеет место при западном ветре со скоростью 15 м/с. Отметим также, что при ветрах одной и той же скорости, но разных направлений в одном и том же береговом районе могут быть и нагоны, и сгоны. На ст. Мариуполь (скорость ветра 15 м/с) возникают нагоны (119 и 88 см) при юго-западном и западном ветрах и сгон (42 см) – при северо-западном ветре

[Численный анализ ..., 2018].

Используя результаты численного моделирования, выполним анализ изменения амплитуды и периодов сейшеобразных колебаний в пунктах побережья и центральной части бассейна. В таблице 4.1.1 приведены экстремумы сейшеобразных колебаний (ζ_k ; $k = 1, \dots, 4$) в районе береговых станций Азовского моря и время их достижения (t_k).

Таблица 4.1.1 – Стационарные сгоны и нагоны (ζ_{st} , см), обусловленные действием постоянного восточного ветра со скоростью 20 м/с, время их достижения (t_k , ч) и экстремумы сейшеобразных колебаний (ζ_k , $k = 1, \dots, 4$), возникающих после прекращения действия ветра

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

Об изменении уровня Азовского моря вблизи его побережья (высота сгонов и нагонов) под действием устойчивого восточного ветра W_{st} со скоростью 20 м/с, экстремумах сейшеобразных колебаний в районе станций на побережье моря, возникающих после прекращения его действия, а также о времени их достижения t_k можно судить по данным в таблице 4.1.1. Видно, что наибольший нагон

отмечается на станции Геническ (2 м), наибольший сгон – на станции Ейск (–2,44 м). После полного ослабления действия ветра происходит монотонное понижение уровня до наименьшего значения ($\zeta_1 = -0,27$ м; $t = 9,5$ ч). При этом размах колебания от стационарного нагона составляет 2,3 м. При $t = 16,5$ ч отмечается повышение уровня до 0,33 м. Размах второго колебания (0,6 м) в 3,8 раза меньше первого (на 1,63 м) [Иванов, Черкесов, Шульга, 2015].

Экстремальное значение при следующем колебании (–0,12 м) имеет место через 8,2 ч (24,7 ч), его размах 0,45 м мало отличается от предыдущего (на 0,15 м). Максимум четвертого свободного колебания $\zeta_4 = 0,12$ м наступает через $t_4 = 32,7$ ч, его размах (0,24 м) вдвое меньше предыдущего и в 9,6 раза меньше первого.

Используя данные таблицы 4.1.1, выполним анализ свободных колебаний на ст. Ейск, где отмечается наибольший сгон (–2,44 м; $t = t_0$). Прекращение действия ветра вызывает повышение уровня ($\zeta_1 = -0,06$ м; $t = 18,3$ ч). При этом размах первого колебания составляет 2,38 м. В дальнейшем уровень продолжает повышаться и через 10,2 ч достигает наибольшего значения 0,21 м, размах второго колебания (0,27 м) в 8,8 раза меньше первого. Еще через 10,4 ч имеет место понижение уровня на 0,23 м ($\zeta_3 = -0,02$ м; $t = 38,9$ ч), размах колебания отличается от предыдущего на 0,04 м. Размах следующего колебания ($\zeta_4 = 0,07$ м), которое происходит через 16,9 ч ($t_4 = 55,7$ ч), составляет 0,1 м, что в 23,8 раза меньше первого. Размах колебаний уровня моря $\Delta\zeta_k$ (м) после прекращения действия ветра на этих двух станциях следующий (k – номер колебания) [Демышев, Черкесов, Шульга, 2017]:

k	1	2	3	4
Геническ	2,30	0,60	0,45	0,24
Ейск	2,38	0,27	0,23	0,10

На рисунке 4.1.2 приведены поля течений в поверхностном слое Азовского моря в различные моменты времени. Видно, что в установившемся движении

($t_{st} = 48$ ч) векторы скорости течений направлены вдоль северо-восточной части побережья, а в Таганрогском заливе и центральной части моря преимущественно – в одну сторону с действующим ветром (рисунок 4.1.2, *a*). В центральной части моря отмечаются два вихревых образования противоположных знаков с пространственным масштабом ~ 100 км. Между вихрями выделяются узкие меандрирующие струи.

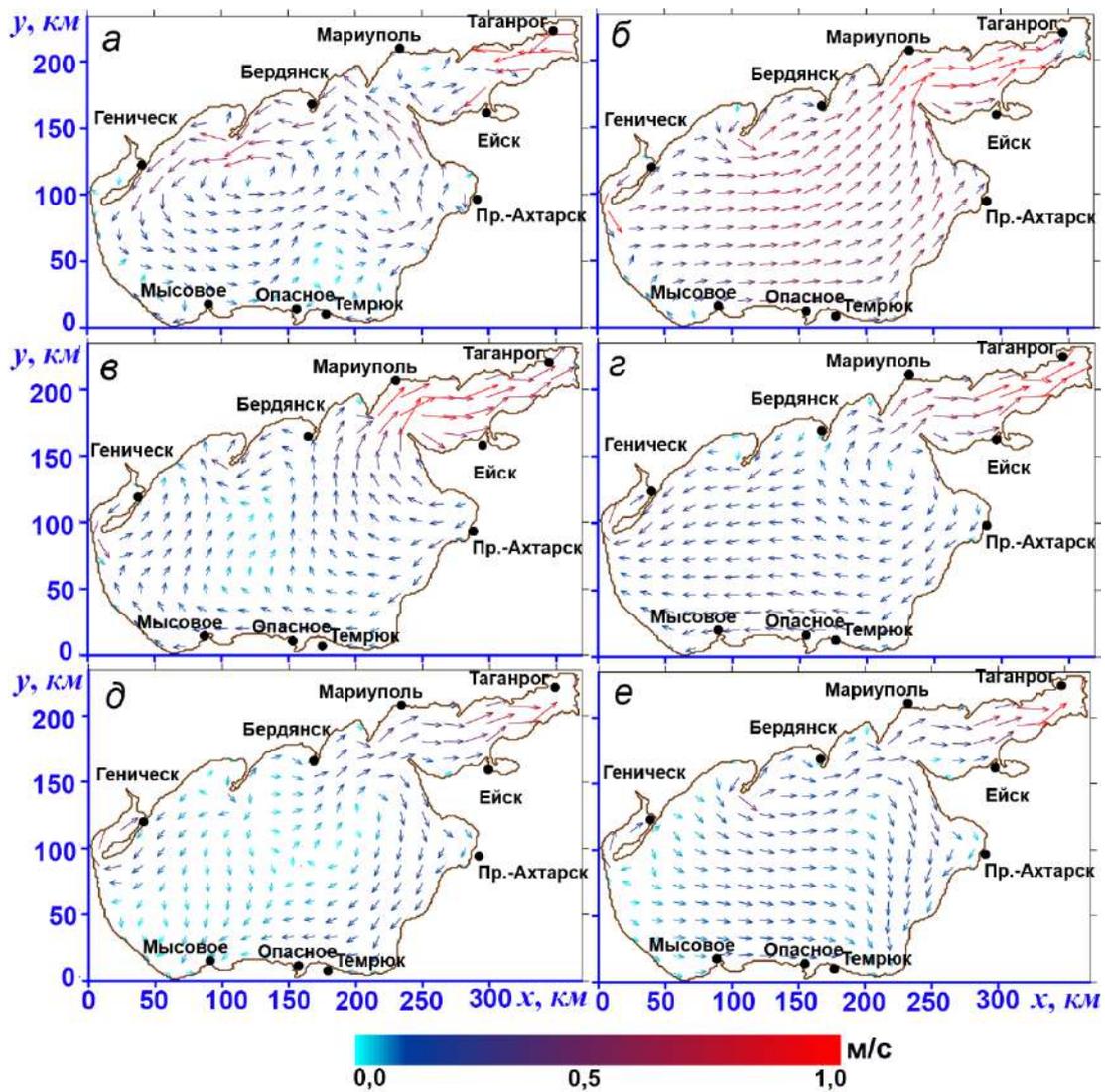


Рисунок 4.1.2 – Схемы течений Азовского моря при установившемся движении (*a*), в момент прекращения действия ветра (*б*), через 3 ч (*в*), через 6 ч (*г*), через 9 ч (*д*), через 12 ч (*е*) [Иванов, Черкесов, Шульга, 2015]

При уменьшении скорости ветра до нуля ($t = t_0$) процесс вихреобразования продолжает развиваться, а поле течений представляет собой цепочки вихрей

(рисунок 4.1.2, б). В дальнейшем картина течений существенно меняется (рисунок 4.1.2, в). Теперь во всей акватории моря векторы скорости течений направлены в сторону, противоположную действующему ветру. Видно, что скорости больше, чем при t_{st} , и при этом присутствует один вихрь возмущений. Через 6 и 9 ч после прекращения действия ветра течения остаются достаточно интенсивными и направлены в сторону, противоположную стационарному ветру (рисунок 4.1.2, г, д). При этом вдоль северного побережья начинает формироваться антициклонический вихрь. Через 12 ч (рисунок 4.1.2, е) в Таганрогском заливе сохраняется направление течений с запада на восток, у входа в него имеет место антициклонический вихрь, в центральной и западной частях моря течения направлены в противоположную сторону (с востока на запад).

Определение периодов и амплитуд сейш в открытой части Азовского моря выполнено на основании данных, приведенных в таблице 4.1.2. Здесь приведены данные об экстремумах сейшеобразных колебаний уровня в глубоководной части Азовского моря, возникающих после затухания ветра, и соответствующие им моменты времени для девяти пунктов, расположенных в центральной части Азовского моря (рисунок 4.1.3).

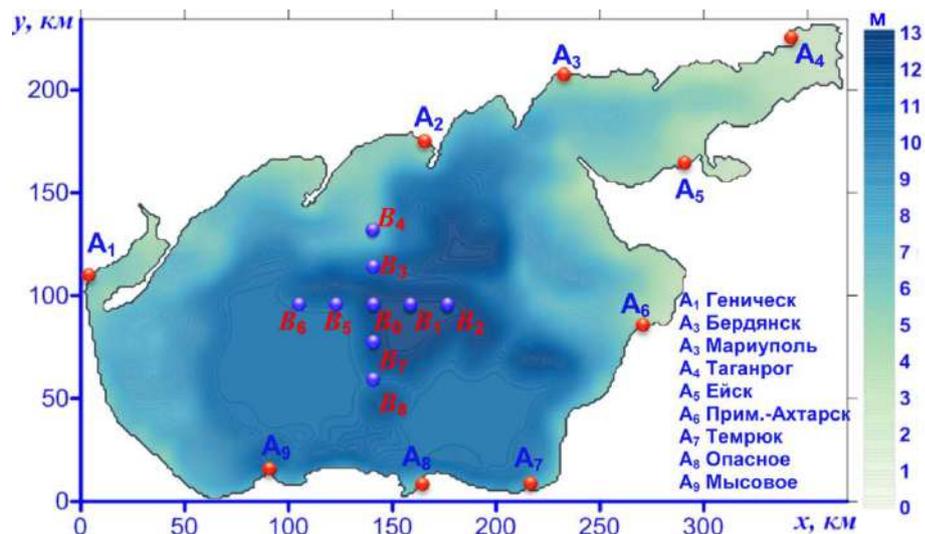


Рисунок 4.1.3 – Модель рассматриваемой расчетной области, положение пунктов $A_1 - A_9$ на побережье и $B_0 - B_8$ в центральной части Азовского моря

Из анализа представленных данных следует, что наименьшее отклонение уровня в установившемся режиме движения (0,04 м) имеет место в амфидромической точке B_0 ($46,25^\circ$ с. ш., $36,46^\circ$ в. д.) – геометрическом центре бассейна. В пунктах, расположенных на расстоянии 50 км от центра, амплитуды уровня значительно выше. Так, максимумы отклонений уровня в п. B_5 и B_7 составляют соответственно $-1,25$ и 1 м, что в 31,3 и 25,3 раза больше, чем в точке B_0 ($t = t_{st}$). Как видно из сравнения наибольших значений нагона на станции Геническ (2 м, таблица 4.1.1) и повышения уровня в точке B_7 (1,01 м, таблица 4.1.2), сгона на станции Ейск ($-2,44$ м, таблица 4.1.1) и понижения уровня в точке B_5 ($-1,25$ м, таблица 4.1.2), установлено, что изменение уровня под действием устойчивого ветра в прибрежных районах моря (стационарные нагоны и сгоны) двукратно превышает максимальные значения отклонения уровня в его открытой части.

Таблица 4.1.2 – Экстремумы сейшеобразных колебаний, возникающих после прекращения действия ветра, в открытой части Азовского моря

Координаты пунктов $B_0 - B_8$		ζ_{st}	ζ_1	t_1	ζ_2	t_2	ζ_3	t_3	ζ_4	t_4	
с. ш.	в. д.										
B_0	$46,25^\circ$	$36,46^\circ$	4	33	7,7	2	14,7	8	20,6	2	29,6
B_1	$46,77^\circ$	$36,46^\circ$	-46	59	5,6	-3	15,3	18	22,1	0	30,5
B_2	$47,29^\circ$	$36,46^\circ$	5	-37	1,9	43	7,4	-3	17,4	10	23,9
B_3	$46,25^\circ$	$36,21^\circ$	48	2	4,3	16	8,8	2	19,4	2	22,3
B_4	$46,25^\circ$	$36,95^\circ$	10	53	2,8	1	13,7	15	18,5	0	28,6
B_5	$45,20^\circ$	$36,46^\circ$	-125	88	5,3	-10	16,3	30	21,5	-2	27,0
B_6	$45,21^\circ$	$36,46^\circ$	10	-52	1,9	45	7,4	-7	17,4	10	24,7
B_7	$46,25^\circ$	$34,97^\circ$	101	-14	5,7	25	13,3	-2	20,3	7	28,8
B_8	$46,25^\circ$	$34,97^\circ$	11	86	2,5	-8	13,3	22	18,3	-3	28,1

Анализируя данные, приведенные в таблице 4.1.2, отметим, что максимальное повышение уровня моря имеет место в п. B_7 (1,01 м). После полного ослабления действия ветра происходит монотонное понижение уровня до наименьшего значения ($\zeta_1 = -0,14$ м; $t_1 = 5,7$ ч). При этом размах колебания составляет 1,15 м. Через 7,6 ч отмечается повышение уровня ($\zeta_2 = 0,25$ м; $t_2 = 13,3$ ч). Размах второго колебания (0,39 м) в три раза меньше первого. Экстремальное понижение при следующем колебании $\zeta_3 = -0,02$ м имеет место через 7 ч, его размах 0,27 м отличается от предыдущего на 0,12 м. Следующее экстремальное повышение уровня ($\zeta_4 = 0,07$ м) возникает через 8,5 ч с размахом 0,09 м, который в 12,7 раза меньше первого, оно отмечается через 28,8 ч от момента времени $t = t_0$.

Наибольшее понижение уровня моря среди всех рассматриваемых пунктов происходит в п. B_5 (-1,25 м), через 5,3 ч с размахом 2,13 м достигается максимум первого свободного колебания ($\zeta_1 = 0,88$ м). Через 11 ч имеет место наибольшее понижение уровня ($\zeta_2 = -0,1$ м; $t = 16,3$ ч) с размахом колебания (0,98 м) в 2,2 раза меньше первого. Следующий экстремум свободных колебаний достигается через 5,2 ч ($\zeta_3 = 0,3$ м), размах 0,4 м меньше предыдущего в 2,5 раза. Понижение уровня $\zeta_4 = -0,02$ м происходит через 5,5 ч с размахом колебания 0,32 м, который в 6,7 раза меньше первого, оно наступает через 27 ч от момента времени $t = t_0$. Размах свободных колебаний уровня моря $\Delta\zeta_k$, м, в глубоководной части в 1,2–2 раза меньше, чем на береговых станциях (k – номер колебания):

k	1	2	3	4
точка B_7	1,15	0,39	0,27	0,09
точка B_5	2,13	0,98	0,40	0,32

Таким образом, экстремальные значения размаха сейшевых колебаний в открытой части моря сопоставимы с размахом свободных колебаний

в прибрежных районах и составляют 50–89% от значения последних [Демышев, Черкесов, Шульга, 2017].

Время достижения экстремумов собственных колебаний, приведенное в таблицах 4.1.1 и 4.1.2, позволяет сравнить два первых периода для прибрежной и открытой частей моря. Период первого свободного колебания на станциях, расположенных на побережье, составляет 15–16 ч (на станции Ейск – 21 ч), период второго свободного колебания – 13–19 ч (на станции Мысовое – 22 ч, на станции Ейск – 27 ч). При этом в центральной части Азовского моря первое сейшеобразное колебание происходит за 13–16,5 ч, второе – за 11–17 ч. Следовательно, за исключением станций, расположенных на побережье со сложной береговой линией (рисунок 4.1.3), первые периоды сейшевых колебаний центральной и прибрежной частях моря различаются на 2–3 ч.

Особенности высот сейшеобразных колебаний в центральной части моря четко проявляются при сопоставлении с высотами сейш, возникающих в прибрежных районах. Из анализа данных в таблицах 4.1.1 и 4.1.2 следует, что амплитуда и размахи свободных колебаний в пунктах открытой части Азовского моря (таблица 4.1.2) меньше, чем на береговых станциях. При этом наибольшие значения отклонений уровня в прибрежной и центральной частях моря в стационарном режиме отличаются в два раза, а экстремумы сейшеобразных колебаний – в 1,2–2 раза. Наибольшие значения размахов первых колебаний для сгонов на ст. Ейск (2,38 м) в 1,2 раза меньше, чем в п. B_5 (2,13 м), для нагонов на ст. Геническ (2,3 м) они в два раза больше, чем в п. B_7 (1,15 м). Таким образом, экстремальные размахи сейшевых колебаний в открытой части моря сопоставимы с размахами свободных колебаний в прибрежных районах и составляют 50–89% от последних.

В таблице 4.1.3 приведены значения скорости поверхностных стационарных течений $|U|_{st}$, см/с, вызванных действием постоянного восточного ветра со скоростью 20 м/с, а также скорости течений сейшеобразных колебаний $|U|_k$, $k = 1, \dots, 6$ в центральной части Азовского моря. Здесь же указаны соответствующие им моменты времени t_k , ч.

Таблица 4.1.3 – Максимальные скорости поверхностных стационарных течений ($|U|_{st}$), вызванных действием постоянного восточного ветра со скоростью 20 м/с, и максимальные скорости течений ($|U|_k, k = 1, \dots, 6$), возникающих после прекращения действия ветра в центральной части Азовского моря

Пункт	$ U _{st}$	$ U _1$	t_1	$ U _2$	t_2	$ U _3$	t_3	$ U _4$	t_4	$ U _5$	t_5	$ U _6$	t_6
B_0	20,8	66,3	0,6	57,9	2,2	64,2	4,1	3,7	13,8	16,0	20,1	0,2	29,2
B_1	40,1	52,9	4,4	16,7	9,7	5,9	13,4	10,9	16,1	9,0	18,0	1,9	34,3
B_2	47,0	57,1	0,8	7,8	12,0	18,3	20,2	1,4	31,6	2,1	36,4	1,8	37,8
B_3	2,6	84,8	0,8	0,7	8,0	21,0	10,2	0,5	14,2	15,5	17,1	0,1	24,1
B_4	19,0	72,4	0,7	6,5	8,3	18,1	11,0	1,4	14,5	11,5	17,5	3,2	23,3
B_5	13,2	22,5	8,8	6,9	14,0	18,4	7,4	3,4	21,7	10,7	24,1	1,2	35,1
B_6	70,4	69,2	0,8	4,0	10,7	21,4	14,7	2,3	26,8	0,36	31,0	1,1	32,6
B_7	22,8	46,2	0,9	41,1	2,1	43,7	3,9	5,1	8,6	19,5	11,3	3,1	14,4
B_8	24,5	79,2	0,9	5,7	6,1	11,9	17,6	1,4	21,3	11,0	26,3	0,3	33,4

Примечание. Обозначения – в таблице 4.1.3. Координаты пунктов B_N ($N = 0, \dots, 8$) в таблице 4.1.2.

В районе узловой линии сейшеобразных колебаний (рисунок 4.1.1, б), где вертикальные колебания уровня близки к нулю, расположены пункты B_0, B_3, B_4, B_7 и B_8 . Рассмотрим некоторые из них. Из анализа данных, представленных в таблице 4.1.3, следует, что в п. B_0 первое экстремальное значение скорости ($|U|_1 = 66,3$ см/с) превышает стационарную скорость ($|U|_{st} = 20,8$ см/с) в 3,2 раза. Через 13,8 ч значение скорости $|U|_4 = 3,7$ см/с существенно уменьшается – в 5,6 раза по сравнению с $|U|_{st}$ и в 18 раз по сравнению с $|U|_1$. Дальнейшее убывание скорости до 1–2 см/с происходит через 29,2 ч. Аналогичное изменение скорости имеет место в пункте B_3 . Скорость течений в начале сейшеобразных колебаний (84,8 см/с) значительно превосходит скорость при стационарном движении (2,6 см/с),

при этом время, за которое интенсивность течений уменьшается до 1 см/с, составляет 24,1 ч.

В пунктах B_1, B_2, B_5, B_6 , расположенных на удалении 50 и 100 км в зональном направлении от амфидромической точки (B_0), начало свободных движений жидкости не приводит к столь резкому изменению стационарной скорости. Изменение скорости сейшеобразных колебаний рассмотрим на примере п. B_1 , расположенного на 50 км восточнее п. B_0 . Здесь скорость установившегося течения $|\mathbf{U}|_{st} = 40,1$ см/с мало отличается от первого экстремального значения скорости сейшеобразных колебаний $|\mathbf{U}|_1 = 52,9$ см/с ($t_1 = 4,4$ ч), превышение составляет 1,3 раза. Уменьшение скорости до 2 см/с происходит здесь на 9–12 ч дольше (через 34,3 ч), чем в районе узловой линии. Из анализа величин модуля скорости течений следует, что в открытом море преобладают высокие скорости течений, до 84,8 см/с (пункт B_3). При этом направление поверхностных течений имеет вихревой характер с доминирующим меридиональным движением потоков.

Численные эксперименты с использованием гидродинамической модели показали, что затухание свободных колебаний в пунктах центральной части моря происходит быстрее, чем в береговых районах (максимум амплитуды не превышает 2 см). Время затухания свободных колебаний жидкости в прибрежном районе составляет 92,1 ч, что на 23,7 ч больше, чем в центральной части моря (68,4 ч). Периоды первого колебания в центральной и береговой частях Азовского моря также различны. Наибольшие по периоду сейшевые колебания в прибрежном районе (ст. Ейск и Таганрог) составляют 20,6 и 17,0 ч, что на 4,1 и 0,8 ч больше, чем в центральной части моря (п. B_1 и B_5) – 16,5 и 16,2 ч.

На основании результатов моделирования свободных колебаний жидкости в Азовском море, возникающих после прекращения действия ветра, выполнен анализ физических закономерностей пространственного распределения отклонений уровня и скорости течений. Максимальные величины размахов сейшеобразных колебаний в прибрежной зоне сопоставимы с величинами штормовых сгонов и нагонов, при этом высоты свободных колебаний в открытой части моря составляют 50–89% от высот колебаний в прибрежной зоне.

В центральной части моря максимальная скорость течений (84,8 м/с) при сейшеобразных колебаниях на 21% превышает скорость стационарных течений, вызванных штормовым ветром (70,4 м/с). Таким образом, сейши вносят существенный вклад в изменчивость скорости течений. Свободные колебания уровня (не более 2 см) затухают быстрее (60 ч), чем амплитуды скоростей течений, которые не превышают 2 см/с и прослеживаются в интервале времени 60–300 ч.

Спектры собственных колебаний уровня моря на береговых станциях $A_1 - A_9$ и амплитудно-фазовые характеристики сейш на частотах энергонесущих максимумов оценены с помощью Фурье-анализа и приведены в п. 4.3 на рисунках 4.3.1 – 4.3.2.

4.2. Анализ влияния параметров барических образований на свободные и вынужденные колебания уровня и течения в Азовском море

Частой причиной сейшеобразных колебаний в природных бассейнах являются изменения атмосферного давления [Лабзовский, 1971]. Резкое изменение давления в различных частях водоема приводит в колебательное движение всю массу воды в нем. Сейши со значительной амплитудой возникают при явлении резонанса, когда период собственных колебаний бассейна совпадает с периодом вынуждающей силы. При этом относительно малые перепады давления на концах водоема и соответствующие им малые разности уровней вызывают значительные сейшевые колебания. Барический фронт, двигаясь над водной поверхностью со скоростью, близкой к скорости свободной длинной волны, формирует экстремальные нагоны и сгоны, переходящие после прекращения действия атмосферных возмущений в сейши с большой амплитудой. Таганрогский залив, расположенный в северо-восточной части Азовского моря, представляет собой бассейн почти прямоугольной формы протяженностью 137 км и максимальной шириной 30 км. Одноузловая продольная сейша, доминирующая в Таганрогском заливе, влияет на формирование стонно-нагонных колебаний уровня, и это влияние

может быть существенным в случае совпадения периодов собственных и вынужденных колебаний.

Поведение волн в области атмосферных фронтов начали изучать сравнительно недавно, и практического опыта прогнозирования волнения в этих условиях пока еще недостаточно [Сиротов, Сидельникова, 1984; Быков, Гордин, 2012; Нестеров, 2013]. В настоящее время исследование динамики вод природных морских бассейнов под действием мезомасштабных атмосферных процессов относят к числу наиболее интересных [Ефимов, Анисимов, 2011]. Изучение сейшеобразных колебаний в Азовском море и анализ данных натуральных наблюдений проведены в работах [Герман, 1971].

Согласно наблюдениям, на территориях морских акваторий, пересекающихся либо соприкасающихся с континентами, в переходные сезоны возникают достаточно быстрые изменения метеорологических величин по широте, связанные с меридиональными смещениями траекторий атлантических циклонов при движении их над Европой [Гулев, Колинко, Лаппо, 1994]. Они представляют собой фронтальные зоны, которые перемещаются со скоростью 30–35 км/ч (8–10 м/с) и проходят за сутки 600–800 км. Ширина фронтальной поверхности, покрывающей часть акватории Азовского моря, составляет несколько десятков километров. Режимы ветра и волнения перед фронтом и за фронтом существенно различаются. В зонах фронтов, особенно холодных, имеют место значительные градиенты температуры воздуха, влажности и других метеорологических факторов, которые способствуют резкому усилению ветра до шквального [Гидрометеорология ... , 1991].

В рамках трехмерной модели (РОМ) исследовано развитие течений, сгонно-нагонных и сейшеобразных колебаний уровня Азовского моря в поле обострения барического градиента в области, разделяющей атмосферные вихри. Проверена гипотеза о роли резонансного механизма в возникновении экстремально высоких амплитуд сгонно-нагонных колебаний и сейш, генерируемых перемещающимся над морем барическим полем. Барическое образование движется со скоростью, равной скорости свободной длинной волны [Лабзовский, 1971], а период

изменчивости давления во фронте равен периоду собственных колебаний жидкости в бассейне. В ходе вычислительных экспериментов воспроизведены несколько сценариев прохождения сезонных атмосферных фронтов над Азовским морем, соответствующих современным данным о гидрометеорологических условиях в Азово-Черноморском регионе, изложенных в работах [Гидрометеорологический ... , 1962; Гидрометеорологические ... , 2009] и показанных на рисунке 4.2.1.

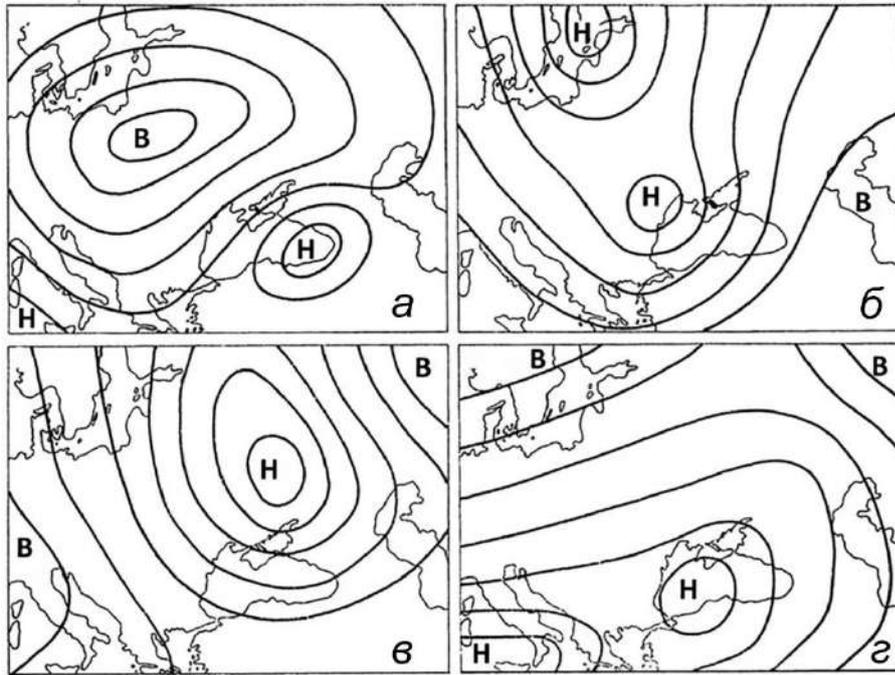


Рисунок 4.2.1 – Типы барических синоптических процессов для района Азовского моря: антициклон над центральными районами Европейской части России (а), антициклон над Малой Азией и Казахстаном (б), антициклон с отрогом над Балканским полуостровом (в), средиземноморские циклоны (г) [Иванов, Шульга, Численный анализ ... , 2018]

Исследование гипотезы о возникновении экстремальных сейш при изменении атмосферного давления в различных частях моря выполнено на основе анализа результатов двух серий численных экспериментов. Условия проведения экспериментов различались резонансными механизмами формирования экстремальных амплитуд сгонно-нагонных колебаний и сейш Азовского моря. В первой серии экспериментов характеристикой барического фронта является

период действия неоднородного поля атмосферного давления, кратный периоду собственных колебаний бассейна, во второй серии экспериментов – скорость, близкая к скорости свободной длинной волны [Черкесов, Шульга, 2016].

В каждом эксперименте развитие фронта происходит в поле фоновых стационарных течений, а начало его движения соответствует времени установления движения жидкости ($t_{st} = 48$ ч). Установившиеся движения в Азовском море генерируются действием однородного по времени и пространству юго-западного ветра \mathbf{W}_{st} (2.1.1.1) скоростью 10 м/с. На этом этапе ($0 \leq t \leq t_{st}$) атмосферное давление постоянно по всей акватории моря, его значение равно нормальному атмосферному давлению на широте 45° и температуре 0°C ($P_{атм} = 1013,25$ гПа).

На следующем этапе над акваторией Азовского моря движется неоднородное атмосферное поле с резким перепадом давления на границе. Время его перемещения ($t = t_f$) над акваторией задается равным половине периода старшей моды свободных колебаний, способных вызвать наибольший подъем уровня Азовского моря. Кроме этого, t_f – интервал времени, за который фронт проходит расстояние между крайними точками акватории Азовского моря. Его значение определяется исходя из данных наблюдений и результатов аналитических расчетов. Так, в работах [Гидрометеорологический ... , 1962; Гидрометеорологические ... , 1986] отмечены сейши с периодами 6–7 и 23 ч ($T_{набл}$). Теоретические значения периодов ($T_{Мериан}$) получены по формуле Мериана с учетом поправки Релея [Герман, 1971]:

$$T_{Мериан} = \frac{2L}{\sqrt{gh}}(1 + \varepsilon), \text{ где } \varepsilon = \frac{b}{\pi l} \left(\frac{3}{2} - \ln \frac{\pi b}{l} - C_\varepsilon \right). \quad (4.2.1)$$

Здесь $C_\varepsilon = 0,5772$ – постоянная Эйлера; $L = 360$ км – длина моря (по линии Геническ – Перебойный); $\check{h} = 10$ м – средняя глубина моря; $b = 30,6$ км – ширина пролива у входа в Таганрогский залив; $l = 137$ км – длина Таганрогского залива. Период первой моды, вычисленный по формуле (4.2.1), равен $T_{Мериан} = 24,1$ ч.

На основании сравнения значений $T_{\text{набл}}$ и $T_{\text{Мериан}}$ полагаем, что доминирующие продольные собственные колебания первой моды уровня Азовского моря имеют период ~ 24 ч. Пространственная структура этой моды такова, что одна из ее вершин находится в Таганрогском заливе, а противоположная – вблизи Геническа, что обуславливает необходимость исследования экстремальных характеристик сгонно-нагонных явлений и амплитуд сейшеобразных колебаний.

Области постоянного и переменного атмосферного давления (Θ и Θ') разнесены по обе стороны от линии фронта γ , положение которой зависит от текущих координат ($\mathbf{r} = \{x, y\}$) и времени (t). Задание границы фронта в виде пространственной кривой γ выполнено с использованием параметрических выражений $\gamma: x = x(t), y = y(t)$. Вид параметрических уравнений определяет конфигурацию линий фронта: прямые – с определенным углом наклона, кривые – с заданным радиусом кривизны. Скорость и время передвижения возмущающих барических полей по акватории Азовского моря определяются скоростью (U_γ) и временем движения границы фронта (t_f). Для указанных численных экспериментов эти величины задаются по-разному.

Возможные траектории движения $\gamma(\mathbf{r}, t)$ неоднородных барических полей над Азовским морем для проведения численных экспериментов [Черкесов, Шульга, 2016] представлены на рисунке 4.2.2. Изолинии барических уровней соответствуют моменту времени $t = 9$ ч, отсчитываемому от начала движения полей пониженного давления. На рисунке 4.2.2, *a*, *б* показаны примеры распространения этих областей со скоростью $|U|_\gamma = 8$ м/с в направлении действующего зонального ветра по линии Геническ – Перебойный. Они различаются геометрией линий раздела (γ): на рисунке 4.2.2, *a* – это прямая линия с углом наклона 135° к оси x ; на рисунке 4.2.2, *б* – кривая с заданным радиусом кривизны 250 км. Подробные карты этих барических полей представлены в работе [Численный анализ влияния ..., 2017]. Движение границы раздела областей давлений по диагональной траектории показано рисунках 4.2.2, *a* и *г*.

Для первой серии численных экспериментов период действия атмосферных возмущений ($t = t_f$) выбираем кратным периоду старшей моды свободных

колебаний Азовского моря ($t = T$). В этом случае модуль скорости движения границы фронта получаем на основании формулы: $|U|_y = 2L/T$. Для второй серии – задаем скорость движения границы области атмосферного давления равной скорости свободной длинной волны, зависящей от глубины моря: $|U|_y(h) = \sqrt{gh}$ ($\check{h} \leq y \leq h_{\max}$). В этом случае время действия атмосферных возмущений при разной скорости их передвижения – различно и также определяется из известного соотношения $t_f = L/|U_y(h)|$. Более подробно эти функции описаны в работе [Численный анализ ..., 2016].

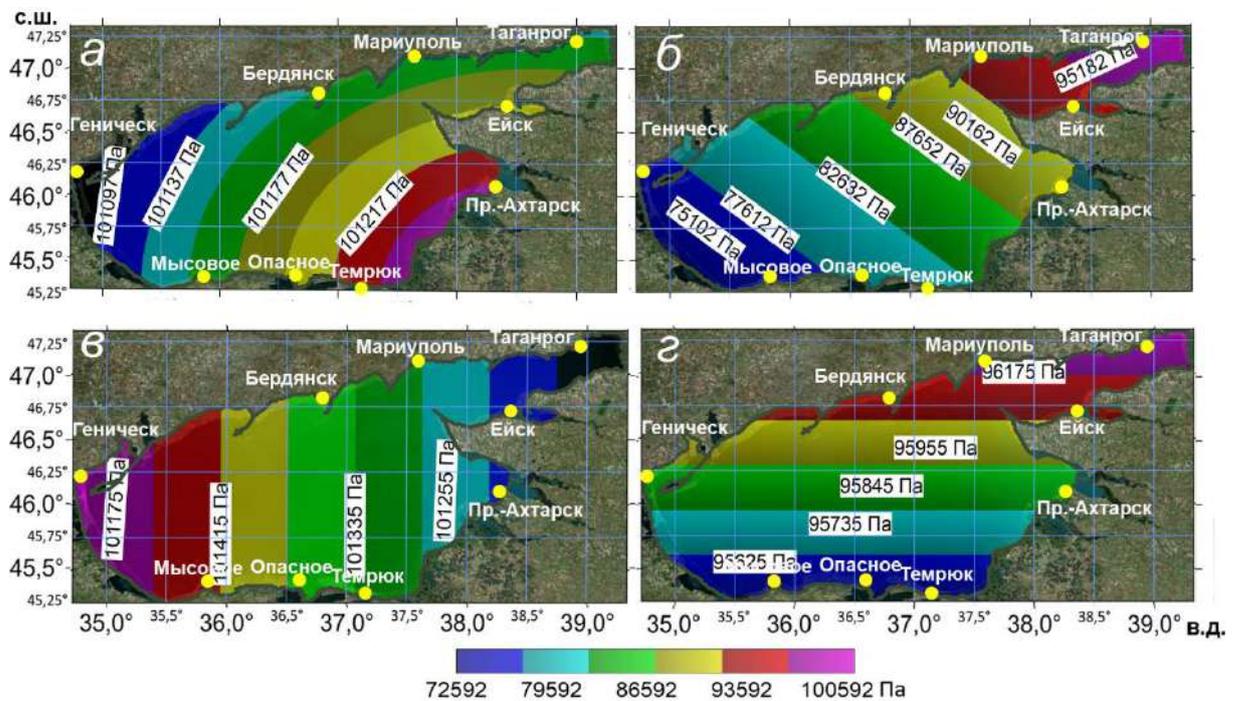


Рисунок 4.2.2 – Движение области переменного атмосферного давления со скоростью 8 м/с в направлении Геничеськ – Перебойный при различной геометрии ее границ: кривые с заданным радиусом кривизны (а); прямые под наклоном 45°, 90° и 0° к оси x (б) и (в) и (з)

В первом эксперименте выводы о возможности существования связи между скоростью и временем движения барического поля с максимальными амплитудами волн сделаны для случая, когда период вынуждающей силы приближается к периоду собственных колебаний бассейна. Движение границы раздела областей давлений совершается по одной из заданных траекторий: меридиональной

(рисунок 7.2.2, а), зональной (рисунок 7.2.2, б, в), диагональной (рисунок 7.2.2, в). Величины барического градиента, ширины фронтальной зоны, а также их значения в областях повышенного и пониженного давлений в численных экспериментах принимаются на основе анализа обобщенных справочных гидрометеорологических данных [Гидрометеорология ... , 1991].

Результаты расчетов экстремальных отклонений уровня моря, полученные при постоянном давлении, а также при прохождении неоднородного барического фронта и действии одного и того же стационарного западного ветра скоростью 10 м/с, приведены в таблице 4.2.1. Здесь даны максимальные и минимальные значения отклонений уровня на береговых станциях Азовского моря в момент прекращения действия ветра (ζ_{st} , ζ_{extr}) и первые последовательные экстремумы амплитуд сейшеобразных колебаний ($\zeta_{1,2}$) с соответствующими им моментами времени ($t_{1,2}$). В левой части таблицы представлены результаты моделирования при неизменном давлении (P_{atm}), в правой части – при прохождении через всю акваторию области переменного давления $P_a(x, y, t)$ со скоростью 8 м/с.

Из анализа данных, приведенных в левой части таблицы 4.2.1, следует, что действующий ветер вызывает максимальные стационарные нагоны на ст. Геническ (202 см), сгоны – на ст. Ейск (244 см), Приморско-Ахтарск (175 см) и Таганрог (158 см). В сравнении с экстремумами амплитуды отклонений уровня, вызванных прохождением барического поля, видно, что наибольшие различия на указанных станциях составляют 14%.

Анализ амплитуд сейшеобразных колебаний выполним на станциях, где имеют место наибольшие сгонно-нагонные явления на основании данных, приведенных в таблице 4.2.1. На ст. Ейск, где возникает наибольший сгон ($-2,44$ м; $t = t_0$), прекращение действия ветра вызывает повышение уровня ($\zeta_1 = -0,06$ м; $t = 18,3$ ч). При этом размах первого колебания составляет 2,38 м. В дальнейшем уровень продолжает повышаться и через 10,2 ч достигает наибольшего значения 0,21 м, размах второго колебания (0,27 м) в 8,8 раза меньше первого.

Таблица 4.2.1 – Стационарные сгоны и нагоны (ζ_{st} , см), экстремумы амплитуд вынужденных (ζ_{extr} , см) и двух первых сейшеобразных колебаний ($\zeta_{1,2}$, см) с соответствующими моментами времени ($t_{1,2}$, ч) при постоянном атмосферном давлении и после прохождения барического фронта со скоростью 8 м/с

Станция	$P = P_{atm}$					$P = P_a(\mathbf{r}, t)$				
	ζ_{st}	ζ_1	t_1	ζ_2	T_2	ζ_{extr}	ζ_1	t_1	ζ_2	T_2
Геническ	202	-27	9,5	33	16,5	215	-28	10,0	39	16,8
Бердянск	25	-57	2,5	46	7,7	25	-60	2,8	48	7,7
Мариуполь	-153	-1	12,3	-20	20,2	-182	-1	12,5	-21	20,6
Таганрог	-158	-89	24,3	30	31,5	-164	-97	24,4	35	31,5
Ейск	-244	-6	18,3	21	28,5	-262	-7	18,7	25	28,9
П.-Ахтарск	-175	92	5,3	-10	13,9	-188	95	5,5	-10	13,9
Темрюк	-18	103	2,7	-14	13,5	-18	107	3,1	-14	13,6
Опасное	32	93	1,7	-8	13,0	37	93	2,2	-9	13,1
Мысовое	98	-20	8,7	26	15,4	106	-22	8,7	30	15,6

Прохождение барического фронта приводит к изменениям значений размахов и периодов свободных колебаний, которые на этой станции (Ейск) существенно различаются. Так, в момент прекращения действия возмущений понижение уровня на 2,62 м формирует последующие свободные колебания с размахами 2,55 и 0,32 м. Отметим, что величина стационарного сгона на этой станции на 7% меньше величины нестационарного, различия размахов сейшеобразных колебаний не превышают 16%, а их периодов 0,5 ч. Так как в обоих случаях основой генерации волн и течений являлся один и тот же ветер, то эта разница, очевидно, обусловлена прохождением барического фронта с перепадом давления 100 гПа.

На рисунке 4.2.3 приведены поля течений в поверхностном слое Азовского моря через равные промежутки времени (3 ч) от момента прекращения всех внешних воздействий.

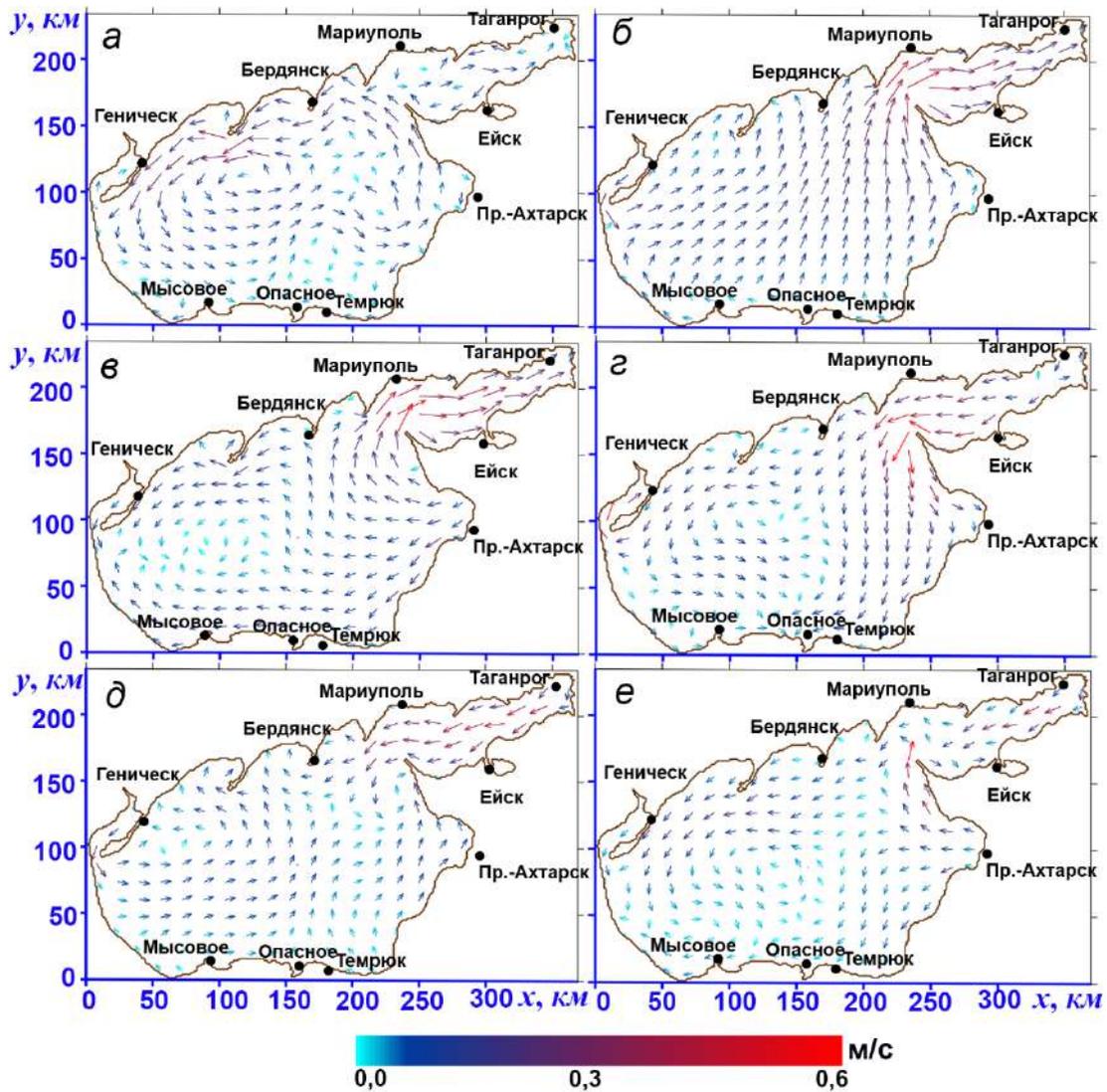


Рисунок 4.2.3 – Поля течений Азовского моря при установившемся движении, вызванном восточным ветром скоростью 10 м/с (а), в момент прекращения атмосферных воздействий (б) и через 3 ч (в), 6 ч (г), 9 ч (д), 12 ч (е) [Иванов, Шульга, Численный анализ ... , 2018]

Из рисунка 4.2.3 видно, что положение максимумов скоростей течений смещено в сторону Таганрогского залива. Положения нулевых значений скорости течений сильно разбросаны по акватории. При этом одному и тому же направлению перемещения границы барических возмущений над акваторией соответствуют противоположные по направлению течения.

Доказательную оценку выдвинутой гипотезы о формировании высоких нагонов, вызывающих затем сейши с большой амплитудой, проведем на основании анализа результатов второй серии численных экспериментов, в которых барический фронт перемещается над водной поверхностью со скоростью, близкой к скорости свободной длинной волны. Движение полей атмосферного давления над акваторией рассчитывается на основе известного дисперсионного соотношения и является функцией, зависящей от глубины природного бассейна ($|U|_{\gamma}(h) = \sqrt{gh}$).

В таблице 4.2.2 представлена зависимость максимальных амплитуд колебаний уровня Азовского моря от скорости перемещения границы барического возмущения в меридиональном направлении в поле постоянного западного ветра скоростью 10 м/с. Скорость свободной длинной волны изменяется в зависимости от выбираемых значений глубины моря (7–14 м).

Таблица 4.2.2– Зависимость экстремальных характеристик волнения от скорости перемещения барических атмосферных полей $|U|_{\gamma}(h)$ над Азовским морем [Иванов, Шульга, 2019]

$ U _{\gamma}(h)$, м/с	ζ_{\max} , м	ζ_{\min} , м	$ U _{\max}$, м/с
8,3	0,56	0,40	0,26
8,9	0,66	0,46	0,27
9,4	0,74	0,52	0,3
9,9	0,70	0,50	0,28
10,4	0,68	0,48	0,24
10,9	0,64	0,41	0,23
11,3	0,58	0,40	0,22
11,7	0,58	0,40	0,21

Сравнение данных результатов, представленных в таблице 4.2.2, с результатами расчетов, проведенных при постоянном значении атмосферного давления и более подробно приведенных в [Иванов, Черкесов, Шульга, 2015], подтверждают гипотезу о влиянии движущихся барических образований

на колебания уровня и скорости течений Азовского моря. Увеличения значений амплитуды колебаний уровня и максимальной скорости течений ($\zeta_{\max} = 0,56$ м; $\zeta_{\min} = 0,4$ м; $|\mathbf{U}|_{\max} = 26,2$ см/с), по сравнению со случаем неизменной величины давления (1013,0 гПа), достигают 20; 23 и 14%.

Из анализа данных, представленных в таблице 4.2.2, следует, что скорость передвижения барических возмущений влияет на максимальную скорость течений и отклонения уровня моря. Наибольшие значения этих величин достигаются при скорости фронта $|\mathbf{U}|_y = 9,4$ м/с, соответствующей глубине моря $H = 9$ м. Время прохождения этого барического образования от крайней западной до крайней восточной границы Азовского моря составляет 10 ч 40 мин. Отметим, что фронт, перемещающийся дольше, например со скоростью 8,3 м/с (12,8 ч), оказывает меньшее воздействие на параметры волновых движений. По результатам эксперимента исследуем изменение уровня свободной поверхности в момент установления движения жидкости, прохождения атмосферного возмущения всей акватории моря и через равные промежутки времени (3 ч) от момента прекращения всех внешних воздействий.

На рисунке 4.2.4 представлены результаты численного эксперимента – прохождения барического возмущения над Азовским морем с запада на восток в поле постоянного ветра, дующего со скоростью 10 м/с в том же направлении. При этом перемещение границы раздела воздушных масс с перепадом атмосферного давления происходит со скоростью свободной длинной волны 8,29 м/с, отвечающей среднему значению глубины моря 7 м. Время прохождения атмосферного возмущения выбрано равным половине периода свободных колебаний ($t_f = T/2 = 12$ ч).

При установившемся движении (см. рисунок 4.2.4, а) динамика воды определяется узловой линией, проходящей через центр бассейна, и максимальными значениями амплитуды в западной и восточной частях бассейна. При развитии процесса свободных колебаний усиливается генерация вихревых возмущений, узловая линия асимметрично вращается против часовой стрелки, располагаясь вдоль оси x (рисунок 4.2.4, б) и по диагонали к ней (см. рис. 7.2.4, в). Через 3 ч после

прекращения действия ветра (рисунок 4.2.4, *в*) свободные колебания представляют собой двухузловую сейшу с центральной узловой линией, повторяющей ее конфигурацию в начальный период времени $t = t_{st}$ (рисунок 4.2.4, *а*). Две более короткие узловые линии симметричны и представляют собой полуокружности, диаметры которых перпендикулярны направлению атмосферного фронта.

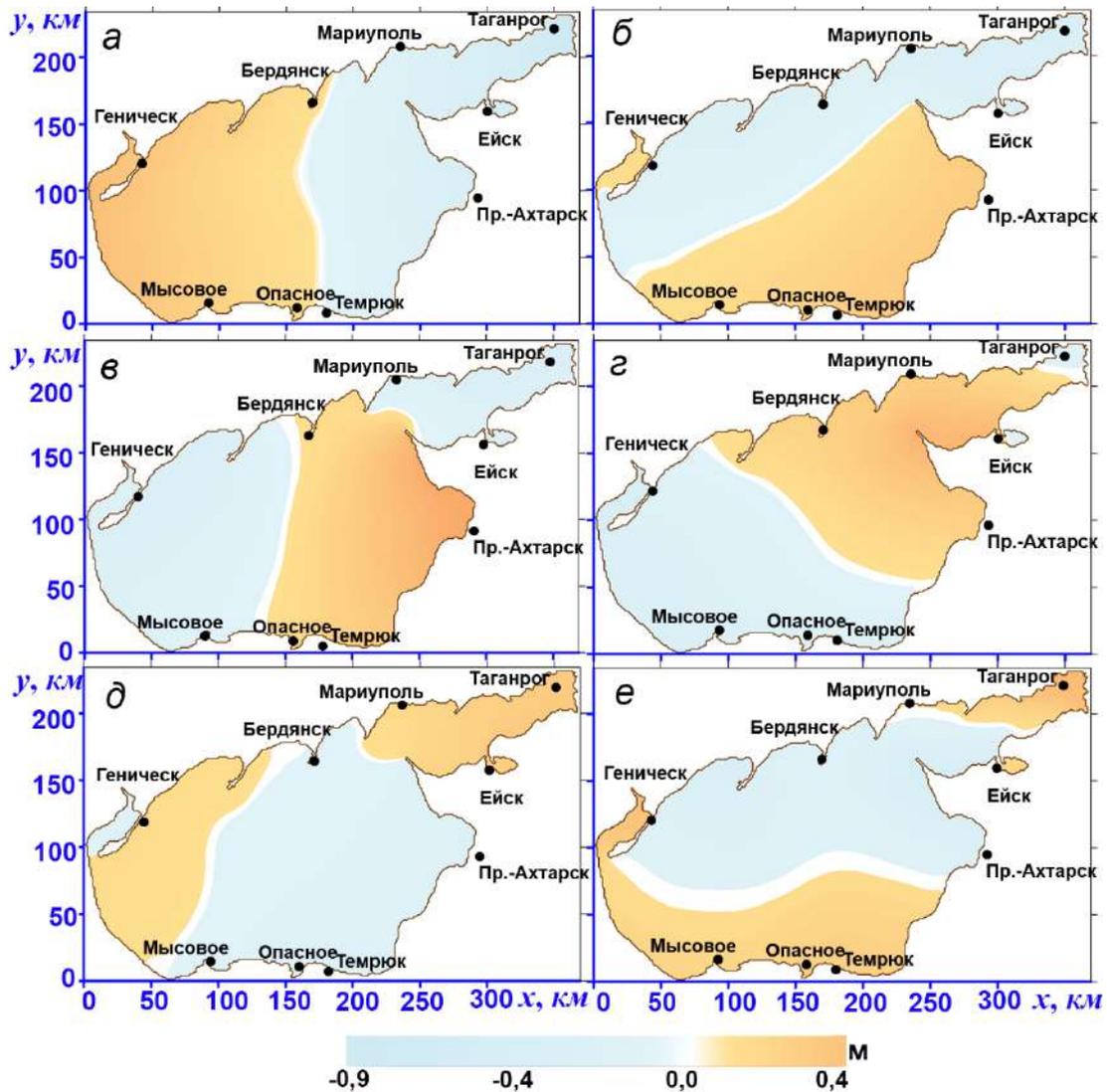


Рисунок 4.2.4 – Изменения уровня (м): при установившемся движении, вызванном восточным ветром скоростью 10 м/с (*а*), в момент прекращения атмосферных воздействий (*б*) и через 3 ч (*в*), 6 ч (*з*), 9 ч (*д*), 12 ч (*е*)

Наименьшая интенсивность свободных колебаний уровня отмечается в центральной области бассейна. Через 6 ч после прекращения действия ветра

(рисунок 4.2.4, *з*) система двухузловых сейш перемещается в восточном направлении, при этом наибольшие отклонения уровня имеют место в противоположных углах бассейна. Дальнейшее развитие процесса свободных колебаний (рисунок 4.2.4, *д, е*) приводит к тому, что малые узловые линии объединяются в одну линию, проходящую по диагонали бассейна и разделяющую его на области увеличения и уменьшения уровня [Иванов, Шульга, 2019]. При этом установлено, что возмущения, движущиеся со скоростью, близкой к скорости свободной длинной волны, вызывают генерацию волн с амплитудами бóльшими, чем при том же ветре и постоянном атмосферном давлении [Демышев, Черкесов, Шульга, 2017].

4.3. Спектральный анализ свободных и вынужденных колебаний уровня Азовского моря

Спектральный анализ позволяет подробно рассмотреть структуру колебаний, узнать природу отдельных пиков в спектре колебаний уровня и понять, на какие частоты приходится наибольшее количество волновой энергии. Для расчета спектров с использованием приложения MatLab R2013b был применен метод Уэлча, основанный на быстром преобразовании Фурье. Спектры были рассчитаны для модельных рядов, полученных при прогонах модели РОМ при задании различных входных метеорологических условий. Первый метеорологический сценарий воспроизводит условия возникновения сейшеобразных колебаний жидкости в море, связанные с прекращением длительно действующего ветра [Иванов, Черкесов, Шульга, 2015]. Второй – воспроизводит метеорологические условия, вызывающие сейшеобразные колебания в море, связанные с прохождением барического фронта над акваторией Азовского моря с резонансными параметрами (скорость движения фронта 10 м/с) [Демышев, Черкесов, Шульга, 2017].

На рисунке 4.3.1. представлены спектры колебаний уровня моря на девяти станциях, расположенных в различных районах Азовского моря: Таганрог – в

вершине Таганрогского залива, Приморско-Ахтарск, Ейск – на восточном побережье, Геническ – на западном побережье, Бердянск, Мариуполь – на северном побережье, Темрюк, Опасное – на южном побережье, Мысовое – в Керченском проливе (станции на карте, показаны на рисунке 3.1.1).

Доминирующие продольные колебания жидкости в Азовском море низших мод таковы, что их вершины приходятся на районы, расположенные вблизи крупных населенных пунктов [Герман, 1971; Современные ... , 2015]. Как следует из рисунка 4.3.1, колебания с периодом $\sim 27,3$ ч, прослеживающиеся во всех пунктах побережья, являются продольной одноузловой сейшей. Узловые линии проходят по линии Приморско-Ахтарск – Бердянск, Геническ-Ейск, Геническ – Приморско-Ахтарск, что подтверждается отсутствием пиков спектральной плотности для составляющей 24 ч на ст. Бердянск, Ейск и Приморско-Ахтарск. Волны с периодами 11,4–15,2 ч в виде небольших пиков в Мариуполе, Бердянске, Опасном и Таганроге – поперечные одноузловые сейши (Мариуполь – Ейск). Колебания с периодами 6,8–8 ч отмечаются во всех пунктах за исключением Геническа, что объясняется наличием узловой линии этих колебаний. Также во всех пунктах присутствуют обертональные колебания с периодами 2,8–4 ч и периодами 1,2–2 ч.

Периоды колебаний, возникающих после прохождения фронта с резонансными параметрами, больше, по сравнению со случаем постоянного атмосферного давления. На большинстве станций значения спектральной плотности выше, особенно на высоких частотах.

Амплитудно-фазовые характеристики свободных колебаний на частотах энергонесущих максимумов оценены с помощью Фурье-анализа для смоделированных временных рядов отклонений уровня морской поверхности (рисунок 4.3.2). Они находились с использованием стандартной процедуры быстрого преобразования Фурье, реализованной в приложении MatLab R2013b.

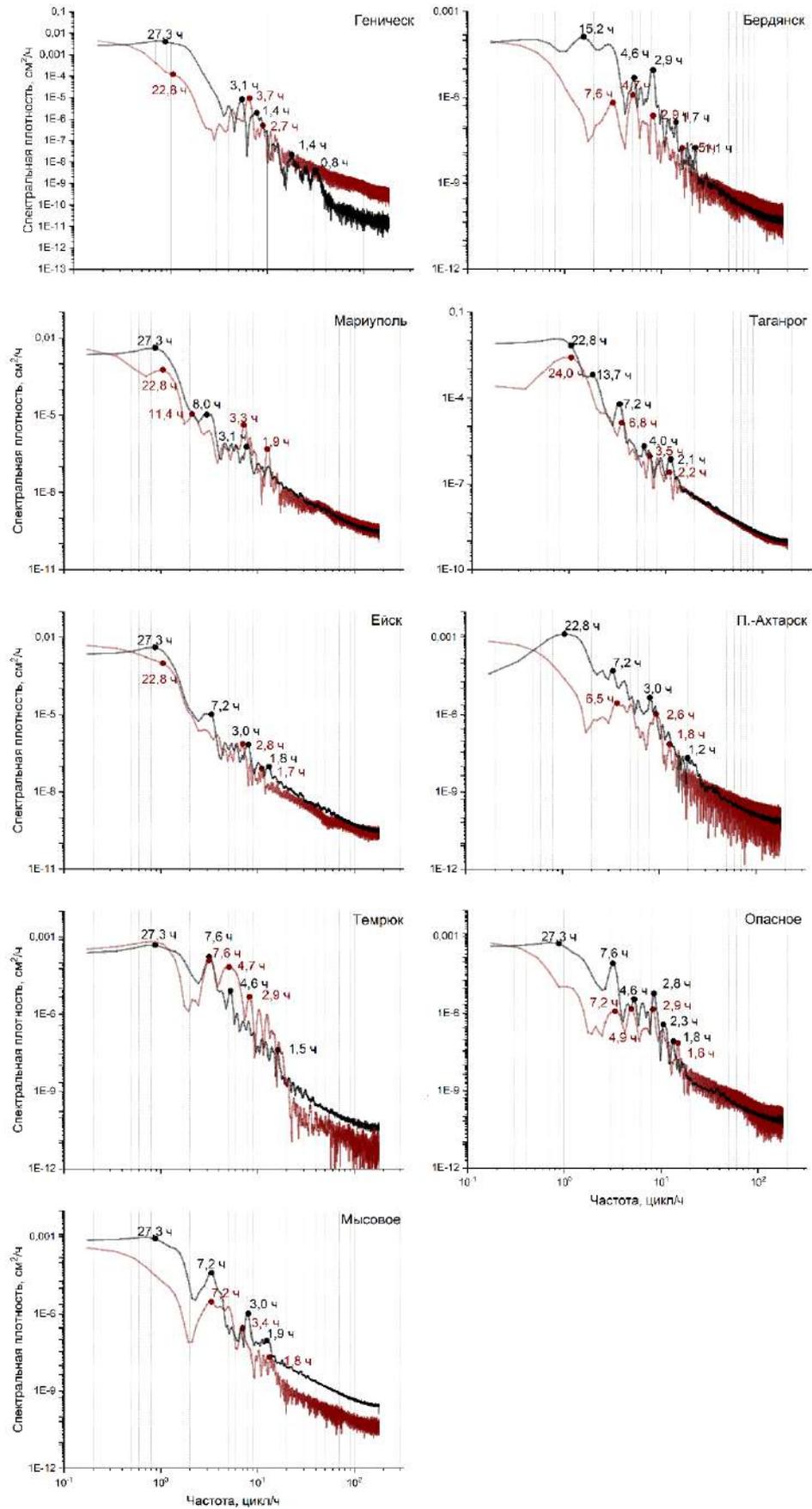


Рисунок 4.3.1 – Спектры колебаний уровня Азовского моря на станциях $A_1 - A_9$.

Черным показаны спектры сейшеобразных колебаний, возникающих после прекращения действия ветра, красным – после прохождения барического фронта

Результаты, представленные на рисунке 4.3.2, свидетельствуют, что на выделенных энергонесущих частотах из-за значительного влияния вращения Земли узловые линии в стоячих волнах стягиваются в узловые точки и свободные колебания уровня модифицируются в смешанные (прогрессивно-стоячие) волны [Крылов, 1946; Тимонов, 1959; Некрасов, 1975; Захарчук, Сухачев, Тихонова, 2020] с выраженными амфидромическими системами и пучностями.

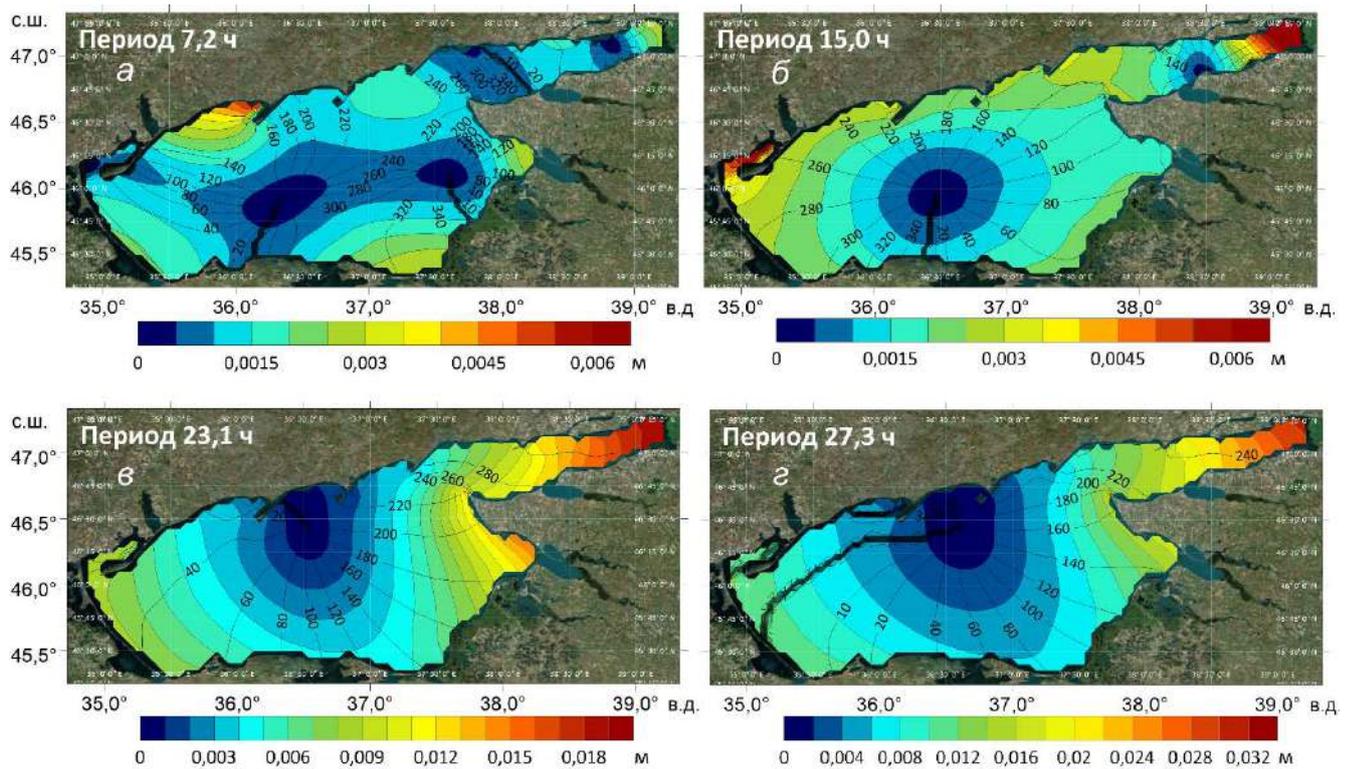


Рисунок 4.3.2 – Карты амплитуд (м) и фаз в градусах (изолинии) свободных колебаний уровня с периодами 7,2 ч (а), 15,0 ч (б), 23,7 (в) и 27,3 ч (г) в Азовском море

Собственные колебания уровня с периодами 27,3 и 23,1 ч имеют по одной амфидромической системе, центры которых смещены к северному побережью относительно центральной части Азовского моря. Главные пучности у этих колебаний расположены на востоке Таганрогского залива и в Ясенском заливе, а менее выраженные – на западе моря. Вращение максимумов уровня вокруг амфидромического центра происходит против часовой стрелки, как у волн

Кельвина в Северном полушарии (рисунок 4.3.2, а, б). Эти результаты значительно отличаются от исследования сейшевых колебаний, выполненного Матишовым и Инжебейкиным [Матишов, Инжебейкин, 2009]. Согласно их работе, для колебаний 23,7 ч единственная выражденная амфидромическая система находится у юго-восточного побережья моря, а 2 пучности расположены на юге моря и в вершине Таганрогского залива [Матишов, Инжебейкин, 2009]. Такие расхождения с нашими результатами могут быть связаны с тем, что в [Матишов, Инжебейкин, 2009] использовали более примитивную модель, основанную на численном интегрировании системы линеаризованных уравнений теории мелкой воды.

У собственных колебаний с периодом 15 ч наблюдаются две амфидромические системы, одна из которых основная, а вторая – вырожденная (рис. 4.3.2, в). Основная расположена почти в центре Азовского моря, а центр вырожденной амфидромии приурочен к южному берегу центральной части Таганрогского залива. Основные пучности расположены в противоположных частях моря: одна на востоке Таганрогского залива, а вторая на западе моря в Утлюкском лимане. Вращение пучностей вокруг амфидромического центра осуществляется против часовой стрелки (рис. 4.3.2, в).

Следующая мода собственных колебаний с периодом 7,2 ч имеет две связанные амфидромические системы в открытой части Азовского моря (рисунок 4.3.2, г). Восточная из них имеет циклоническое вращение, а западная – антициклоническое. Наибольшая по амплитуде пучность у 7-часовых колебаний располагается в Обиточном заливе, а меньшие по величине – у косы Арабатская Стрелка, в Темрюкском, Ясенском и Таганрогском заливах (рисунок 4.3.2, г).

4.4. Выводы к разделу 4

Анализ результатов моделирования свободных колебаний уровня Азовского моря, возникающих после прекращения действия устойчивого ветра, позволил установить физические закономерности пространственного распределения

колебаний уровня и течений и изменения скорости течений. Как следует из анализа данных, приведенных в таблице 4.1.2, максимальные значения размаха свободных и вынужденных колебаний в прибрежной зоне сопоставимы, при этом амплитуды свободных колебаний в открытой части моря составляют 50–89% от их значений в его прибрежной зоне.

В центральной части моря максимальная скорость течений (84,8 см/с) при сейшеобразных колебаниях на 21% превышает скорость стационарных течений, вызванных штормовым ветром (70,4 см/с). Таким образом, сейшеобразные колебания существенно влияют на изменение скорости течений.

Установлено, что возмущения, движущиеся со скоростью, близкой к скорости свободной длинной волны, вызывают генерацию колебаний уровня с большими амплитудами, чем при том же ветре и постоянном атмосферном давлении. Их наибольшие значения достигаются при скорости перемещения границы барических возмущений 9,4 м/с, соответствующей глубине моря 9 м.

Перемещающиеся барические поля за время, равное полупериоду собственных колебаний бассейна, вызывают вынужденные, а затем свободные колебания с амплитудами, отличающимися не более чем на 14% от полученных при постоянном значении атмосферного давления и одном и том же ветре.

Возмущению атмосферного давления принадлежит важная, но не решающая роль при формировании структуры течений и колебаний уровня Азовского моря. Показано, что одному и тому же направлению перемещения границы барических возмущений над акваторией моря могут соответствовать противоположные по направлению течения, зависящие только от направления действующего ветра. Важная роль в формировании течений и уровня принадлежит процессам, вызываемым длительно действующим постоянным ветром.

Раздел 5.**ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД АЗОВСКОГО МОРЯ,
ОБУСЛОВЛЕННОЙ ВИХРЕВЫМИ АТМОСФЕРНЫМИ
ДВИЖЕНИЯМИ**

Одним из проявлений глобальных климатических изменений в последние годы является увеличение количества опасных стихийных гидрометеорологических явлений в прибрежных зонах океанов и морей. По данным, приведенным в [Матишов Г.Г., Матишов Д.Г., 2013] с 1970 г. по настоящее время число интенсивных ураганов 4-й и 5-й категорий почти удвоилось. Последствия опасных и стихийных явлений на Азовском море часто имеют катастрофический характер. Штормы здесь нередко сопровождаются многочисленными трагедиями – гибелью судов, разрушением прибрежной инфраструктуры. В ряде случаев (1739, 1831, 1843, 1877, 1914, 1969 гг.) штормовые нагоны в восточной части Азовского моря приводили к многочисленным жертвам среди населения в прибрежных районах Темрюкского залива [Доценко, Иванов, 2010; Шнюков, Митин, Цемко, 1994; Михайлов, Магрицкий, Иванов, 2010]. Развитию сгонно-нагонных колебаний уровня Азовского моря способствуют физико-географические условия этого бассейна: достаточно большая площадь моря (39 тыс. км²) при незначительной средней глубине (~7 м), а также существенная штормовая активность – среднее число дней со штормовым ветром со скоростью 15 м/с и более составляет 24–34 дня в год [Шнюков, Митин, Цемко, 1994; Атлас волнения ... , 2012; Гидрометеорологические ... , 1986]. Исследование повторяемости сгонов и нагонов по районам Азовского моря выявило, что наиболее часто подвержены катастрофическим нагонам (48% всех случаев) и сгонам (60%) восточное побережье моря и Таганрогский залив, амплитуды сгонно-нагонных колебаний уровня в этих районах достигают 2,0–3,5 м. В Таганроге, где существенное влияние оказывает сток реки Дон, амплитуда сгонно-нагонных колебаний максимальна и составляет 6,87 м [Атлас волнения ... , 2012; Численные исследования ... , 2017]. Прогнозирование воздействия характерных

экстремальных приазовских явлений («черноморка», или «оборотная низовка»), являющихся причиной наводнений в прибрежных районах и Таганрогском заливе, а также вызывающих наибольшие величины стонно-нагонных колебаний уровня Азовского моря, определяет необходимое условие безопасной эксплуатации морского хозяйства, включая морской транспорт. Поэтому научный и практический интерес представляет исследование влияния атмосферных вихревых аномалий типа циклонов и антициклонов на циркуляцию вод в этом бассейне.

Как следует из анализа метеорологической информации [Белов, 1978; Гидрометеорологические ... , 1986; Climatic Atlas of the Sea of Azov, 2006], над Азовским морем в течение коротких промежутков времени наблюдается частая смена ветров различных направлений. Поэтому в данной главе моделирование циркуляции вод и распространения примеси проводится при условии, что циклонические атмосферные возмущения могут иметь направления и скорости перемещения, не совпадающие с направлением и скоростью постоянного ветра, выводящего течения на установившийся режим. Предполагается, что по мере своего перемещения центр циклона пересекает Азовское море по заданной траектории и проходит через его центральную часть [Исследование влияния ... , 2009].

5.1. Оценка влияния движущихся атмосферных возмущений на динамические процессы при наличии фоновых стационарных течений

Определение влияния геометрических и эволюционных параметров атмосферных вихревых образований (радиуса основания, направления и скорости перемещения циклонов или антициклонов) на течения, возникающие в Азовском море, выполнено на основании анализа результатов моделирования с использованием идеализированной модели этих явлений (2.1.1.3) – (2.1.1.5). В серии численных экспериментов исследуется влияние различных направлений перемещения атмосферных вихревых образований на вызываемые ими отклонения

уровня и скорости течений в Азовском море. На основании анализа данных многолетних наблюдений [Гидрометеорологический ... , 1962; Закономерности ..., 2006; Climatic Atlas of the Sea of Azov, 2006] полагаем, что атмосферное образование с перепадом давления между центром и периферией 15 гПа, радиусом основания 100 км перемещается со скоростью 5 м/с. Численные эксперименты воспроизводят случаи его движения на юго-запад (ЮЗ), запад (З) и северо-запад (СЗ). Указанные направления составляют с осью x углы 135° , 180° и 225° соответственно [Исследование влияния ..., 2009]. Действие вихревых атмосферных образований развивается в поле фоновых стационарных течений в море. На основании анализа результатов моделирования, описанных в пункте 2.1, и результатов, приведенных ниже, известно, что это время тем больше, чем больше скорость действующего ветра. В связи с этим во всех численных экспериментах начало движения вихревого атмосферного образования полагаем равным наибольшему значению времени формирования установившихся движений в Азовском море ($t_{st} = 48$ ч).

На рисунке 5.1.1 представлены поля приводного ветра на высоте 10 м над Азовским морем $\mathbf{W}(\mathbf{r}, t)$, рассчитанные на основании выражения (2.1.1.4), соответствующие различным этапам перемещения на запад атмосферного образования в поле постоянного восточного ветра скоростью 10 м/с. Видно, что на первом этапе (через 1 ч от начала движения циклона $t = t_{st} + 1$ ч) циклон входит в акваторию (рисунок 5.1.1, а), затем при $t = t_{st} + 8$ ч (рисунок 5.1.1, б) пересекает центральную часть моря и при $t = t_{st} + 15$ ч (рисунок 5.1.1, в) уходит из акватории моря. При этом наибольшее значение модуля скорости приводного ветра $|\mathbf{W}(\mathbf{r}, t)|$ на периферии атмосферного вихревого образования достигает 22 м/с.

На рисунке 5.1.2 в те же моменты времени приведены поля течений на поверхности моря, генерируемые циклоном, движущимся на запад. Для стационарного режима (рисунок 5.1.2, а) характерно преобладающее направление течений в сторону действующего ветра и наличие в центре северной части бассейна одного антициклонического вихря. С началом действия циклона

структура установившихся течений изменяется (рисунок 5.1.2, б). Их направление спустя 8 ч (циклон пересекает центральную часть моря) в одних районах противоположно направлению перемещения циклона, в других – перпендикулярно ему.

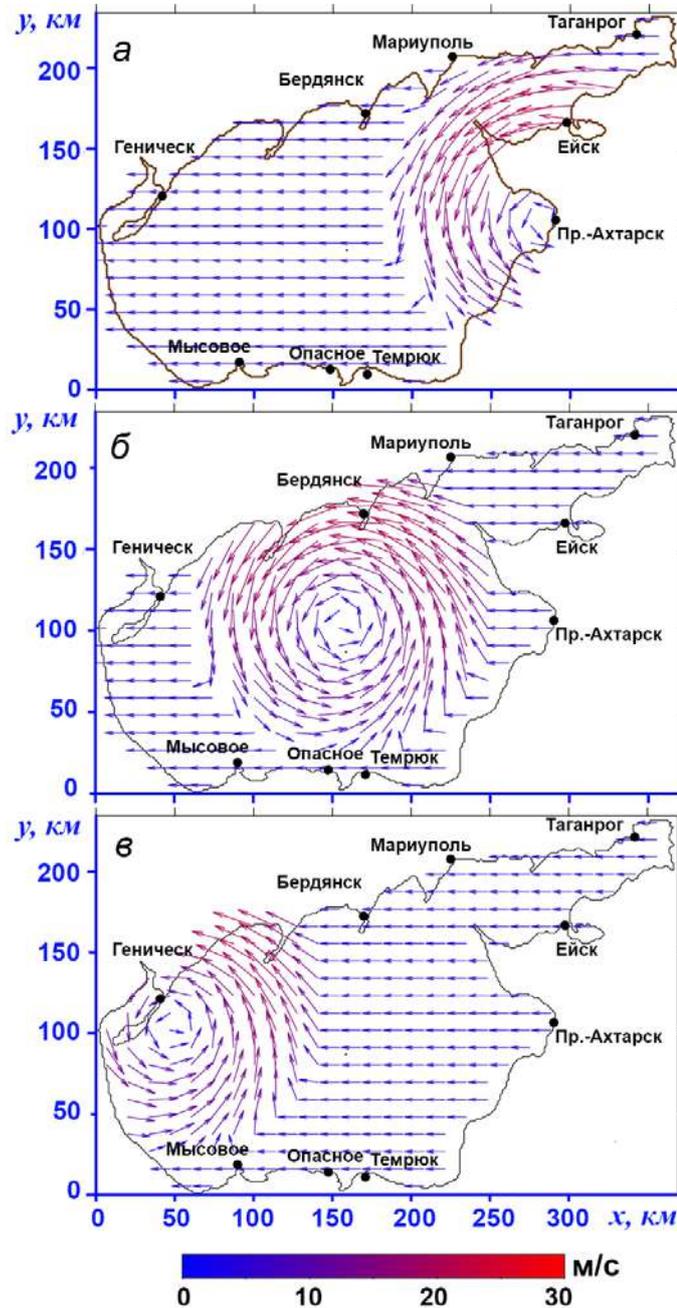


Рисунок 5.1.1 – Карты приводного ветра над акваторией моря при движении на запад атмосферного вихревого образования скоростью 5 м/с в поле фонового постоянного восточного ветра скоростью 10 м/с: циклон входит в акваторию $t = t_{st}+1$ ч (а); центр циклона пересекает центральную часть моря $t = t_{st}+8$ ч (б); циклон уходит из акватории $t = t_{st}+15$ ч (в)

Через 15 ч (рисунок 5.1.2, в), когда циклон уходит из акватории, в северной части моря и Таганрогском заливе преобладает направление течений в сторону атмосферных возмущений, в центральной части – под углом 90° к ним.

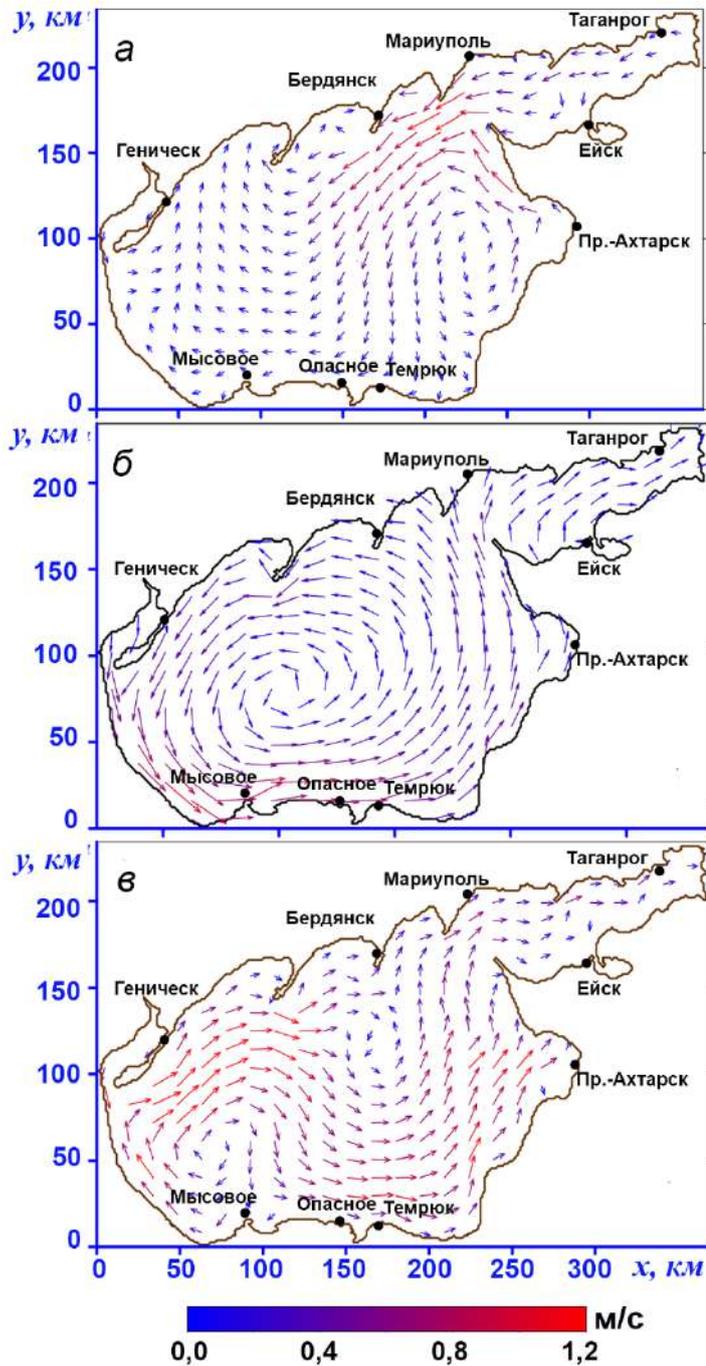


Рисунок 5.1.2 – Поля скорости течений в Азовском море в те же моменты времени, что и на рисунке 5.1.1

Поля уровня моря для указанных параметров циклона, полученные в результате моделирования, показаны на рисунке 5.1.3 (в те же моменты времени). Из их анализа следует, что в установившемся режиме (рисунок 5.1.3, *а*) имеет место понижение уровня вдоль западного побережья (сгоны) и повышение – вдоль восточного берега (нагоны).

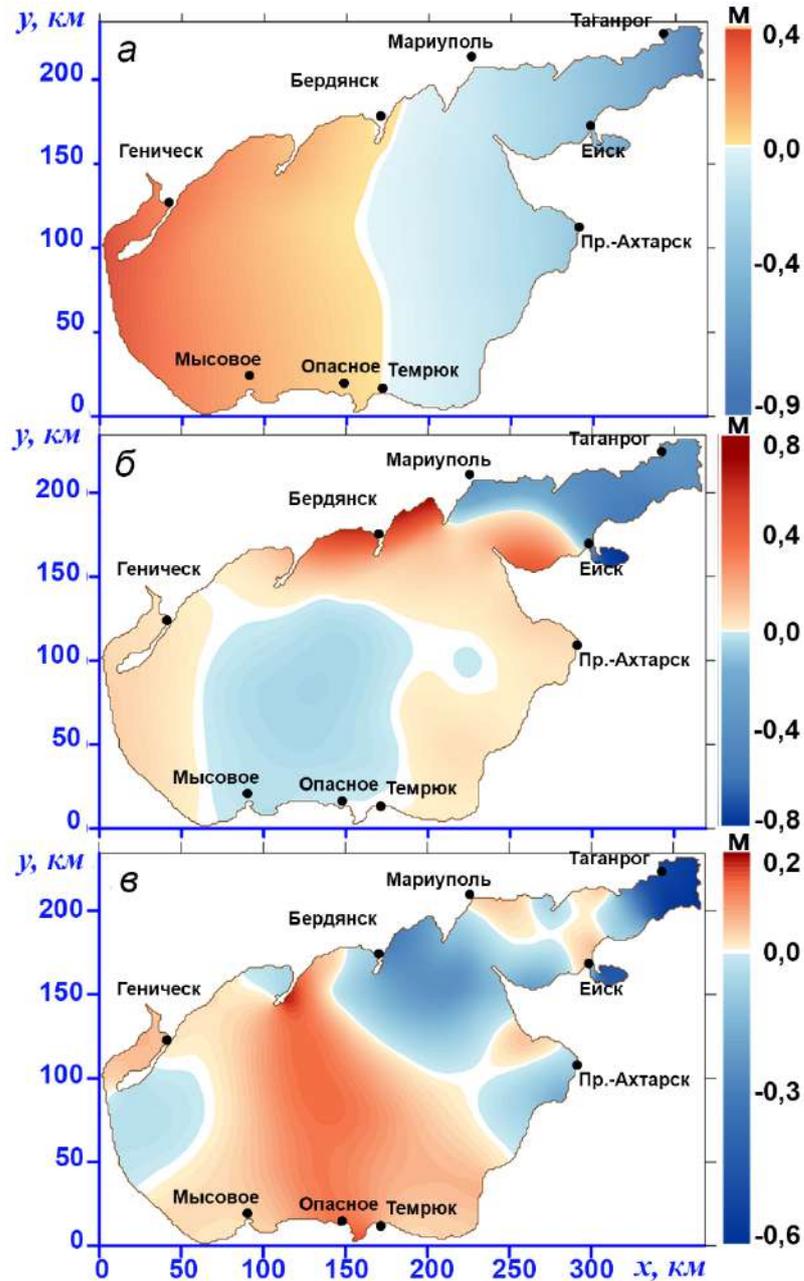


Рисунок 5.1.3 – Поля уровня (м) Азовского моря в те же моменты времени, что и на рисунке 5.1.1.

Узловая линия (на рисунке штриховая) пересекает центральную часть моря, она ориентирована перпендикулярно направлению ветра. Через 8 ч после начала действия циклона (рисунок 5.1.3, б) изолиния нулевых отклонений уровня уже имеет эллиптическую форму и смещается от центра на запад. Большая ось этого эллипса ориентирована в меридиональном направлении, малая – в зональном. Центр эллипса приблизительно совпадает с узловой линией установившегося режима, разделяющей море на зоны сгона и нагона. С удалением на восток колебания постепенно возрастают и наибольших значений достигают вблизи Мариуполя. При дальнейшем движении к Таганрогскому заливу появляются области небольших понижений уровня. К западу от центра эллипса (рисунок 5.1.3, б) колебания уровня не превышают 3 см. С уходом циклона (рисунок 5.1.3, в) одна из узловых линий проходит через центральную часть моря, она ориентирована практически так же, как в установившемся режиме. В восточной части моря вновь отмечается подъем уровня, в западной части – его понижение.

В таблице 5.1.1 приведены зависимости скорости установившихся течений в Азовском море от скорости вызывающего их стационарного восточного ветра $|\mathbf{W}|_{st}^l$; $l = 1, 2, 3$. Здесь также даны максимальные скорости нестационарных течений, возникающих в море после прохождения циклонов скоростью 5 м/с и радиусом основания 100 км, в зависимости от направления их движения.

Анализ, представленных в таблице 5.1.1 данных показал, что, как и следовало ожидать, наибольшие скорости установившихся течений имеют место в приповерхностном слое моря (14; 34 и 62 см/с) и зависят от скорости постоянного ветра, их генерирующего [Исследование влияния ..., 2009]. Действие ветра, скорость которого кратно превосходит (в 2 и 3 раза) наименьшую из исследуемых скоростей ($|\mathbf{U}|_{st} = 14$ см/с), вызывает течения в море, скорость которых больше этого значения в 1,8 и 4,4 раза. С прохождением циклонов над акваторией моря скорости течений на всех горизонтах резко увеличиваются. Наибольшие максимальные скорости имеют место при движении атмосферных возмущений на запад, наименьшие – на северо-запад (таблица 5.1.1).

На основании анализа данных, приведенных в таблице 5.1.1, отметим зависимость несационарных скоростей от скорости фоновых установившихся движений в море. Максимумы скорости несационарных течений в поле фоновых течений, сгенерированных стационарным ветром бóльшей скорости (10 и 15 м/с), превосходят в 1,2 и 1,4 раза наименьшее значение (86 см/с), достигающееся при установившемся движении, вызванном ветром малой скорости 5 м/с (таблица 5.1.1). Такое же характерное соотношение для скорости течений прослеживается и на других горизонтах. Под действием атмосферных возмущений происходит увеличение скорости течений с глубиной, наибольшее значение отмечается в придонном слое [Исследование влияния ..., 2009].

Таблица 5.1.1 – Скорости фоновых стационарных течений ($|U|_{st}$, см/с), вызванных восточным ветром скоростью 5, 10 и 15 м/с, и максимальные скорости течений, возникающих при прохождении циклонов скоростью 15 м/с в различных направлениях

z, М	W_{st}^1	$W_{st}^1 + W_c(r, t)$			W_{st}^2	$W_{st}^2 + W_c(r, t)$			W_{st}^3	$W_{st}^3 + W_c(r, t)$		
		Направление циклона				Направление циклона				Направление циклона		
		ЮЗ	З	СЗ		ЮЗ	З	СЗ		ЮЗ	З	СЗ
$ U _{st}$	$ U _{max}$			$ U _{st}$	$ U _{max}$			$ U _{st}$	$ U _{max}$			
1	14	83	86	80	34	107	108	102	62	125	126	121
3	11	77	79	74	28	99	100	096	52	117	116	113
5	09	72	75	70	24	93	94	90	46	110	110	106
10	06	50	52	49	17	65	66	63	32	77	77	74

На основании анализа данных, приведенных в таблице 5.1.1, определено влияние направлений перемещения циклонов, действующих в поле стационарных течений, на максимальные скорости течений, возникающих в Азовском море. Циклоны, перемещающиеся на запад, приводят к формированию течений с большей скоростью в поверхностных слоях моря. В придонном слое скорости течений, генерируемых циклонами различных направлений, практически

одинаковы. Наименьшие скорости течений формируются в море при прохождении циклона на северо-запад.

5.2. Влияние параметров вихревых атмосферных образований на воспроизводимые скорости течений и величины сгонно-нагонных колебаний уровня моря при различных граничных условиях на жидкой границе

Над Азовским морем и его побережьем отмечаются штормовые вихревые атмосферные движения (циклоны и антициклоны), которые приводят к катастрофическим спадам и подъемам уровня. Они перемещаются над Азовским морем в течение всего года, но чаще всего зимой и весной. Наиболее часто они приходят из западных районов Черного моря и центральных районов Европы (западные циклоны), а также из Малой Азии (южные) [Гидрометеорологические ... , 1986; Иванов, 2002; Научно-прикладной ... , 1990; Дьяков, Фомин, 2002]. На основании анализа материалов контактных и спутниковых наблюдений в районах Черного и Азовского морей [Об эволюции ... , 1991; Закономерности ... , 2006] получены осредненные характеристики циклонов. Средние скорости поступательного перемещения циклонов составляют 5–10 м/с, средний диаметр области атмосферных образований 480–700 км, перепад давления между центром и периферией 11–21 гПа [Влияние Керченского ... , 2009].

Численное исследование роли геометрических характеристик циклонических образований в формировании сгонно-нагонных колебаний и течений в Азовском море проведено для южного (Ю) и западного (З) направлений их движения. Указанные направления составляют с осью x , направленной на восток, углы 90° и 0° . Скорость приводного ветра $\mathbf{W}(\mathbf{r}, t)$ задается формулой (2.1.1.4), в которой скорость движения циклонических образований (\mathbf{c}) принята равной 5 м/с, максимальное отклонение (P_0) от фонового значения давления – равным 15 гПа. Геометрия нестационарного вихревого образования модифицируется за счет задания значений радиусов их оснований 100, 200 и 400 км

(R_c^m , $m = 1, 2, 3$). Предполагается, что по мере перемещения центр циклона пересекает Азовское море по заданной траектории и проходит через его центральную часть.

Изложенный в пункте 5.1 подробный анализ влияния фоновых стационарных течений на максимальные скорости нестационарных течений, возникающих в Азовском море при прохождении циклонов, позволяет в данном эксперименте исследовать их непосредственное воздействие на морскую среду. Движение барического образования по акватории Азовского моря начинается от момента времени ($t = t_0 = 0$), а скорость стационарной составляющей скорости ветра в выражении (2.1.1.3) полагается равной нулю ($\mathbf{W}_{st} = 0$).

Определение влияния другого фактора – водообмена с Черным морем – на сгонно-нагонные явления и течения в Азовском море, возникающие под действием указанных атмосферных возмущений, основано на сравнительном анализе результатов моделирования, выполненного при различных граничных условиях в проливе. В качестве одного из вариантов граничных условий выбирается условие свободного прохождения жидкости (2.1.1) в тех узлах расчетной сетки, которые расположены на входе в Керченский пролив (разрез проходит вдоль $45,25^\circ$ в. д.). Во втором варианте рассматривается замкнутый бассейн, на границах которого выполняется условие непротекания жидкости [Черкесов, Иванов, Хартиев, 1992; Blumberg, Mellor, 1987]. Используется вариант расчетной области с упрощенной геометрией – с границей на входе в пролив (рисунок 1.2.2, справа).

Значения сгонов и нагонов, возникающих под действием циклонических возмущений, анализируются на береговых станциях Азовского моря ($A_1 - A_9$), расположенных вблизи крупных населенных пунктов (рисунок 3.1.1, а). Исследование осредненных по вертикали скоростей течений в проливе проводится в пяти пунктах ($P_1 - P_5$), равномерно расположенных на жидкой границе (рисунок 3.1.1, б) [Влияние Керченского ..., 2009]. На каждом шаге по времени рассчитывается суммарный расход воды, проходящей через Керченский пролив по сечению, перпендикулярному оси y . При этом объем протекающей жидкости за время $t_0 \leq t \leq t_{end}$ определяется выражением (3.1.2). Момент времени завершения

моделирования $t_{\text{end}} = t_c + 12$ ч наступает через 12 ч после прохождения циклона между крайними точками акватории Азовского моря (t_c).

На рисунке 5.2.1 представлены поля приводного ветра (на высоте 10 м), которые соответствуют трем этапам перемещения атмосферного образования с радиусом основания 100 км с юга на север со скоростью 5 м/с.

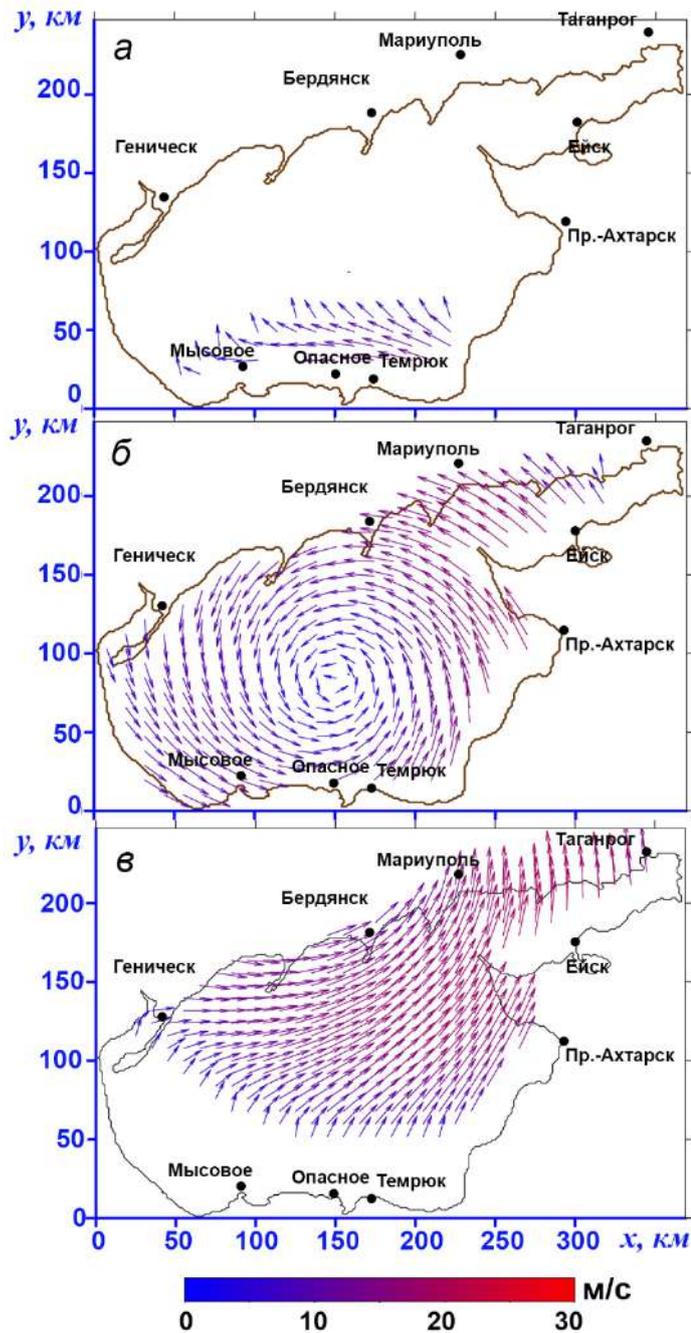


Рисунок 5.2.1 – Поля скорости приводного ветра над Азовским морем, вызванные движением южного циклона скоростью 5 м/с: циклон входит в акваторию (а); центр циклона пересекает центральный район моря (б); уходит из акватории (в)

Поля скорости приводного ветра, определяемые на основании формулы (2.1.1.4), зависят от радиуса основания вихревого атмосферного образования (R_c). Анализ максимумов скорости приводного ветра ($|\mathbf{W}(\mathbf{r}, t)|_{\max}$), обусловленного этими возмущениями, движущимися с одинаковой скоростью и перепадом давления, показывает, что наибольшее его значение генерируется атмосферным возмущением, имеющим меньшим радиус основания. Так, при $R_c^1 = 100$ км максимум скорости приводного ветра – 21,34 м/с; при $R_c^2 = 200$ км максимум – 19,5 м/с; при $R_c^3 = 400$ км он равен 16,5 м/с. Время, в течение которого циклон перемещается по поверхности моря (t_{end}), неодинаково и зависит от величины радиуса основания: $t_c = 25$ ч при R_c^1 ; $t_c = 36$ ч при R_c^2 ; $t_c = 58$ ч при R_c^3 .

Таким образом, прохождение циклонов, имеющих бóльшие размеры оснований (в 2 и 4 раза по сравнению с наименьшим радиусом 100 км), приводит к увеличению промежутка времени нахождения их над акваторией (t_c) в 1,4 и 2,3 раза и к уменьшению максимальной скорости приводного ветра ($|\mathbf{W}(\mathbf{r}, t)|_{\max}$) на 8,6 и 22,7% соответственно.

На рисунке 5.2.2 представлены модельные поля уровня Азовского моря, генерируемые прохождением южного циклона со скоростью 5 м/с и радиусом основания 100 км, полученные в результате моделирования. Рисунки 5.2.2, *a* – *в* даны в моменты времени $t_1 = 1$; $t_2 = 8$; $t_3 = 25$ ч, соответствующие трем этапам перемещения атмосферного образования, рисунок 5.2.2, *г* – через 12 ч после его ухода из акватории. Из анализа приведенных полей следует, что через 1 ч от начала движения циклона (рисунок 5.2.2, *a*) вдоль южного побережья имеет место изменение уровня, симметричное относительно входа в пролив. В это время ($t = t_1$) у северо-восточного и северо-западного берегов возмущений нет. Узловая линия (на рисунке показана штриховой) пересекает центральную часть моря и ориентирована по направлению перемещения циклона. Второй этап перемещения ($t = t_2$) отмечается через 8 ч после начала действия циклона (рисунок 5.2.2, *б*). Изолинии уровня имеют эллиптическую форму и находятся в центральной области акватории. Узловая линия, разделяющая море на зоны сгона и нагона, смещена на

восток и ориентирована по ходу циклона. Теперь в западной части имеет место повышение, а в восточной – понижение уровня.

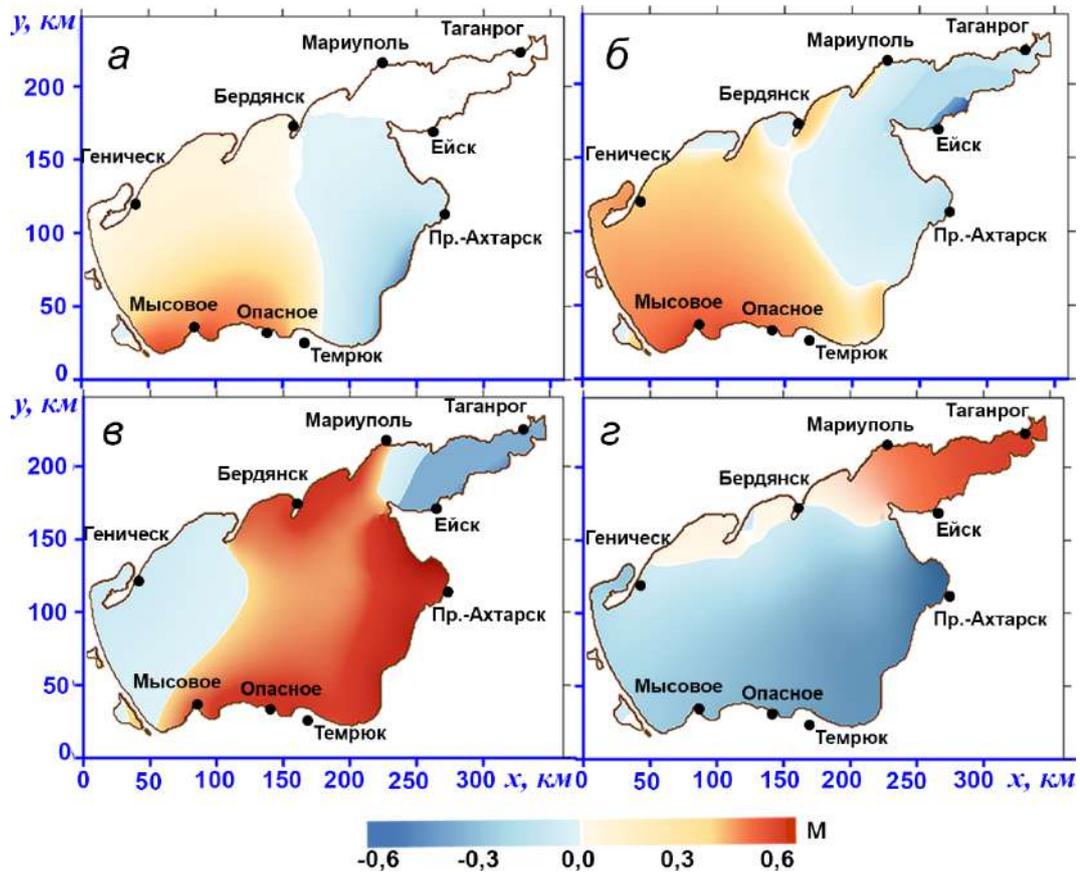


Рисунок 5.2.2 – Уровень Азовского моря по результатам моделирования при прохождении южного циклона скоростью 5 м/с (радиус основания 100 км): циклон входит в акваторию (а); центр циклона пересекает центральный район моря (б); циклон уходит из акватории (в); через 12 ч после ухода циклона из акватории (г)

С уходом циклона (рисунок 5.2.2, в) изолинии уровня перестают быть замкнутыми, а узловая линия по-прежнему ориентирована по ходу движения циклона. В Таганрогском заливе, в его западной части, отмечается сгущение изолиний уровня и имеет место его подъем, в восточной части – понижение. Из рисунка 5.2.2, г видно, что узловая линия теперь ($t = t_{\text{end}}$) ориентирована перпендикулярно траектории перемещения циклона, южное побережье моря при этом становится зоной сгонов, северное – зоной нагонов. В таблице 5.2.1

приведены максимальные значения нагонов и сгонов и соответствующие им моменты времени на станциях $A_1 - A_9$.

Как следует из анализа данных, приведенных в таблице 5.2.1, для различных параметров возмущающих циклонических образований и для всех рассматриваемых станций наибольшие по абсолютной величине отклонения уровня имеют место при условии учета водообмена через пролив. Из анализа данных о нагонах, представленных в верхней части таблицы 5.2.1, видно, что максимальные нагоны имеют место на станции Таганрог.

Сравнивая результаты, полученные на этой станции при двух вариантах граничных условий в проливе и для каждого из разных по размеру оснований возмущений, отметим, что максимальные значения нагонов при $R_c^1 - 49$ и 54 см (с учетом и без учета водообмена через пролив); при $R_c^2 - 93$ и 97 см; при $R_c^3 - 102$ см и 115 см. Таким образом, относительная разница значений нагонов на станции Таганрог, рассчитанных с учетом и без учета пролива, не превышает 12%. Минимальные нагоны отмечаются в пос. Опасное и соответственно равны: при $R_c^1 - 5$ и 7 см (с учетом и без учета водообмена через пролив); при $R_c^2 - 8$ и 9 см; при $R_c^3 - 10$ и 12 см. Время достижения наибольших подъемов уровня при учете пролива возрастает не более чем на 7%. Однако при увеличении размера циклона в четыре раза время достижения максимумов нагонов не превышает 40%.

Во второй (нижней) части таблицы 5.2.1 даны максимальные значения сгонов на тех же станциях. Отсюда видно, что под действием циклонов различных размеров наибольшие сгоны имеют место на станции Ейск: при $R_c^1 - 45$ и 48 см (с учетом и без учета водообмена через пролив); при $R_c^2 - 48$ и 53 см; при $R_c^3 - 39$ и 44 см. Изменения максимальных значений сгонов в районе Ейска с учетом и без учета водообмена через пролив для R_c^1 , R_c^2 и R_c^3 соответственно равны 6, 15 и 11%. Минимальные сгоны отмечаются на станции Бердянск и равны: при $R_c^1 - 2$ и 3 см (с учетом и без учета водообмена через пролив); при $R_c^2 - 5$ и 8 см; при $R_c^3 - 3$ и 4 см. Как и для нагонов, с увеличением радиуса основания циклона уменьшается время достижения максимумов сгонов.

Таблица 5.2.1 – Максимальные нагоны и сгоны ($|\zeta|_{\max}$, см) с соответствующими моментами времени (t_{extr} , ч), вызываемые южными циклонами скоростью 5 м/с, без учета и с учетом водообмена через пролив

Станции	$R_c^1 = 100$ км		$R_c^2 = 200$ км		$R_c^3 = 400$ км	
	$ \zeta _{\max}$	t_{extr}	$ \zeta _{\max}$	t_{extr}	$ \zeta _{\max}$	t_{extr}
Нагоны						
Геническ	10	24,6	12	11,0	12	15,8
	11*	25,1*	15*	21,1*	19*	16,3*
Бердянск	8	19,6	11	20,5	10	39,8
	10*	20,0*	16*	21,2*	13*	41,1*
Мариуполь	39	17,7	59	26,3	70	44,5
	46*	17,8*	68*	28,5*	79*	46,2*
Таганрог	49	22,6	93	29,4	102	45,3
	54*	23,6*	97*	31,4*	115*	46,7*
Ейск	34	19,6	58	29,1	62	43,9
	48*	19,3*	64*	29,1*	70*	45,2*
Приморско-Ахтарск	35	13,2	57	22,2	32	36,2
	47*	14,1*	66*	22,3*	37*	38,6*
Темрюк	11	14,8	19	18,6	9	23,0
	8*	15,8*	10*	19,5*	15*	22,6*
Опасное	5	4,8	8	13,6	10	19,0
	7*	5,1*	9*	14,7*	12*	19,2*
Мысовое	6	29,0	8	14,0	18	17,1
	10*	29,7*	12*	14,3*	19*	17,7*
Сгоны						
Геническ	13	19,2	12	21,8	36	40,4
	22*	19,5*	18*	22,3*	43*	40,1*
Бердянск	2	42,7	5	26,9	3	50,8
	3*	43,1*	8*	27,4*	4*	54,2*
Мариуполь	12	30,3	15	15,3	22	20,5
	7*	31,4*	11*	15,5*	17*	21,3*
Таганрог	19	33,3	27	20,1	60	44,6
	21*	33,8*	47*	20,7*	63*	45,7*
Ейск	45	12,6	48	15,5	39	20,6
	63*	45,7*	53*	16,8*	44*	20,9*
Приморско-Ахтарск	44	8,2	45	10,9	30	14,3
	46*	8,8*	52*	11,4*	34*	14,5*
Темрюк	9	20,5	12	28,3	26	46,1
	13*	21,1*	19*	29,6*	19*	47,1*
Опасное	8	19,7	12	27,4	27	43,2
	12*	20,6*	16*	27,2*	22*	44,2*
Мысовое	10	17,6	10	23,0	31	40,1
	15*	18,4*	17*	23,6*	33*	41,9*

* Результаты моделирования, выполненного с учетом водообмена через Керченский пролив.

Результаты, приведенные в таблице 5.2.1, позволяют сделать вывод о том, что на рассматриваемых станциях при увеличении размеров оснований циклона в два раза ($R_c^2 = 2R_c^1$) рост максимумов сгонов и нагонов не превышает 2,3 раза. Увеличение размера основания циклона в четыре раза ($R_c^3 = 4R_c^1$) приводит к росту наибольших значений сгонов и нагонов до 3 раз. Учет водообмена через пролив приводит к изменению экстремальных отклонений уровня, не превышающих 40%. Период времени, за который происходит формирование экстремальных значений уровня, уменьшается с увеличением размеров действующих циклонов.

Проанализируем особенности пространственного распределения полей скорости течений в поверхностном слое моря с учетом водообмена через пролив. В те же моменты времени ($t_1 = 1$; $t_2 = 8$; $t_3 = 24$ и $t_4 = 36$ ч) на рисунке 5.2.3 приведены поля указанной скорости течений, генерируемых действием движущегося со скоростью 5 м/с южного циклона с радиусом основания 100 км.

В момент времени $t = t_1$ (рисунок 5.2.3, а) направление течений в значительной степени повторяет характер полей скорости приводного ветра (рисунок 5.2.3, а). Структура и направление течений (рисунок 5.2.3, б) спустя 8 ч изменяются. В центральной части бассейна имеет место антициклонический вихрь, в восточных и западных районах моря течения ориентированы перпендикулярно к траектории передвижения циклона. Через 24 ч (рисунок 5.2.3, в), когда циклон уходит из акватории, в большей части моря и Таганрогском заливе преобладает западное направление течений, в центральной части сохраняется антициклоническая структура. Через 12 ч после ухода циклона из акватории поля течений становятся более разнородными (рисунок 5.2.3, г). В западной и центральной частях моря отмечаются несколько вихревых образований, между которыми проходит полоса течений, направленных в сторону пролива, в восточной части течения ориентированы на запад.

В таблице 5.2.2 приведены рассчитанные с учетом и без учета пролива максимумы скоростей течений, генерируемых южными циклонами, перемещающимися со скоростью 5 м/с, с радиусами оснований 100, 200 и 400 км. Значения максимумов представлены на различных глубинах моря.

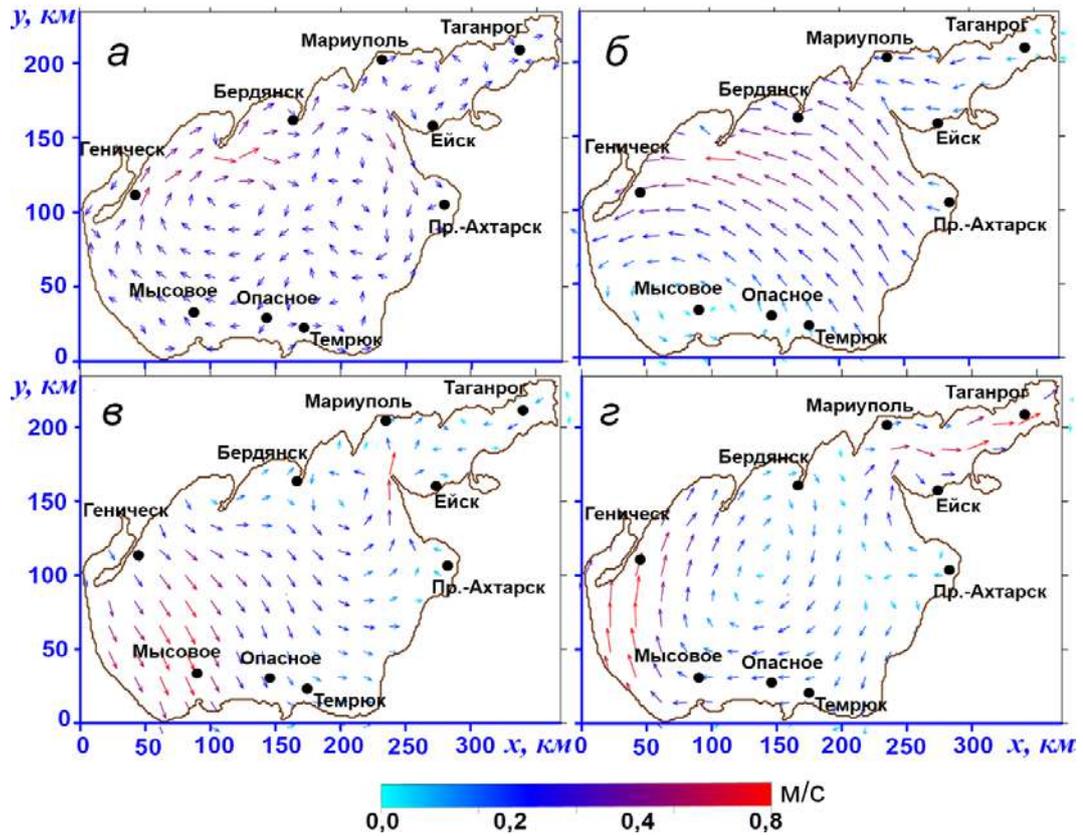


Рисунок 5.2.3 – Модельные карты скорости поверхностных течений в Азовском море, генерируемых южным циклоном скоростью 5 м/с (радиус основания 100 км) в те же моменты времени, что и на рисунке 5.2.2

Таблица 5.2.2 – Максимальные значения скорости течений (см/с), вызываемых южными циклонами скоростью 5 м/с, на различных горизонтах Азовского моря без учета и с учетом водообмена через пролив

Горизонт, м	$R_c^1 = 100$ км	$R_c^2 = 200$ км	$R_c^3 = 400$ км
0	89	110	104
	115*	134*	113*
3	82	102	91
	104*	123*	99*
5	75	97	81
	97*	116*	86*
10	55	70	68
	67*	82*	71*

* Результаты моделирования, выполненного с учетом водообмена через Керченский пролив.

Из анализа приведенных данных следует, что под действием циклона радиусом 200 км при учете водообмена через пролив скорости течений на рассматриваемых горизонтах достигают наибольших значений: 1,34 (в поверхностном слое), 1,23 (на глубине 3 м), 1,16 (при $z = -5$ м), 0,82 м/с (в придонном слое). Видно, что учет пролива влияет на величины максимальных скоростей течений, которые также зависят от размеров действующих циклонов. При этом наибольшие значения относительных отклонений максимумов скорости течений для $U'_n = 0$ и $U_n = 0$ составляют: 23 (R_c^1), 18 (R_c^2) и 8% (R_c^3).

Рассмотрим теперь влияние различных граничных условий на входе в Керченский пролив на интегральный водообмен, вызываемый прохождением южных циклонов. В численных экспериментах на каждом шаге по времени рассчитаны значения функции $G(t)$ согласно формуле (3.1.2). Момент времени завершения моделирования для исследования объема жидкости, протекшей через сечение пролива, был увеличен до 7 сут ($t_{\text{end}} = 168$ ч). Из анализа интегральных расходов (м^3) воды через пролив следует, что наибольший расход воды через пролив имеет место для циклона, имеющего наибольший размер основания (400 км), – 53,6 м^3 , наименьший – 12,7 м^3 для циклона с основанием 100 км. Нарастание расхода до максимума происходит от начального момента времени до момента, когда центр циклона пересекает центральную часть моря. После ухода циклона из акватории моря расход уменьшается до нуля и затем принимает отрицательные значения, вызванные оттоком воды из моря.

Результаты расчетов скорости течений в пунктах пролива представлены в таблице 5.2.3. Здесь даны максимальные значения средней по глубине скорости течений, генерируемых южными циклонами, перемещающимися со скоростью 5 м/с, в зависимости от величины радиусов их оснований с соответствующими моментами времени. Из приведенных данных следует, что уменьшение радиуса основания циклонов приводит к увеличению максимальной скорости течений в проливе. Отметим, что наибольшие значения максимумов скорости течений достигаются в центре пролива (пункт P_3) и составляют: 0,33 (R_c^1); 0,29 (R_c^2); 0,21 м/с (R_c^3). Наименьшие максимумы скорости течений имеют место в пункте,

расположенном у западной границы пролива (P_1): 0,23 (R_c^1); 0,19 (R_c^2); 0,14 м/с (R_c^3). Отсюда следует, что при одном и том же значении радиуса основания циклона в центральной части пролива возникают течения, максимальные скорости которых превышают в 1,5 раза максимальные скорости течений на его границе. При увеличении размера основания циклона в два и четыре раза наибольшие значения скорости течений во всех рассматриваемых пунктах пролива уменьшаются в 1,3 и 1,6 раза соответственно. Время достижения максимальных значений скорости при увеличении размеров циклонов в четыре раза возрастает в три раза.

Таблица 5.2.3 – Наибольшие значения осредненной по вертикали ($|\bar{U}|_{(z)}$, см/с) скорости течений, генерируемых южными циклонами скоростью 5 м/с, с соответствующими моментами времени в пунктах пролива

Пункты в проливе	$R_c^1 = 100$ км		$R_c^2 = 200$ км		$R_c^3 = 400$ км	
	$ \bar{U} _{(z)}$	t	$ \bar{U} _{(z)}$	t	$ \bar{U} _{(z)}$	t
P_1	23	11,1	19	17,6	14	34,5
P_2	27	11,2	23	17,8	17	34,6
P_3	33	11,2	29	17,8	21	34,6
P_4	32	11,3	29	17,9	22	34,8
P_5	31	11,3	28	17,9	21	34,8

В следующей серии численных экспериментов оценим влияние на результаты расчетов изменения траектории передвижения циклонов с теми же основными параметрами, что и в предыдущем эксперименте. В качестве граничного условия на жидкой границе выбирается условие свободного прохождения жидкости (2.1.1), поскольку ранее показано, что экстремальные значения характеристик отклонений уровня и скорости течений, возникающих в Азовском море, при использовании этого условия выше, чем при использовании условия замкнутой границы.

Моделирование штормовой ситуации проведем для циклонов, перемещающихся с запада на восток (3) с учетом водообмена через пролив.

В таблице 5.2.4 на береговых станциях Азовского моря приведены смоделированные максимальные значения нагонов и сгонов, вызываемых действием западных и южных циклонов, перемещающихся со скоростью 5 м/с, для трех значений радиуса их основания. Здесь же даны соответствующие моменты времени.

Таблица 5.2.4 – Максимальные ($|\zeta|_{\max}$, см) нагоны и сгоны на береговых станциях Азовского моря, вызываемые перемещением западных (З) и южных (Ю) циклонов со скоростью 5 м/с, с соответствующими моментами времени (t_{extr} , ч)

Береговые станции	$R_c^1 = 100$ км				$R_c^2 = 200$ км				$R_c^3 = 400$ км			
	З		Ю		З		Ю		З		Ю	
	$ \zeta _{\max}$	t_{extr}										
Нагоны												
Геническ	9	25,7	11	25,1	12	21,8	15	21,1	17	17,1	19	16,3
Бердянск	8	20,6	10	20,0	14	22,2	16	21,2	12	41,6	13	41,1
Мариуполь	32	18,5	46	17,8	44	29,7	68	28,5	76	46,3	79	46,2
Таганрог	44	23,9	54	23,6	85	32,0	97	31,4	88	46,7	115	46,7
Ейск	47	20,0	48	19,3	44	29,8	64	29,1	46	45,4	70	45,2
Прим.-Ахтарск	42	14,2	47	14,1	45	22,9	66	22,3	29	38,7	37	38,6
Темрюк	5	17,0	8	15,8	7	19,7	10	19,5	14	22,8	15	22,6
Опасное	7	6,4	7	5,1	7	14,9	9	14,7	11	19,3	12	19,2
Мысовое	6	30,4	10	29,7	9	14,4	12	14,3	18	17,9	19	17,7
Сгоны												
Геническ	17	20,3	22	19,5	16	22,5	18	22,3	37	40,3	43	40,1
Бердянск	3	43,2	3	43,1	6	28,5	8	27,4	3	54,5	4	54,2
Мариуполь	4	32,6	7	31,4	9	16,1	11	15,5	11	21,5	17	21,3
Таганрог	16	35,0	21	33,8	34	21,2	47	20,7	36	46,0	63	45,7
Ейск	30	14,1	48	13,3	34	17,0	53	16,8	37	20,9	44	20,9
Прим.-Ахтарск	31	8,8	46	8,8	34	12,1	52	11,4	29	14,9	34	14,5
Темрюк	8	21,6	13	21,1	14	30,1	19	29,6	14	47,5	19	47,1
Опасное	8	20,7	12	20,6	12	27,3	16	27,2	16	44,7	22	44,2
Мысовое	11	19,0	15	18,4	12	23,8	17	23,6	25	42,3	33	41,9

Из анализа представленных данных видно, что южные циклоны (Ю) приводят к возникновению бóльших нагонов и сгонов во всех пунктах побережья. Максимальные отклонения значений уровня, вызываемые циклонами разных направлений, не превышают 40%. Время достижения максимумов подъемов и понижений уровня моря под действием западного циклона становится незначительно больше (менее чем на 14%), чем под действием южных циклонов.

Как следует из анализа результатов моделирования штормовой ситуации, вызванной прохождением западных циклонов, с учетом и без учета пролива, это направление передвижения атмосферных возмущений не дает заметного увеличения максимумов сгонов и нагонов по сравнению с действием южных циклонов. Таким образом, учет водообмена через пролив вызывает возрастание на 40% экстремальных сгонов и нагонов. При увеличении радиуса основания южного циклона в 2 раза происходит рост максимумов сгонов и нагонов не более чем в 2,3 раза. Увеличение радиуса основания циклона в четыре раза приводит к возрастанию наибольших значений сгонов и нагонов не более чем в три раза. Время, в течение которого происходит формирование экстремальных значений уровня, уменьшается с увеличением радиуса основания действующих атмосферных образований. В центральной части пролива максимальная скорость течений превышает в 1,5 раза скорость течений вблизи его боковых границ.

5.3. Численное исследование течений и сгонно-нагонных колебаний уровня Азовского моря в период экстремальных приазовских ветров

В последнее десятилетие в результате штормовой деятельности регулярно наблюдаются катастрофические наводнения в Таганрогском заливе и дельте Дона (12 апреля 1997 г., 1 марта 2005 г., 30 сентября 2010 г., 23–24 марта 2013 г. и 24 сентября 2014 г.) [Экстремальное наводнение ... , 2014; Численное исследование ... , 2017]. Экстремальное приазовское явление «черноморка», или «оборотная низовка» (по терминологии местных рыбаков), возникает при сильных штормовых циклонах, перемещающихся с северо-востока Черного моря. Длительное действие

ветров с юго-юго-востока на юго-юго-запад с умеренной или ураганной скоростью приводит к экстремальным сгонам и подъемам уровня, являющимся причиной разрушительных наводнений на Азовском побережье. Эти последние случаи наводнений в Таганрогском заливе, как и штормовая ситуация 1997 г., характеризовались максимальными величинами подъема уровня моря за весь исторический период наблюдений (1882–2015 гг.). Как следует из данных наблюдений, штормовая ситуация 23–24 марта 2013 г. возникла при прохождении глубокого циклона над южной частью европейской территории России при резком усилении юго-западного ветра над акваторией Азовского моря. Прохождение циклона сопровождалось штормовым нагоном и затоплением обширных территорий дельты Дона и восточного побережья Азовского моря [Матишов Г.Г., Матишов Д.Г., 2013; Современные ... , 2015; Матишов, Бердников, 2015]. Экстремально опасное явление 24 сентября 2014 г. было вызвано мощным циклоническим вихрем, образовавшимся в районе Крыма в глубокой тропосферной ложбине, ориентированной из Арктики на юг Европы. Формированию вихря способствовала большая термодинамическая неустойчивость атмосферы, возникшая в результате столкновения холодного воздуха, поступившего с севера и из средней тропосферы, и теплого влажного воздуха, следующего из акватории Черного моря. При перемещении циклона в ночь на 24 сентября произошла интенсификация вихря, что сопровождалось ураганным ветром, интенсивными осадками и ветровым волнением, а также штормовым нагоном на восточном побережье Азовского моря и в Таганрогском заливе.

Основным подходом к теоретическим исследованиям экстремальных сгонов и нагонов, воспроизведению циркуляции вод в природных морских бассейнах является применение математических моделей. В пунктах 5.1 и 5.2 сделаны выводы о влиянии параметров модельных циклонов (направления, скорости перемещения, геометрических характеристик) на максимальную скорость генерируемых ими течений и экстремальные колебания уровня моря. Известны результаты исследований, проведенных с помощью двухслойной математической модели, а также по материалам гидрометеорологических наблюдений на береговой базе

Южного научного центра РАН. В них рассмотрен случай аномального затопления дельты Дона с 20 по 26 марта 2013 г. [Экстремальное наводнение ... , 2014; Матишов, Бердников, 2015].

Для понимания особенностей этих повторяющихся явлений выполнен численный анализ пространственной и временной изменчивости динамики вод в Азовском море во время опасных явлений, продемонстрировавших разрушительную силу штормовых нагонов и приведших к катастрофическим наводнениям в Таганрогском заливе и дельте Дона (23–24 марта 2013 г. и 24 сентября 2014 г.). В вычислительных экспериментах, воспроизводящих эти штормовые циклоны в качестве атмосферного форсинга, использованы поля приводного ветра и атмосферного давления, полученные по данным региональной атмосферной модели SKIRON, подробно описанной в пункте 2.1.1. На основании анализа метеорологической информации по данным SKIRON сделаны выводы о характере ветрового режима над акваторией Азовского моря во время указанных экстремальных событий, а также в течение месяца, предшествующего им. Осредненная по пространству скорость ветра при развитии экстремальных «низовок» находилась по формуле

$$|\overline{\mathbf{W}}(t)| = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N |\mathbf{W}_{\text{SKIRON}_k}(t)|, \quad (5.3.1)$$

где N – число узлов расчетной сетки; $|\mathbf{W}_{\text{SKIRON}_k}(t)| = \sqrt{W_{\text{SKIRON}_X}^2(t)_k + W_{\text{SKIRON}_Y}^2(t)_k}$ – модуль скорости ветра в ее k -ом узле [Численное исследование ... , 2017]. Рассчитанная таким образом средняя по акватории моря скорость ветра (10,2 м/с) находится между ее наибольшим (2,7 м/с) и наименьшим (17,6 м/с) значениями в марте 2013 г., а для сентября 2014 г. составляет 13,6 м/с (между наименьшим и наибольшим значениями, равными соответственно 2,5 и 24,7 м/с), что в 1,3 и 1,8 раза превышает ее среднегодовую климатическую величину [Гидрометеорологические ... , 1986].

На рисунке 5.3.1 представлены графики эволюции скорости ветра, осредненной по акватории моря. Отметим, что в марте 2013 г. (рисунок 5.3.1, а) сравнимое с максимальным, но кратковременное (в течение 3 ч) увеличение средней скорости ветра от 16 до 17,2 м/с (14 марта 2013 г.) не явилось причиной экстремальных колебаний уровня моря. Длительное же действие ветра с почти той же скоростью (от 16 до 17,6 м/с) в течение 12 ч привело к опасному явлению 23–24 марта 2013 г.

Как следует из рисунка 5.3.1, б, в целом на протяжении всего месяца (сентябрь 2014 г.) над Азовским морем преобладали умеренные ветры. Увеличение средней скорости ветра до 24,7 м/с произошло при прохождении циклона 24 сентября 2014 г. В этом случае действие ветра со скоростью выше 16 м/с в течение 22 ч вызвало экстремальные сгонно-нагонные явления на побережье Азовского моря. Таким образом, действие ветра штормовой скорости длительностью менее 3 ч не приводит к возникновению штормовых нагонов.

По данным СО ГОИН, на метеорологических станциях Таганрог и Темрюк средняя скорость ветра 23–24.03.2013 юго-западного направления составила 9–13 м/с при максимальных значениях 21–22 м/с. На станциях Ейск и Должанская максимальные значения скорости ветра составили соответственно 21 и 19 м/с при средних значениях 9–10 м/с. На западном и южном побережьях Азовского моря (Геническ, Мысовое) средняя скорость ветра западного, северо-западного направлений составила 16–22 м/с при максимальных значениях 23–28 м/с.

Следует отметить, что данные натуральных наблюдений близки к расчетным величинам SKIRON или превышают их. При средней скорости ветра по акватории 11–15 м/с ее максимальные значения на МГ в Таганроге, Должанской и Темрюке достигали 33–37 м/с. Такие экстремальные значения скорости ветра на этих станциях были зафиксированы впервые за весь исторический период наблюдений. В результате действия ураганного ветра на побережье Таганрогского залива были повреждены линии электропередач, поломаны деревья, повреждена кровля домов, повалены опоры ЛЭП, в портах Ейск и Таганрог повалены вышки и высотный кран.

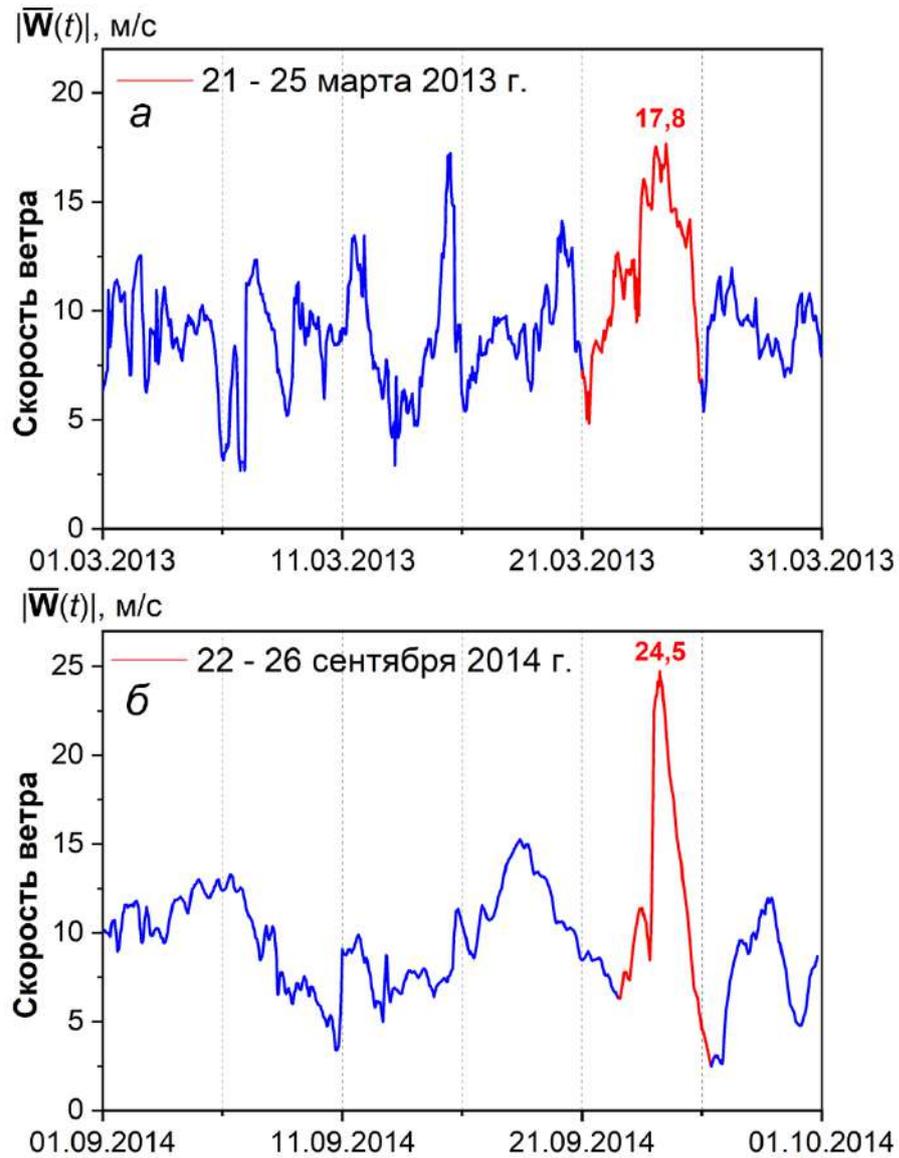


Рисунок 5.3.1 – Средняя скорость ветра по акватории Азовского моря в течение штормовых месяцев: 1–31 марта 2013 г. (а); 1–30 сентября 2014 г. (б). Вертикальные пунктирные линии проведены с дискретностью 5 сут [Численное исследование ... , 2017]

Пространственное распределение полей приводного ветра над Азовским морем, полученных по данным модели SKIRON в период штормовых ситуаций в марте 2013 г. и сентябре 2014 г., представлено на рисунке 5.3.2. Заметно, что в рассматриваемых ситуациях наблюдалась значительная пространственная неоднородность полей ветра над морем как по скорости, так и по направлению.

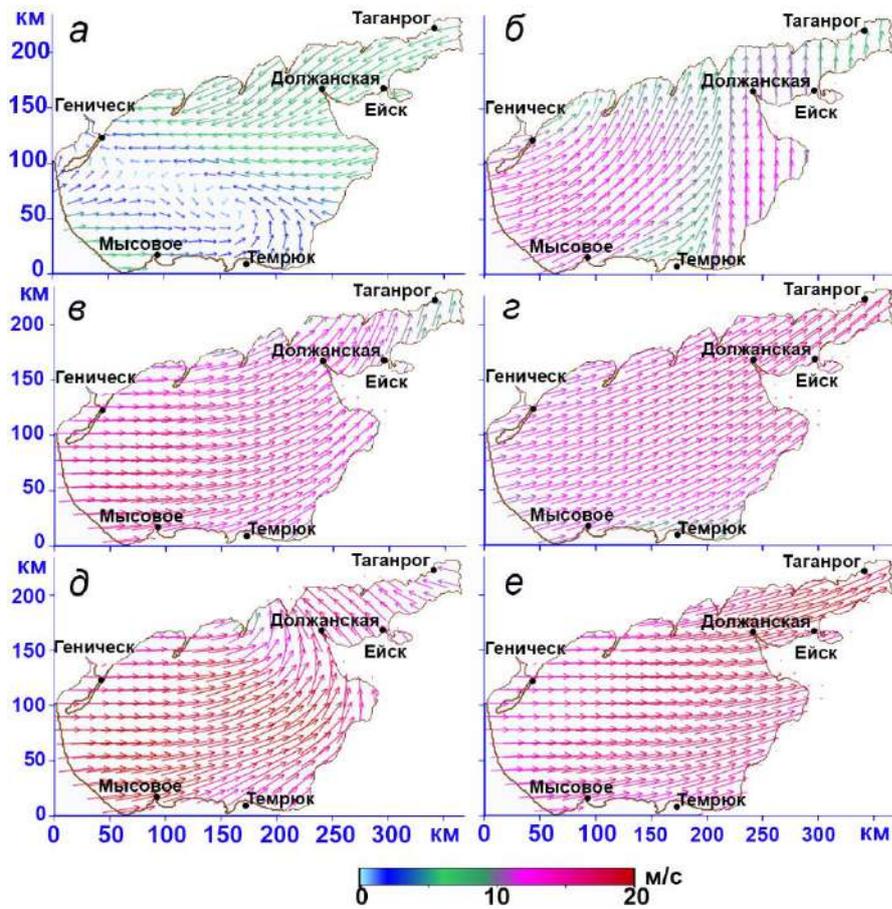


Рисунок 5.3.2 – Поля приводного ветра во время шторма 23–24 марта 2013 г.:
а – 12:00 23 марта; *б* – 20:00 23 марта; *в* – 12:00 24 марта; *г* – 20:00 24 марта;
 во время шторма 24 сентября 2014 г.: *д* – 12:00 24 сентября; *е* – 20:00 24 сентября
 [Численное исследование ... , 2017]

В случае экстремального шторма 2013 г., по данным SKIRON (рисунок 5.3.2, *а*), усиление ветра до 10 м/с произошло в 12:00 23 марта 2013 г. при прохождении циклона через центральную часть моря, при этом ветер изменил свое направление с северо-восточного на юго-западное. Следующий максимум скорости пришелся на середину суток 24 марта 2013 г. На рисунке 5.3.2, *б* видно перемещение с северо-востока Черного моря обширного циклонического образования с высокой (до 20 м/с) скоростью ветра, направление которого неоднородно в различных частях Азовского моря.

Максимальное развитие шторма произошло на следующие сутки (24 марта 2013 г.), в течение которых ветер не менял направления и действовал вдоль оси

Таганрогского залива (юго-юго-западное направление (рисунок 5.3.2, б)), а максимальная скорость ветра достигала 25 м/с. На рисунках 5.3.2, д, е показаны направления полей ветра во время шторма 24 сентября 2014 г. по данным модели SKIRON. В течение суток, как и в случае шторма 2013 г., наблюдался устойчивый ветер юго-юго-западного направления (вдоль оси Таганрогского залива) скоростью до 28 м/с. Полученные поля ветра, по данным SKIRON, в целом неплохо согласуются с данными натурных наблюдений на прибрежных метеорологических станциях и подтверждают тот факт, что наибольшее усиление скорости ветра произошло над акваторией Таганрогского и Темрюкского заливов.

Исследовано изменение приземного атмосферного давления. Резкое падение давления при одновременном воздействии на морскую поверхность сильного ветра приводит к значительным подъемам уровня моря. Временной ход осредненных по акватории Азовского моря значений атмосферного давления ($\bar{P}(t)$), рассчитанных по формуле (3.2.1), в течение штормовых ситуаций 2013 и 2014 гг. приведен на рисунке 5.3.3. Как следует из анализа кривых, отмеченных на рисунке 5.3.3 красным цветом (в период с 20 по 25 число рассматриваемых временных интервалов), штормовые ситуации сопровождались значительным падением атмосферного давления. Видно, что атмосферное давление марта 2013 г. изменялось от минимального (995 гПа) до максимального значения (1035 гПа). В течение сентября 2014 г. перепад атмосферного давления был незначительным, но резкое понижение атмосферного давления до 998 гПа выделяется на графике (рисунок 5.3.3, б) при прохождении циклона 24 сентября 2014 г.

Описание и исследование особенностей циркуляции вод Азовского моря при экстремальных приазовских явлениях выполнено на основании анализа данных наблюдений и результатов трехмерного гидродинамического моделирования (РОМ). Прогнозирование последствий повторяющихся ураганных штормов (23–24 марта 2013 г. и 24 сентября 2014 г.) в рамках численного моделирования основано на определении экстремальных значений скорости течений и величин сгонно-нагонных явлений, возникающих в Азовском море вследствие критических

атмосферных воздействий. Сравнительный анализ максимальных значений скорости течений ($|U|_{\max}$) в период штормов марта 2013 г. и сентября 2014 г. выполнен на основании анализа данных, представленных в таблице 5.3.1.

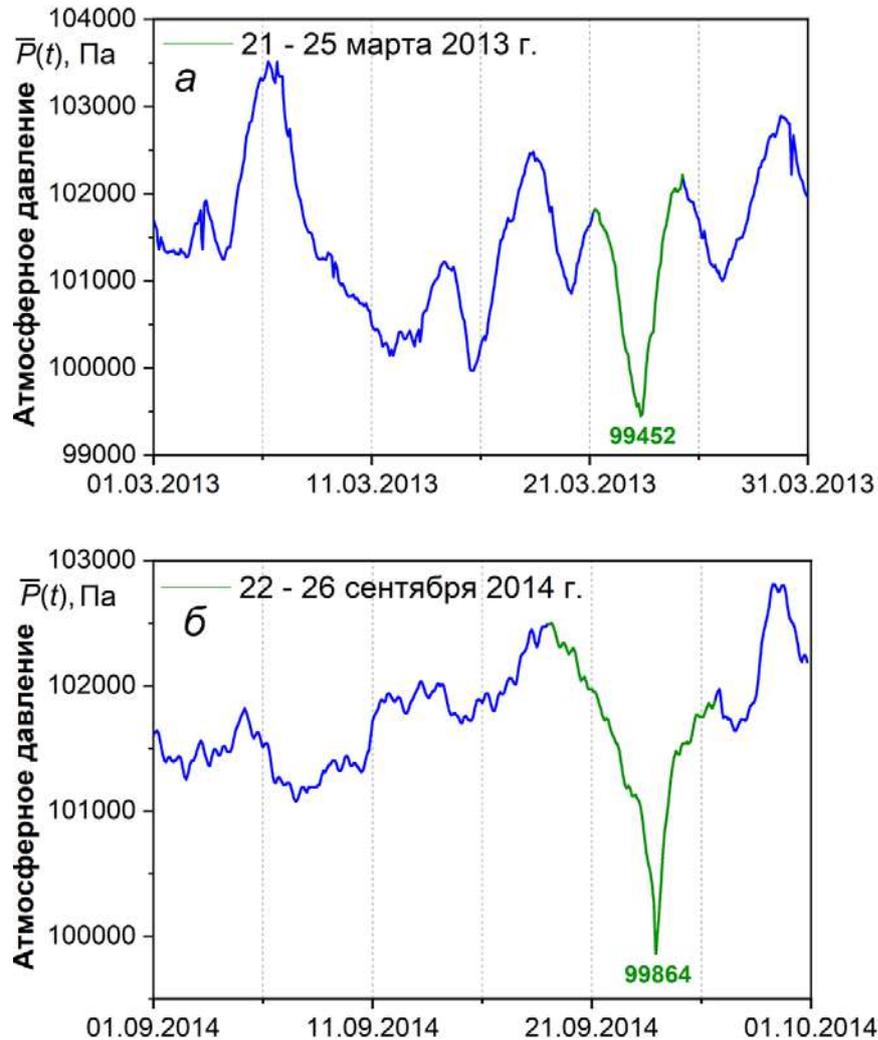


Рисунок 5.3.3 – Атмосферное давление, по данным модели SKIRON, осредненное по акватории Азовского моря в марте 2013 г. (а) и сентябре 2014 г. (б).

Вертикальные пунктирные линии проведены с дискретностью 5 сут

Здесь указаны горизонты и координаты наибольших значений скорости в течение всего расчетного периода t ($0 \leq t \leq 744$ и $0 \leq t \leq 720$ ч), а также время наступления максимумов. Анализ максимумов скорости течений (таблица 5.3.1), вызванных действием штормовых ветров при значительном падении атмосферного давления, показал, что в поверхностном слое значения $|U|_{\max}$ превышали 2 м/с (2,12 м/с в марте 2013 г. и 2,45 м/с в сентябре 2014 г.). Скорости течений

в придонном слое хотя и были несколько меньше (0,59 и 0,44 м/с), но достигали величин, способных вызвать интенсивные литодинамические процессы в прибрежной зоне моря. Экстремумы скоростей поверхностных течений наблюдались в Таганрогском заливе и в районе Должанского пролива. Максимальные скорости течений в придонном слое отмечались вблизи Таганрогского залива и в районе Геническа. На рисунках 5.3.4 и 5.3.5 представлены пространственные распределения скорости течений в Азовском море на различных горизонтах в моменты времени, соответствующие экстремальным значениям поверхностной скорости течений, приведенным в таблице 5.3.1.

Таблица 5.3.1 – Максимальные значения скорости течений ($|U|_{\max}$, см/с) на различных горизонтах Азовского моря, время их достижения и соответствующие им координаты (x_{\max} , y_{\max} , км) в периоды экстремальных штормов

Дата	Горизонт, м	$ U _{\max}$	x_{\max}	y_{\max}	Время
1–31 марта 2013 г.	1	2,12	230,23	42,85	24 марта 17:00 мск.
	3	1,37	240,32	168,72	24 марта 17:30 мск
	5	1,33	150,37	41,511	24 марта 23:00 мск
	10	0,59	235,34	173,00	24 марта 05:00 мск
1–30 сентября 2014 г.	1	2,45	221,52	100,43	24 сентября 05:00 мск
	3	1,57	220,18	100,43	24 сентября 17:00 мск
	5	0,89	285,96	194,17	24 сентября 17:00 мск
	10	0,44	89,951	14,73	24 сентября 19:00 мск

В период действия по всей акватории моря штормового устойчивого юго-западного ветра (рисунок 5.3.2, *г*) направление течений в поверхностном слое совпадает с направлением ветра (рисунок 5.3.4, *а*). Начиная с глубины 3 м (рисунок 5.3.4, *б*) течения отклоняются на 90° и более от направления ветра, прослеживаются вихри разных знаков на входе в Таганрогский залив (в Должанском проливе). В центральной части акватории в слое 5 м формируется

хорошо выраженное компенсационное течение, направленное против ветра (рисунок 5.3.4, в), на глубине 8 м наблюдаются течения, которые отклоняются на 135° и более от направления течений в поверхностном слое моря и направления действующего ветра (рисунок 5.3.4, г). Как следует из 5.3.4, г, течения в поверхностных (1–3 м) и придонных слоях (5–8 м) направлены противоположно. Аналогичные по структуре течения наблюдаются во время развития шторма в сентябре 2014 г. (рисунок 5.3.5).

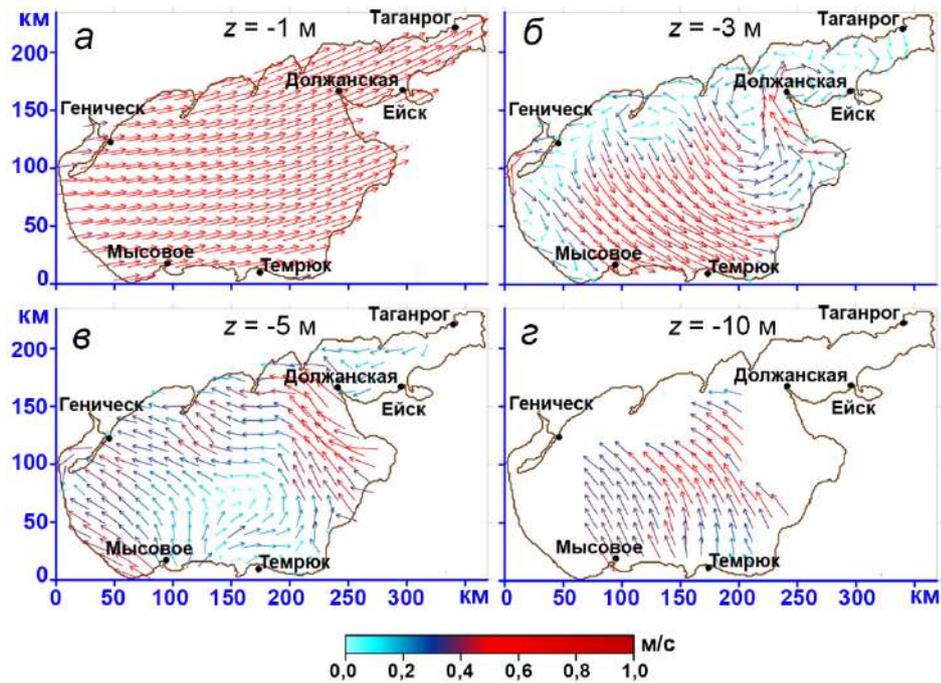


Рисунок 5.3.4 – Поля течений во время шторма 24 марта 2013 г. на горизонтах: 1 м (а), 3 м (б), 5 м (в) и 8 м (г)

Численный анализ экстремальных сгонно-нагонных колебаний уровня Азовского моря проводился в сравнении с данными наблюдений Росгидромета и Управлений МЧС. По этим данным, наводнение 14 марта 2013 г. (шторм 23–24 марта 2013 г.) охватило территорию дельты р. Дон (площадь 538 км^2) и восточное побережье Таганрогского залива. В зону подтопления попал 21 населенный пункт в Азовском, Неклиновском и Мясниковском районах Ростовской области, были подтоплены пригороды Ростова-на-Дону, Таганрога и Азова.

Общий ущерб населению и административным объектам составил около 76 млн. руб. Максимальное повышение уровня 24 марта достигло отметок на МГ Таганрог – 7,51 м, Очаковской косе – 7,41 м, в Азове – 7,40 м, Ейске – 6,10 м и Приморско-Ахтарске – 6,04 м. Указанные населенные пункты и районы побережья Азовского моря показаны на рисунках 3.1 и 3.1.1. При нагоне превышение максимального уровня над среднемноголетним значением за март составило в Кагальнике 3,40 м, Таганроге – 2,84 м, Ейске – 1,40 м и Приморско-Ахтарске – 1,30 м. В Геническе наблюдался сгон со спадом уровня 0,81 м. Во время штормового нагона 24 сентября 2014 г. в Таганроге, Ейске и Азове были зафиксированы абсолютные максимумы уровня (соответственно 7,96; 7,81 и 6,56 м) за все время наблюдений.

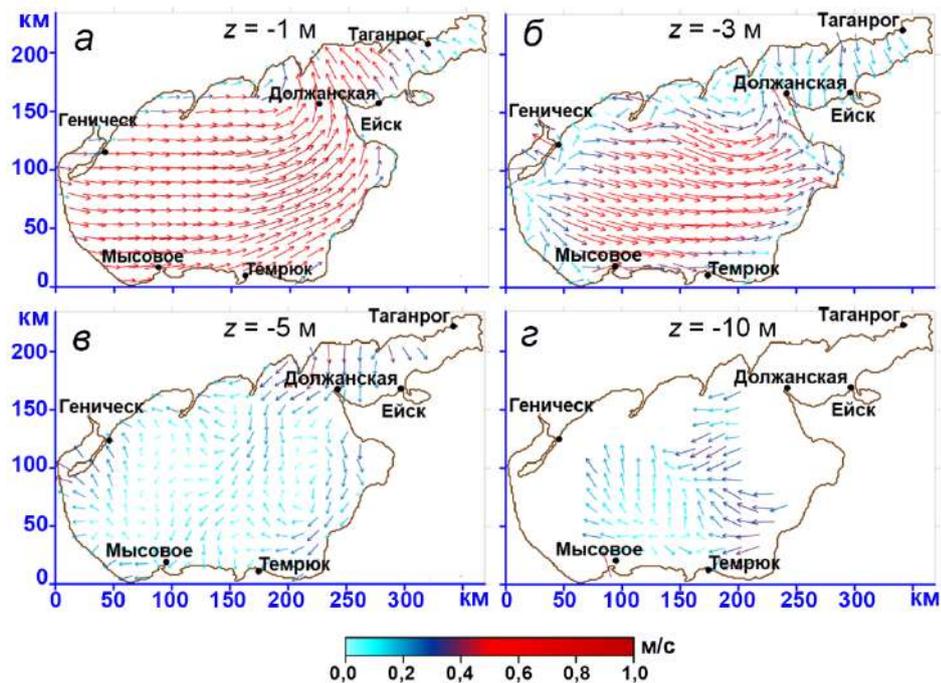


Рисунок 5.3.5 – Поля течений во время шторма 24 сентября 2014 г. на горизонтах: 1 м (а), 3 м (б), 5 м (в) и 8 м (г)

Превышение максимального уровня над среднемноголетним значением за сентябрь в Кагальнике достигло 3,60 м, Таганроге – 3,35 м, Ейске – 1,93 м и Приморско-Ахтарске – 1,85 м.

По сообщениям МЧС России в Краснодарском крае, в зоне подтопления находились пять населенных пунктов (Садки, Морозовский, Должанская, Ясенская переправа, Ейск). В Ростовской области в зону подтопления попали 26 населенных пунктов (г. Азов, г. Таганрог, Неклиновский, Мясниковский и Азовский районы), было подтоплено 3091 домов, проводилась эвакуация населения (971 человек).

В таблице 5.3.2 приведены значения наибольших нагонов и сгонов в течение штормов 2013 и 2014 гг., полученные по данным наблюдений (с учетом средних многолетних значений) и численным расчетам, в зависимости от скорости и направления ветра на береговых станциях. Данные о ветре представлены на основании результатов наблюдений Росгидромета и Управлений МЧС. Значения, приведенные со знаком минус, соответствуют сгону.

Из приведенных данных (таблица 5.3.2) видно, что под действием ветра со скоростью от 17 до 32 м/с наибольшие отклонения (1,81 и 1,36 м) в Таганроге возникают при ЗЮЗ и ЮЮЗ направлениях ветра. Максимальные по величине сгоны, по расчетным данным, наблюдаются в Геническе и Мысовом (0,99 и 0,49 м соответственно). Следует отметить, что, несмотря на бóльшую интенсивность ветра по данным SKIRON, величины нагонов и сгонов, вызванных штормом 23–24 марта 2013 г., превышали экстремальные колебания уровня во время шторма 24 сентября 2014 г. Такое различие объясняется бóльшей продолжительностью действия штормового ветра (см. рисунок 5.3.1).

Из анализа карт изолиний уровня моря следует, что при развитии шторма (рисунок 5.3.6, *а*) область понижения уровня вдоль западного побережья повторяет геометрию антициклонического вихря поля ветра (см. рисунок 5.3.2, *а*), имеет эллиптическую форму и смещается от центра. Область повышенных значений (до 0,7 м) уровня сосредоточена у входа в Таганрогский залив (у Должанского пролива, коса Долгая). Спустя 8 ч от начала шторма (рисунок 5.3.6, *б*) изолиния нулевых амплитуд уровня смещается от центра к востоку. Область нагона перемещается к дельте Дона, а области существенных понижений уровня смещаются к северо-западному району моря (вблизи Геническа).

Таблица 5.3.2 – Зависимость экстремальных отклонений уровня (м) Азовского моря от направления и скорости действующего ветра в период штормов 2013, 2014 гг., по данным береговой сети гидрометеорологических станций и результатам моделирования

Береговые станции	Скорость ветра, м/с	Направление ветра, (в град. к оси x)	Отклонения уровня моря	
			Данные наблюдений	Результаты моделирования
<i>23–24 марта 2013 г.</i>				
Геническ	28	СЗ, ЗСЗ (315, 292)	–0,94	–0,99
Бердянск	19	ЮЮЗ, З (200, 270)	0,39	0,28
Мариуполь	19	З, ЗСЗ (270, 292)	0,95	0,82
Таганрог	22	ЗЮЗ, ЮЮЗ (200)	1,58	1,81
Ейск	21	ЮЮЗ, З (200, 270)	—	0,96
П.-Ахтарск	17	З (270)	0,61	0,79
Темрюк	22	ЮЮЗ, З (200, 270)	0,32	0,31
Опасное	20	З, ЗСЗ (270, 292)	–0,19	–0,27
Мысовое	28	З, ЗСЗ (270, 292)	–0,61	–0,49
<i>24 сентября 2014 г.</i>				
Геническ	25	ЮЗ, З (250, 270)	—	–0,87
Бердянск	24	ЮЗ, З (250, 270)	—	–0,52
Мариуполь	25	ЮЮЗ, ЮЗ (225, 250)	—	0,88
Таганрог	32	ЮЗ (205, 225)	—	1,36
Ейск	27	ЮЗ, ЗСЗ (225, 290)	1,12	1,06
П.-Ахтарск	24	ЮЮЗ, ЮЗ (225, 250)	1,20	1,11
Темрюк	30	ЮЗ, З (250, 270)	0,45	0,51
Опасное	28	ЮЮЗ, З (200, 270)	—	–0,47
Мысовое	25	ЮЗ (225, 250)	—	–0,53

Последующее развитие опасного явления и пик шторма в марте 2013 г. (рисунок 5.3.6, в, г) приводят к разделению акватории линией нулевых амплитуд, ориентированной в меридиональном направлении, на области повышения и понижения уровня в западной и восточной частях бассейна. Видно, что наиболее сильному воздействию нагонных процессов подвержен Таганрогский залив. Здесь максимальные отклонения уровня моря достигают 4 м.

На рисунке 5.3.6, *д*, *е* приведены изолинии уровня Азовского моря при шторме в сентябре 2014 г. Заметно (рисунок 5.3.6, *д*), что сложные колебания уровня формируются в Таганрогском заливе. Здесь, в достаточно мелководном (средняя глубина залива составляет 9 м) полузамкнутом бассейне, фиксируются разные по знаку колебания уровня с узловой линией, проходящей по его центру. Наибольший подъем уровня имеет место при входе в эстуарий. Под действием юго-западного ветра скоростью 25 м/с (рисунок 5.3.6, *е*) отклонения уровня моря приобретают общие черты с картами уровня шторма 2013 г. (рисунок 5.3.6, *з*) с разделением акватории на области повышений и понижений (в восточной и западной частях моря).

С целью верификации результатов моделирования было выполнено сравнение величин сгонов и нагонов, полученных в результате моделирования, с данными натурных измерений за тот же период, приведенными в таблицах ежечасных значений высоты уровня моря государственной гидрометеорологической службой. Для этого были привлечены данные наблюдений марта 2013 и сентября 2014 гг. за уровнем на береговых гидрометеорологических станциях и постах Азовского моря и Таганрогского залива. Эти наблюдения представляют собой измерения уровня с помощью самописцев на МГ Таганрог, Темрюк, Ейск и Приморско-Ахтарск, а также измерения с 6-часовой дискретностью по футштоку в других пунктах побережья Азовского бассейна.

Графики хода уровня моря в течение марта 2013 г. на ст. Таганрог и Приморско-Ахтарск, полученные по данным наблюдений и в результате моделирования, приведены на рисунке 5.3.7.

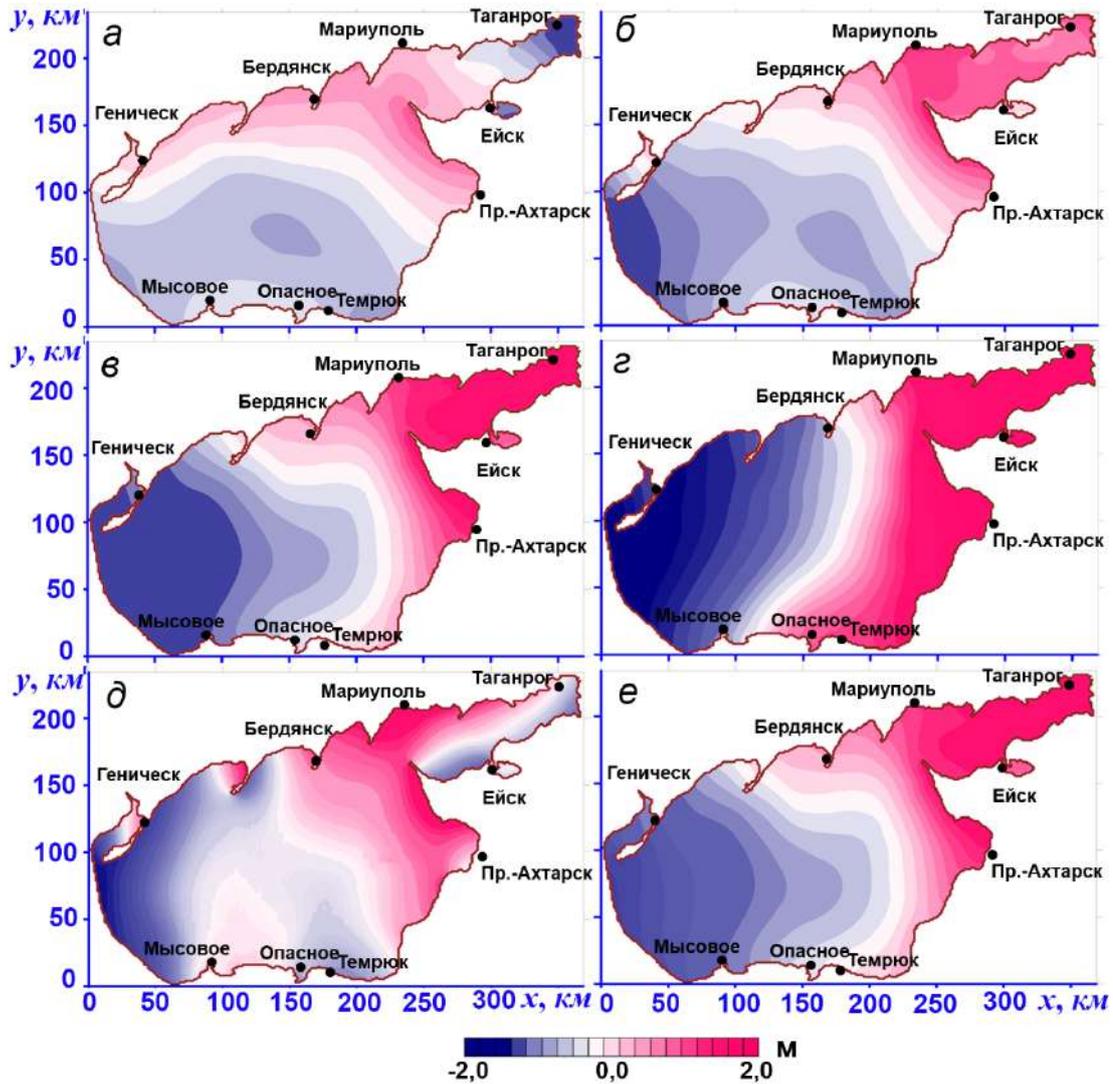


Рисунок 5.3.6 – Поля уровня Азовского моря в те же моменты времени, что на рисунке 5.3.2

Анализ графиков уровня свидетельствует о сравнительно хорошем соответствии трендов колебаний. Некоторые различия, например по величинам максимумов сгонов и нагонов, объясняются определенными погрешностями при измерениях и вычислениях. Так, в Таганроге (2013 г.) рассчитанный максимум нагона на 14% больше, чем по данным наблюдений, а в Приморско-Ахтарске (2014 г.) максимальное значение нагона на 8% меньше измеренного.

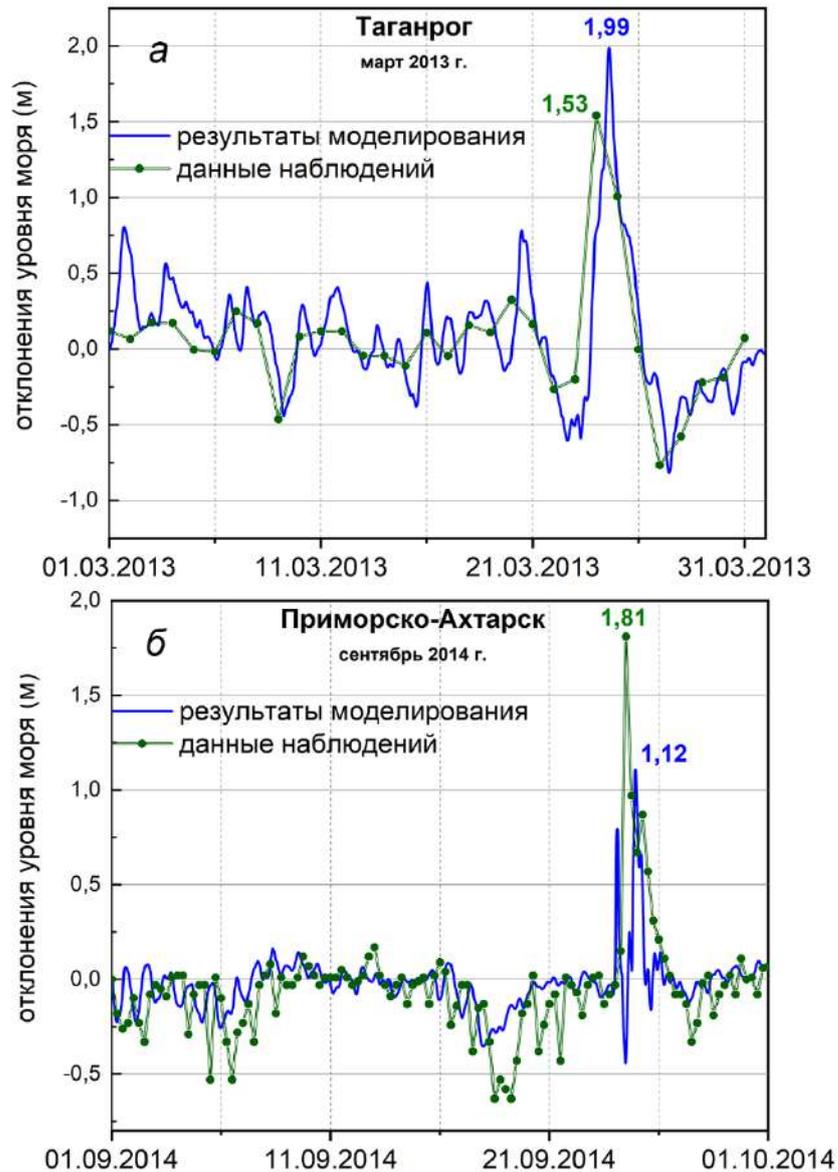


Рисунок 5.3.7 – Отклонения уровня моря (м) по данным прямых измерений и результатам моделирования: на ст. Таганрог в марте 2013 г. (а); на ст. Приморско-Ахтарск в сентябре 2014 г. (б). Вертикальные пунктирные линии проведены с дискретностью 5 сут [Численное исследование ... , 2017]

Данные моделирования показали, что во время экстремальных штормов 2013, 2014 гг. вся акватория Азовского моря в результате действия штормового ветра условно делится линией нулевых амплитуд, ориентированной в меридиональном направлении, на отдельные области повышений и понижений уровня в западной и восточной частях бассейна. Наиболее сильному воздействию нагонных процессов во время действия экстремальных ветров подвержен

Таганрогский залив, где максимальные отклонения уровня моря, по данным численных расчетов, составляют 1,8–2,2 м. Экстремумы скорости поверхностных течений наблюдались в Таганрогском заливе и в районе Должанского пролива. Максимальные скорости течений в придонном слое отмечались вблизи Таганрогского залива и в районе Геническа [Численное исследование ... , 2017]. Этот результат подтверждается сравнением измерений уровня моря с данными расчетов гидродинамической моделью РОМ для прогностического сценария 1–30 ноября 2007 г., подробно описанного в [Черкесов, Шульга, Волны, течения ... , 2017, Иванов, Черкесов, Шульга, Компьютерное ... , 2011].

5.4. Прогнозирование размеров области затопления (осушения) в прибрежной полосе Азовского моря при сгонно-нагонных ветрах

Изменения уровня, являющиеся следствием сгонно-нагонных явлений и сопровождающиеся при сгонах обмелением фарватеров, при нагонах затоплением островов, берегов, разрушением портовых сооружений, имеют место, как правило, на участках у берегов с пологими подводными склонами, а также в заливах и узких проливах (оз. Донузлав, заливы Таганрогский, Финский, Обская губа и др.). Наблюдаемые величины сгонно-нагонных колебаний уровня Азовского моря имеют значительные амплитуды, что приводит к возникновению опасных и катастрофических явлений на побережье. Обоснованное представление и прогноз последствий экстремальных сгонно-нагонных явлений в его прибрежной зоне возможны с помощью трехмерного моделирования, в дополнение к достаточно полной базе инструментальных наблюдений Азовского бассейна.

Этот подход, основанный на численном исследовании сгонно-нагонных процессов и течений в Азовском бассейне, применим к оценке взаимодействия колебаний уровня моря, возникающих при его повышении (понижении), с берегом. К числу важнейших последствий экстремальных повышений уровня моря относятся не только затопления его водами прибрежной территории, но активизация на ней абразионных и аккумулятивных процессов. Кроме того, при

повышении его уровня становится вероятным проникновение соленых морских вод в некоторые водоносные слои горных пород, используемые для водоснабжения населенных пунктов. Использование результатов моделирования способствует грамотному проектированию гидротехнических и гражданских сооружений, учитывающему прогнозы, полученные с помощью моделирования. Исследование подобных вопросов интересно также с теоретической точки зрения.

С помощью анализа результатов трехмерного гидродинамического моделирования можно выполнять оценки рисков и ущербов, обусловленных изменением уровня моря, вызывающим затопление (осушение) больших прибрежных территорий со сложным рельефом. Как правило, в практических расчетах требуется определить лишь размер максимальной области затопления (осушения). Научный и практический интерес представляет также исследование максимальной протяженности территорий затопления (осушения) в зависимости от параметров атмосферных воздействий.

На рисунке 5.4.1 схематически представлены макеты областей осушения и затопления в прибрежном районе моря. Здесь ось x с невозмущенной морской поверхностью; OO_1 – уровень моря в момент максимального сгона (на рисунке 5.4.1, слева) или OO_1 – уровень моря в момент максимального нагона (на рисунке 5.4.1, справа); α – угол наклона берегового склона; β – угол подъема береговой поверхности, которая в рассматриваемом случае предполагается плоской. Для нахождения размеров области осушения $BB_1 \sim BO_1$ воспользуемся известным соотношением геометрии $BO_1 = (OO_1^2 + OO_1^2 \operatorname{tg}^{-2} \alpha)^{1/2}$, из которого следует $BO_1 = OO_1 \sin^{-1} \alpha$. По известным значениям максимального сгона OO_1 и углу наклона берегового склона (α) определяется расстояние от береговой линии до границы возможной области осушения (BB_1) в данном районе. Аналогично запишем соотношение, позволяющее найти протяженность района затопления $BB_1 \sim OB_2$: при $BO_1 = (OO_1^2 + OO_1^2 \operatorname{tg}^{-2} \beta)^{1/2}$ и $BO_2 = OO_1 \sin^{-1} \beta$. Тогда по известному значению величины нагона OO_1 и углу подъема береговой поверхности (β)

определяем удаленность границы возможной области затопления (BB_1) от береговой линии в данном районе.

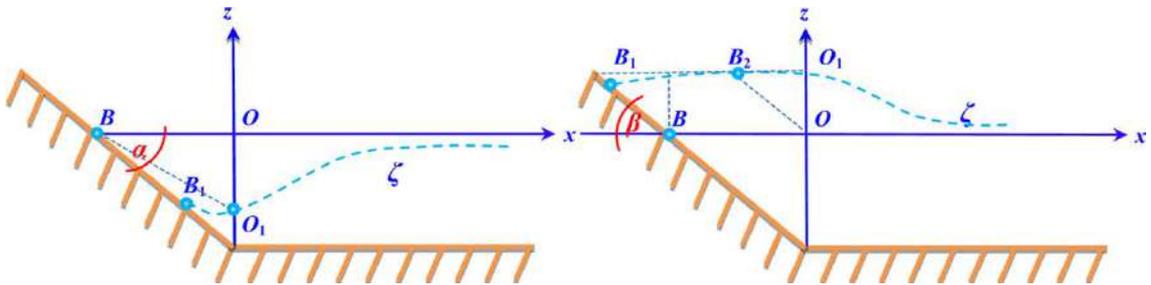


Рисунок 5.4.1 – Геометрия рельефа дна и схема области осушения (слева) и затопления (справа)

Отметим, что для Азовского моря характерными являются величины углов наклона и подъема побережья от 1° до 4° . Придавая α и β указанные значения, получим прогноз размеров областей затопления и осушения в зависимости от направления и скорости длительно действующего квазиоднородного ветра, компоненты которого задаются на основании выражения (2.1.1.1). Моделирование выполняется с учетом водообмена с Черным морем с использованием условия свободного прохождения жидкости через пролив 3.1.1. Используется вариант расчетной области, включающей Азовское море и Керченский пролив с жидкой границей, проходящей вдоль $45,25^\circ$ с. ш. (красная линия на рисунке 1.2.2, слева).

Результаты моделирования, целью которого являлся прогноз предельного значения проникновения морской воды на побережье или ее отступления от береговой черты, приведены в таблицах 5.4.1–5.4.8. Данные, приведенные в этих таблицах, позволили установить зависимости максимальных размеров области затопления (осушения) от подъема (опускания) уровня моря, вызванного сгонно-нагонным ветрами различных направлений, более подробно описанные в [Шульга, 2013].

В таблице 5.4.1 представлены линейные размеры границы отступа морских вод от береговой линии в западной и восточной части побережья Азовского моря,

вызванного действием западного ветра скоростью $|\mathbf{W}|_{st}^1 = 5$ м/с, $|\mathbf{W}|_{st}^2 = 10$ м/с, $|\mathbf{W}|_{st}^3 = 15$ м/с и $|\mathbf{W}|_{st}^4 = 20$ м/с, в зависимости от угла наклона (подъема) прибрежной области.

Таблица 5.4.1 – Сгоны и линейные размеры области осушения в зависимости от наклона (α , °) берегового склона Азовского моря при западном ветре

Береговые станции	Скорость ветра, м/с	Сгоны, м	Граница участка осушения, м			
			$\alpha_1 = 1^\circ$	$\alpha_2 = 2^\circ$	$\alpha_3 = 3^\circ$	$\alpha_4 = 4^\circ$
Геническ	5	0,11	5,73	2,87	1,91	1,43
	10	0,39	22,35	11,17	7,45	5,59
	15	1,04	59,59	29,8	19,87	14,91
	20	2,10	120,33	60,17	40,13	30,1
Бердянск	5	0,13	7,45	3,72	2,48	1,86
	10	0,34	19,48	9,74	6,5	4,87
	15	0,46	20,63	10,32	6,88	5,16
	20	0,68	38,96	19,48	12,99	9,75
Мысовое	5	0,05	2,86	1,43	0,96	0,72
	10	0,22	12,61	6,3	4,2	3,15
	15	0,52	29,8	14,9	9,94	7,45
	20	0,96	55,01	27,51	18,34	13,76

Ранее было показано (п. 3.1, рисунок 3.1.2, а), что длительное действие западного ветра вызывает понижения уровня вдоль западного побережья Азовского моря (сгоны), а у восточного берега – постепенное повышение уровня (нагоны). Вследствие этого на соответствующих участках побережья Азовского моря действие ветра приводит к образованию областей осушений (западной части) и затоплений (в восточной части). В таблице 5.4.2 даны величины максимальных нагонов и размеры участков затопления в районах станций, расположенных вдоль восточного побережья: Мариуполь, Таганрог, Ейск, Приморско-Ахтарск, Темрюк и Опасное.

Таблица 5.4.2 – Нагоны и линейные размеры области затопления в зависимости от подъема (β , °) берегового склона Азовского моря при западном ветре

Береговые станции	Скорость ветра, м/с	Нагоны, м	Граница участка затопления, м			
			$\beta_1 = 1^\circ$	$\beta_2 = 2^\circ$	$\beta_3 = 3^\circ$	$\beta_4 = 4^\circ$
Мариуполь	5	0,08	4,58	2,29	1,53	1,15
	10	0,29	16,62	8,31	5,54	4,16
	15	0,70	40,11	20,06	13,38	10,03
	20	1,28	73,34	36,68	24,46	18,35
Таганрог	5	0,17	9,74	4,87	3,25	2,44
	10	0,6	34,38	17,19	11,46	8,6
	15	1,42	81,36	40,69	27,13	20,36
	20	2,54	145,54	72,78	48,53	36,41
Ейск	5	0,1	5,73	2,87	1,91	1,43
	10	0,38	21,77	10,89	7,26	5,45
	15	0,92	52,71	26,36	17,58	13,19
	20	1,7	97,41	48,71	32,48	24,37
Приморско-Ахтарск	5	0,09	5,16	2,58	1,72	1,29
	10	0,34	19,48	9,74	6,5	4,87
	15	0,91	52,14	26,07	17,39	13,05
	20	1,79	102,56	51,29	34,2	25,66
Темрюк	5	0,05	2,86	1,43	0,96	0,72
	10	0,21	12,03	6,02	4,01	3,01
	15	0,56	32,09	16,05	10,7	8,03
	20	1,09	62,46	31,23	20,83	15,63
Опасное	5	0,03	1,72	0,86	0,57	0,43
	10	0,12	6,88	3,44	2,29	1,72
	15	0,32	18,34	9,17	6,11	4,59
	20	0,6	34,38	17,19	11,46	8,6

В таблице 5.4.3 представлены максимальные сгоны и размеры областей осушения на береговых станциях Мариуполь, Таганрог, Ейск, Приморско-Ахтарск, Темрюк и Опасное, когда в качестве возмущающего фактора выбран однородный по времени и пространству восточный ветер.

Таблица 5.4.3 – Сгоны и линейные размеры области осушения в зависимости от наклона (α , °) берегового склона Азовского моря при восточном ветре

Береговые станции	Скорость ветра, м/с	Сгоны, м	Граница участка осушения, м			
			$\alpha_1 = 1^\circ$	$\alpha_2 = 2^\circ$	$\alpha_3 = 3^\circ$	$\alpha_4 = 4^\circ$
Мариуполь	5	0,08	4,58	2,29	1,53	1,15
	10	0,18	10,31	5,16	3,44	2,58
	15	0,86	49,28	24,64	16,43	12,33
	20	1,35	77,35	38,68	25,79	19,35
Таганрог	5	0,16	9,17	4,58	3,06	2,29
	10	0,69	39,54	19,77	13,18	9,89
	15	1,73	99,13	49,57	33,06	24,8
	20	2,3	131,79	65,9	43,95	32,97
Ейск	5	0,11	6,30	3,15	2,10	1,58
	10	0,49	28,08	14,04	9,36	7,02
	15	1,22	69,9	34,96	23,31	17,49
	20	1,54	88,24	44,13	29,43	22,08
Приморско-Ахтарск	5	0,13	7,45	3,72	2,48	1,86
	10	0,57	32,66	16,33	10,89	8,17
	15	1,42	81,36	40,69	27,13	20,36
	20	1,81	103,71	51,86	34,58	25,95
Темрюк	5	0,07	4,01	2,01	1,34	1,00
	10	0,3	17,19	8,6	5,73	4,3
	15	0,74	42,4	21,2	14,14	10,61
	20	1,24	71,05	35,53	23,69	17,78
Опасное	5	0,04	2,29	1,15	0,76	0,57
	10	0,22	12,61	6,30	4,20	3,15
	15	0,43	24,64	12,32	8,22	6,16
	20	0,64	36,67	18,34	12,23	9,17

Численные эксперименты проведены для тех же значений углов наклона прибрежных областей и величин углов подъемов береговых районов. В таблице 5.4.4 даны величины максимальных нагонов и размеры участков затопления

в районах станций Геническ, Бердянск и Мысовое, вызванного действием восточного ветра со скоростью 5, 10, 15 и 20 м/с.

Таблица 5.4.4 – Нагоны и линейные размеры области затопления в зависимости от подъема (β , °) берегового склона Азовского моря при восточном ветре

Береговые станции	Скорость ветра, м/с	Нагоны, м	Граница участка затопления, м			
			$\beta_1 = 1^\circ$	$\beta_2 = 2^\circ$	$\beta_3 = 3^\circ$	$\beta_4 = 4^\circ$
Геническ	5	0,12	6,88	3,44	2,29	1,72
	10	0,53	30,37	15,19	10,13	7,6
	15	1,32	75,63	37,82	25,22	18,92
	20	1,87	107,15	53,58	35,73	26,81
Бердянск	5	0,04	2,29	1,15	0,76	0,57
	10	0,18	10,31	5,16	3,44	2,58
	15	0,45	25,78	12,89	8,6	6,45
	20	0,52	29,8	14,9	9,94	7,45
Мысовое	5	0,01	0,57	0,29	0,19	0,14
	10	0,05	2,86	1,43	0,96	0,72
	15	0,12	6,88	3,44	2,29	1,72
	20	0,18	8,96	5,48	3,99	2,50

Прогнозирование размеров территории возможного осушения и затопления выполним на основе серии численных экспериментов, в которых в качестве возмущающего фактора выбран однородный по времени и пространству южный ветер. Этот ветер направлен с юга на север и действует со скоростью $|\mathbf{W}|_{st}^l$; $l = 1, 2, \dots, 4$. Численные эксперименты проведены для тех же значений углов наклона прибрежных областей и величин углов подъемов береговых районов. Южный ветер вызывает течения, поля которых являются зеркальным отражением

полей течений, возникающих при северном ветре. Действие этого ветра приводит к возникновению сгонов на станциях Геническ, Бердянск, Мариуполь, Таганрог и Ейск. При этом на станциях Приморско-Ахтарск, Темрюк, Опасное и Мысовое имеют место нагонные процессы. В таблице 5.4.5 приведены величины областей осушения в районах указанных станций в зависимости от скорости ветра, угла наклона прибрежной области и величины максимального сгона.

Таблица 5.4.5 – Сгоны и линейные размеры области осушения в зависимости от наклона (α , °) берегового склона Азовского моря при южном ветре

Береговые станции	Скорость ветра, м/с	Сгоны, м	Граница участка осушения, м			
			$\alpha_1 = 1^\circ$	$\alpha_2 = 2^\circ$	$\alpha_3 = 3^\circ$	$\alpha_4 = 4^\circ$
Геническ	5	0,01	0,57	0,29	0,19	0,14
	10	0,03	1,72	0,86	0,57	0,43
	15	0,08	4,58	2,29	1,53	1,15
	20	0,25	14,32	7,16	4,78	3,58
Бердянск	5	0,06	3,44	1,72	1,15	0,86
	10	0,24	13,75	6,88	4,59	3,44
	15	0,63	36,1	18,05	12,04	9,03
	20	0,91	52,14	26,07	17,39	13,05
Мариуполь	5	0,11	6,3	3,15	2,1	1,58
	10	0,41	23,49	11,75	7,83	5,88
	15	0,92	52,71	26,36	17,58	13,19
	20	1,14	65,32	32,67	21,78	16,34
Таганрог	5	0,21	12,03	6,02	4,01	3,01
	10	0,76	43,55	21,78	14,52	10,9
	15	1,67	95,69	47,85	31,91	23,94
	20	2,06	118,04	59,03	39,36	29,53
Ейск	5	0,05	2,86	1,43	0,96	0,72
	10	0,18	10,31	5,16	3,44	2,58
	15	0,4	22,92	11,46	7,64	5,73

В таблице 5.4.6 представлены размеры участков затопления в районах станций Приморско-Ахтарск, Темрюк, Опасное и Мысовое, вызванного действием южного ветра скоростью 5, 10, 15 и 20 м/с. Анализ протяженности территорий возможных осушений и затоплений, возникающих под действием однородного ветра, дующего в меридиональном направлении с севера на юг, проведен для тех же значений углов наклона прибрежных областей. Действие этого ветра приводит к возникновению сгонов на станциях Приморско-Ахтарск, Темрюк, Опасное, Мысовое и нагонов на станциях Геническ, Бердянск, Мариуполь, Таганрог и Ейск.

Таблица 5.4.6 – Нагоны и линейные размеры области затопления в зависимости от подъема (β , °) берегового склона Азовского моря при южном ветре

Береговые станции	Скорость ветра, м/с	Нагоны, м	Граница участка затопления, м			
			$\beta_1 = 1^\circ$	$\beta_2 = 2^\circ$	$\beta_3 = 3^\circ$	$\beta_4 = 4^\circ$
Приморско-Ахтарск	5	0,03	1,72	0,86	0,57	0,43
	10	0,12	6,88	3,44	2,29	1,72
	15	0,33	18,91	9,46	6,31	4,73
	20	0,5	28,65	14,33	9,55	7,17
Темрюк	5	0,06	3,44	1,72	1,15	0,86
	10	0,28	16,04	8,02	5,35	4,01
	15	0,72	41,26	20,63	13,76	10,32
	20	1,1	63,03	31,52	21,02	15,77
Опасное	5	0,07	4,01	2,01	1,34	4,01
	10	0,25	14,32	7,16	4,78	14,32
	15	0,66	37,82	18,91	12,61	37,82
	20	0,83	47,56	23,78	15,86	47,56
Мысовое	5	0,06	3,44	1,72	1,15	0,86
	10	0,27	15,47	7,74	5,16	3,87
	15	0,66	37,82	18,91	12,61	9,46

	20	0,87	49,85	24,93	16,62	12,47
--	----	------	-------	-------	-------	-------

В таблицах 5.4.7 и 5.4.8 даны зависимости максимумов сгонов и нагонов на побережье моря, а также линейные размеры границы проникновения (отступа) морских вод, вызванного действием северного ветра исследуемых скоростей, от береговой линии в западной и восточной частях побережья Азовского моря.

Таблица 5.4.7 – Сгоны и линейные размеры области осушения в зависимости от наклона (α , °) берегового склона Азовского моря при северном ветре

Береговые станции	Скорость ветра, м/с	Сгоны, м	Граница участка осушения, м			
			$\alpha_1 = 1^\circ$	$\alpha_2 = 2^\circ$	$\alpha_3 = 3^\circ$	$\alpha_4 = 4^\circ$
Приморско-Ахтарск	5	0,01	0,57	0,29	0,19	0,14
	10	0,03	1,72	0,86	0,57	0,43
	15	0,08	4,58	2,29	1,53	1,15
	20	0,25	14,32	7,16	4,78	3,58
Темрюк	5	0,06	3,44	1,72	1,15	0,86
	10	0,24	13,75	6,88	4,59	3,44
	15	0,63	36,1	18,05	12,04	9,03
	20	0,91	52,14	26,07	17,39	13,05
Опасное	5	0,11	6,3	3,15	2,1	1,58
	10	0,41	23,49	11,75	7,83	5,88
	15	0,92	52,71	26,36	17,58	13,19
	20	1,14	65,32	32,67	21,78	16,34
Мысовое	5	0,21	12,03	6,02	4,01	3,01
	10	0,76	43,55	21,78	14,52	10,9
	15	1,67	95,69	47,85	31,91	23,94
	20	2,06	118,04	59,03	39,36	29,53

При северном ветре в центральной части моря генерируются два круговорота противоположных знаков. Бóльший по площади (циклонический) примыкает

к западному берегу и содержит в себе малое вихревое образование. Меньший по площади, но более мощный (антициклонический) находится в восточной части моря. В п. 3.1 на рисунке 3.1.2, в продемонстрировано расположение областей подъема и опускания уровня Азовского моря, вызванных северным ветром.

Таблица 5.4.8 – Нагоны и линейные размеры области затопления в зависимости от подъема (β , °) берегового склона Азовского моря при северном ветре

Береговые станции	Скорость ветра, м/с	Нагоны, м	Граница участка затопления, м			
			$\beta_1 = 1^\circ$	$\beta_2 = 2^\circ$	$\beta_3 = 3^\circ$	$\beta_4 = 4^\circ$
Геническ	5	0,01	0,57	0,29	0,19	0,14
	10	0,04	2,29	1,15	0,76	0,57
	15	0,09	5,16	2,58	1,72	1,29
	20	0,28	16,04	8,02	5,35	4,01
Бердянск	5	0,05	2,86	1,43	0,96	0,72
	10	0,23	13,18	6,59	4,39	3,3
	15	0,58	33,23	16,62	11,08	8,31
	20	0,77	44,12	22,06	14,71	11,04
Мариуполь	5	0,08	4,58	2,29	1,53	1,15
	10	0,35	20,05	10,03	6,69	5,02
	15	0,88	50,42	25,22	16,81	12,62
	20	1,02	58,44	29,23	19,49	14,62
Таганрог	5	0,12	6,88	3,44	2,29	1,72
	10	0,51	29,22	14,61	9,74	7,31
	15	1,28	73,34	36,68	24,46	18,35
	20	1,75	100,27	50,14	33,44	25,09
Ейск	5	0,02	1,15	0,57	0,38	0,29
	10	0,07	4,01	2,01	1,34	1
	15	0,17	9,74	4,87	3,25	2,44
	20	0,41	23,49	11,75	7,83	5,88

Анализируя результаты, представленные в таблицах 5.4.1–5.4.8, отметим, что наибольшему воздействию сгонно-нагонных процессов подвержен Таганрогский залив, максимальные отклонения уровня моря возникают здесь при ветрах различных направлений. Что, в свою очередь, приводит к наибольшему затоплению или осушению береговых районов, прилежащих к этому заливу.

Рисунок 5.4.2 демонстрирует расположение области возможных затоплений, вызываемых однородным ветром, действующим в зональном направлении с востока на запад со скоростью 20 м/с для наиболее пологого склона ($\alpha_1 = 1^\circ$).

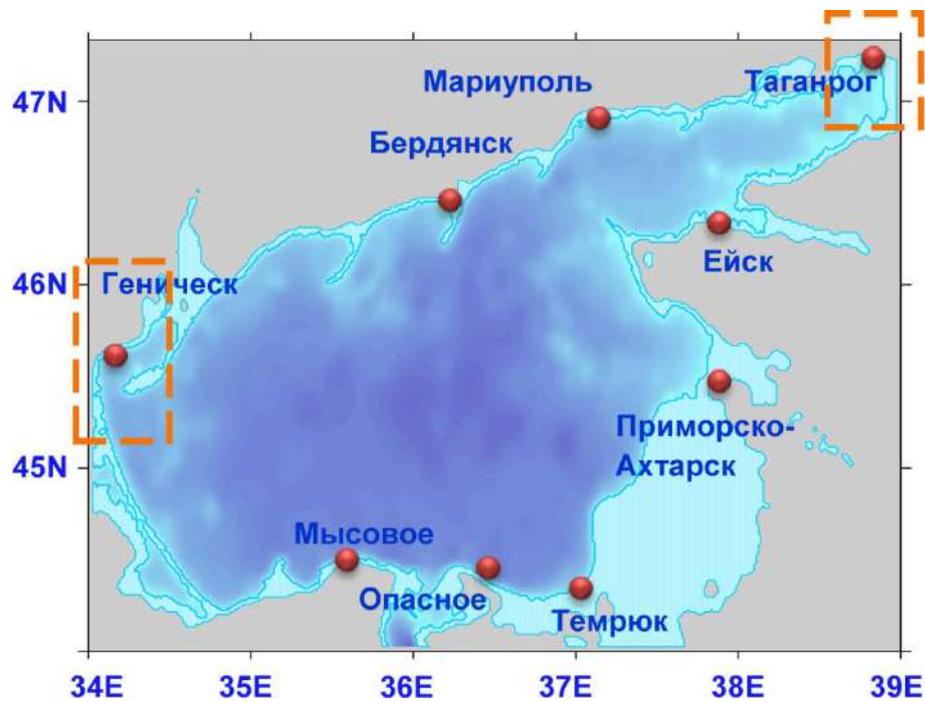


Рисунок 5.4.2 – Области возможных затоплений побережья Азовского моря

Области возможных затоплений в районе Таганрога, вызываемых однородным ветром, действующим в зональном направлении с запада на восток со скоростью 20 м/с в зависимости от угла подъема побережья, и осушений под действием восточного ветра той же скорости в зависимости от угла наклона придонной области представлены на рисунке 5.4.3, а.

На рисунке 5.4.3, б показаны области возможных затоплений и осушений в районе Геническа, генерируемых однородным ветром, действующим в зональном

направлении с востока на запад со скоростью 20 м/с в зависимости от угла подъема прибрежной области: линия 1 – при $\beta_1 = 1^\circ$, линия 2 – при $\beta_2 = 2^\circ$, линия 3 – при $\beta_3 = 3^\circ$, а также от угла наклона придонной области: линия 1 – при $\alpha_1 = 1^\circ$, линия 2 – при $\alpha_2 = 2^\circ$, линия 3 – при $\alpha_3 = 3^\circ$.

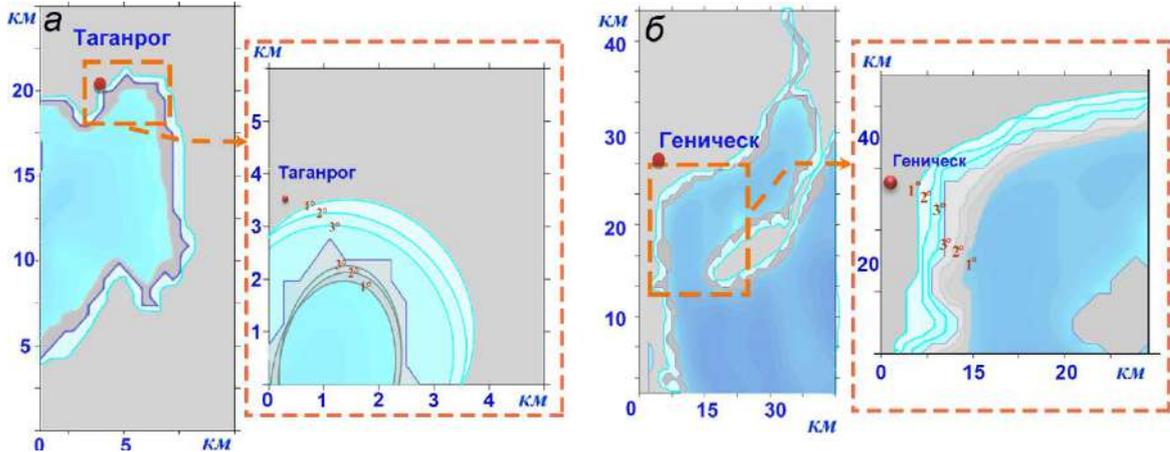


Рисунок 5.4.3 – Области возможных затоплений (осушений) в районе Таганрога (а) и Геническа (б), вызванных однородным западным (восточным) ветром со скоростью 20 м/с, в зависимости от угла наклона берегового склона

5.5. Определение размеров областей осушения и затопления на побережье Азовского моря в зависимости от интенсивности атмосферных полей

Причина затопления береговой зоны или осушения дна, возникающего на побережье моря, – отклик водной среды на мощное атмосферное воздействие, способное вызывать экстремальные значения скорости течений и отклонений уровня моря. Следствием взаимодействия циклонов с соответствующими сегментами антициклонов является существенное увеличение барического градиента атмосферного давления в разделяющей их области, а также усиление зонального ветра (западных и восточных румбов), создающего ветровой нагон (сгон) воды на соответствующих участках побережья. Над Азовским морем и его побережьем наблюдаются ураганные штормовые ветры, способные срывать крыши

с домов, опрокидывать мелкие постройки, с корнями выворачивать деревья. Во время одного из ураганов в 1914 г. уровень Азовского моря и лиманов в районе Темрюка поднялся на 3 м выше ординара (от среднего многолетнего уровня). Огромные пространства Приазовской низменности между Темрюком и Ачуевской косой подверглись наводнению [Гидрометеорологические ... , 1986; Гидрометеорологические ... , 2009]. Штормовые ветры северо-восточного и восточного направлений, наоборот, вызывают сильный сгон воды вдоль восточного побережья моря и нагон вод в Сиваш. Например, в районе Ейска наблюдались случаи, когда дно моря обнажалось на десятки метров от берега, а в 1946 г. зарегистрирован случай отступления моря на 1,5 км. В районе Таганрога вода иногда уходила от берега более чем на 5 км [Чернякова, 1965].

На основе процедуры анализа, описанной в п. 5.4, выполним сравнение размеров территорий возможных осушений и затоплений, возникающих под действием постоянного ветра (при нестационарном атмосферном воздействии модели SKIRON), а также в результате совместного действия нестационарных возмущений и фоновых стационарных течений. Зная максимальную величину сгона (нагона) и угол наклона (подъема) рельефа береговой зоны (α), определим размер максимально возможной области осушения (затопления), вызванного действием ветра в различных прибрежных районах.

В таблице 5.5.1 даны размеры участков затопления (верхняя часть таблицы) и осушения (нижняя часть), вызванных действием стационарного и прогностического ветров в прибрежных районах Азовского моря. Из анализа приведенных данных следует, что под действием ветра $W_{st}^2 + W_{SKIRON}$ наибольшему затоплению (21,8 м) подвергается район Приморско-Ахтарска. При этом протяженность участка осушения в районе Геническа (16,2 м) превосходит значения, полученные для других прибрежных территорий. Сравнивая величины областей затопления и осушения для различных углов наклона береговой зоны, отметим, что при увеличении этих углов размеры районов затопления и осушения уменьшаются.

Так, если $\alpha = 3^\circ$, наибольшие затопления имеют место при $W_{st}^{1,2}$ в Мариуполе (4 и 11,9 м), при W_{SKIRON} – в Приморско-Ахтарске (15,4 м), при $W_{st}^{1,2} + W_{SKIRON}$ в Ейске (19,5 м) и в Приморско-Ахтарске (10,9 м) соответственно. Если $\alpha = 1,5^\circ$, наибольшие затопления возникают при $W_{st}^{1,2}$ в Мариуполе (7,9 и 23,8 м), при W_{SKIRON} – в Приморско-Ахтарске (30,7 м), при $W_{st}^{1,2} + W_{SKIRON}$ – в Ейске (39 м) и в Приморско-Ахтарске (21,8 м) соответственно. При W_{SKIRON} и $W_{st}^{1,2} + W_{SKIRON}$ наибольшие осушения для всех значений углов α наблюдаются в Геническе. Так, при $\alpha = 1,5^\circ$ размеры этих областей равны 29,2; 33,2 и 16,2 м соответственно [Черкесов, Шульга, Исследование влияния ... , 2017].

Таблица 5.5.1 – Линейные размеры областей затопления и осушения (м) в прибрежных районах Азовского моря

Береговые станции	W_{st}^1		W_{st}^2		W_{SKIRON}		$W_{st}^1+W_{SKIRON}$		$W_{st}^2+W_{SKIRON}$	
	$\alpha=3^\circ$	$\alpha=1,5^\circ$	$\alpha=3^\circ$	$\alpha=1,5^\circ$	$\alpha=3^\circ$	$\alpha=1,5^\circ$	$\alpha=3^\circ$	$\alpha=1,5^\circ$	$\alpha=3^\circ$	$\alpha=1,5^\circ$
Геническ	—	—	—	—	6,2	12,3	11,9	23,8	4,9	9,7
Бердянск	1,9	3,7	7,1	14,2	3,2	6,5	8,5	16,9	1,7	3,5
Мариуполь	4,0	7,9	11,9	23,8	8,9	17,7	15,4	30,7	5,6	11,2
Таганрог	2,6	5,3	10,0	19,9	12,1	24,1	17,1	34,2	9,7	19,3
Ейск	1,5	3,1	8,3	16,5	14,5	29,0	19,5	39,0	7,3	14,6
П.-Ахтарск	1,9	3,9	5,1	10,3	15,4	30,7	17,4	34,8	10,9	21,8
Темрюк	—	—	—	—	5,7	11,3	9,5	19,1	4,7	9,4
Опасное	—	—	—	—	3,1	6,2	6,5	13,0	1,8	3,6
Мысовое	2,3	4,7	9,9	19,8	3,7	7,5	6,5	13,1	2,3	4,6
Геническ	0,8	1,5	3,4	6,7	14,6	29,2	16,6	33,2	8,1	16,2
Бердянск	—	—	—	—	5,9	11,8	11,9	23,7	3,3	6,6
Мариуполь	—	—	—	—	5,0	9,9	7,6	15,2	3,5	7,0
Таганрог	—	—	—	—	8,1	16,2	13,9	27,8	5,5	11,1
Ейск	—	—	—	—	7,9	15,7	8,7	17,3	3,6	7,2
П.-Ахтарск	—	—	—	—	4,5	9,1	6,8	13,6	2,7	5,4
Темрюк	0,6	1,3	2,1	4,2	2,1	4,3	6,3	12,6	1,7	3,3
Опасное	1,9	3,7	7,1	14,2	3,9	7,8	5,8	11,5	2,0	4,0
Мысовое	—	—	—	—	7,5	15,1	12,2	24,4	4,3	8,5

Используем предложенную выше процедуру оценки линейных размеров областей осушения и затопления побережья Азовского моря в период экстремальных приазовских ветров, наблюдавшихся 23–24 марта 2013 г. и 24 сентября 2014 г. В таблице 5.5.2 для береговых станций Азовского моря приведены экстремальные значения нагонов и сгонов, рассчитанные по полям ветра и атмосферного давления модели SKIRON. Здесь представлены размеры участков затопления (осушения) в районах этих станций в зависимости от угла наклона прибрежной области и величины отклонения уровня моря.

Таблица 5.5.2 – Экстремальные нагоны и сгоны (ζ_{extr}) Азовского моря, линейные размеры областей затопления (осушения) в районах прибрежных населенных пунктов, вызванные экстремальными штормами

Береговые станции	ζ_{extr} , м	Размер затопления (осушения*), м			ζ_{extr} , м	Размер затопления (осушения*), м		
		$\alpha = 0,5^\circ$	$\alpha = 1^\circ$	$\alpha = 3^\circ$		$\alpha = 0,5^\circ$	$\alpha = 1^\circ$	$\alpha = 3^\circ$
	1–31 марта 2013 г.				1–30 сентября 2014 г.			
Геническ	1,07*	122,6*	61,3*	20,4*	1,03	118,0	59,0	19,7
Бердянск	1,23	140,9	70,5	23,5	1,57	179,9	90,0	30,0
Мариуполь	0,73	83,7	41,8	13,9	-1,08	123,8*	61,9*	20,6*
Таганрог	2,14	245,2	122,6	40,9	2,94	336,9	168,5	56,2
Ейск	1,68	192,5	96,3	32,1	1,11	127,2	63,6	21,2
П.-Ахтарск	1,08	123,8	61,9	20,6	-0,58	66,5*	33,2*	11,1*
Темрюк	0,56	64,2	32,1	10,7	1,34	153,6	76,8	25,6
Опасное	1,35	154,7	77,4	25,8	0,42	48,1	24,1	8,0
Мысовое	1,23*	140,9*	70,5*	23,5*	0,76	87,1	43,5	14,5

* Приведенные значения соответствуют сгону и осушению.

Из анализа данных, представленных в таблице 5.5.2, следует, что наибольшие нагоны во время штормовых ситуаций имели место в Таганроге (2,14 и 2,94 м). Как следствие, в этом районе возникали обширные по протяженности области затоплений, простиравшиеся в направлении суши на 360 м от уреза воды и занимающие до 517,9 км² площади побережья по данным наблюдений. Максимальные по величине по расчетным данным сгоны наблюдались в Геническе и Мысовом (1,07 и 1,23 м). Они являлись причиной наибольшего оттока воды на 122 и 140 м от уреза и осушения прибрежных районов на площади до 60,1 и 79,5 км².

Следует отметить, что несмотря на бóльшую интенсивность ветра (по данным модели SKIRON), величины нагонов и сгонов, вызванные штормом 23–24 марта 2013 г., превышали экстремальные колебания уровня во время «черноморки» 24 сентября 2014 г. Такое различие, по-видимому, объясняется бóльшей продолжительностью действия штормового ветра (см. рисунок 5.3.1). Результаты численного моделирования экстремальных приазовских явлений подтвердили наблюдаемые особенности этих штормов у побережья Азовского моря (максимальные значения сгонов и нагонов, скорости течений, протяженность области затопления).

5.6. Выводы к разделу 5

Максимальные скорости поверхностных течений, вызванных прохождением одного и того же циклона на запад (86, 108, 126 см/с), тем больше, чем больше скорости существующих в море фоновых стационарных течений. Максимумы скорости нестационарных течений в поле фоновых течений, сгенерированных стационарным ветром бóльшей скорости (10 и 15 м/с), превосходят в 1,2 и 1,4 раза наименьшее значение (86 см/с), достигающееся при установившемся движении, вызванном ветром малой скорости (5 м/с). Под действием атмосферных возмущений происходит увеличение скорости течений с глубиной, наибольшее

значение отмечается в придонном слое. В приповерхностном слое моря скорости течений достигают 1,25; 1,26 и 1,21 м/с (для юго-западного, западного и северо-западного направлений) в поле стационарных течений, генерируемых постоянным ветром наибольшей скорости (15 м/с). Направление перемещения циклона оказывает не столь существенное влияние на достижение максимума скорости нестационарных течений. Эти скорости при выбранных направлениях движения циклонов различаются мало, разница между наибольшим и наименьшим значениями скорости – 4,1%.

Выполнен прогноз затопления/осушения прибрежных областей, возникающего вследствие устойчивых сгонных (нагонных) ветров, а также в зависимости от интенсивности прогностического ветра. Результаты численного моделирования экстремальных приазовских явлений 23–24 марта 2013 г. и 24–25 сентября 2014 г. подтвердили наблюдаемые особенности этих штормов у побережья Азовского моря (максимальные значения сгонов и нагонов, скорости течений, протяженность области затопления). Хорошие результаты сравнения свидетельствуют о правильности стратегии численного моделирования, включая выбор метода расчета размеров области возможных катастрофических наводнений (осушений).

Исследована повторяемость сгонов и нагонов по районам Азовского моря, показавшая, что наиболее часто подвержены катастрофическим нагонам (48% всех случаев) и сгонам (60%) восточное побережье моря и Таганрогский залив. Амплитуды сгонно-нагонных колебаний уровня в этих районах Азовского моря нередко достигают 2,0–3,5 м. В Таганроге амплитуда сгонно-нагонных колебаний максимальна и составляет 687 см.

Атмосферные поля модели SKIRON, в целом неплохо согласующиеся с данными натурных наблюдений на прибрежных метеорологических станциях, подтвердили тот факт, что наибольшее усиление скорости ветра во время шторма марта 2013 и сентября 2014 гг. произошло над акваторией Таганрогского и Темрюкского заливов. Численный анализ максимумов скоростей течений, вызванных действием штормовых ветров во время экстремальных приазовских

явлений, показал, что в поверхностном слое величины максимальной скорости течений в придонном слое хотя и были несколько меньше (0,59 и 0,44 м/с), но достигали величин, способных вызвать интенсивные литодинамические процессы в прибрежной зоне моря.

Экстремумы скоростей поверхностных течений наблюдались в Таганрогском заливе и в районе Должанского пролива. Максимальные скорости течений в придонном слое отмечались вблизи Таганрогского залива и в районе Геническа. Наиболее сильному воздействию нагонных процессов подвержен Таганрогский залив. Здесь максимальные отклонения уровня моря достигают 3–4 м.

Раздел 6.**ЧИСЛЕННЫЙ ПРОГНОЗ ЭВОЛЮЦИИ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ
СУБСТАНЦИЙ В АЗОВСКОМ МОРЕ**

Акватория Азовского моря и прибрежные зоны представляют собой единый территориальный регион, который требует организации рационального природопользования и обеспечения экологической безопасности. Экологическим проблемам Азовского моря уделяется особое внимание в связи с продолжающимся значительным антропогенным воздействием. Масштабы загрязнения становятся угрожающими для экосистемы и приводят к крайне негативным последствиям [Матишов Г.Г., Матишов Д.Г., 2013]. В прибрежных областях, как правило, располагаются крупные промышленные центры. Так, на побережье Азовского моря функционируют предприятия черной и цветной металлургии [Экосистема ... , 2007; Буфетова, 2015]. К числу основных источников его загрязнения относятся водный транспорт и дноуглубительные работы, обеспечивающие нормальное функционирование судов на мелководье. Достаточно велико влияние водного транспорта на экосистему Азовского моря: через прорытые по мелководьям судоходные каналы здесь ежегодно проходит около 7000 судов [Современные ... , 2015].

Согласно информации о состоянии морской и прибрежной экосистем, полученной в ходе морских экспедиций на НИС «Профессор Панов» и «Денеб» ЮНЦ РАН [Морские экспедиционные исследования ... , 2015], была проведена оценка качества вод Азовского моря и выделены зоны экологического риска. Положение этих районов подтверждается опубликованными данными других источников [Крукиер, 1991; Матишов, Инжебейкин, Савицкий, 2013; Матишов Г.Г., Матишов Д.Г., 2013; Дроздов, 2010; Комплексный спутниковый мониторинг ... , 2011]. По результатам экологического картирования акватории Таганрогского залива выявлено, что значительная часть экосистемы залива находится в нарушенном состоянии и имеет наибольшую степень риска при воздействии естественных природных процессов и хозяйственной деятельности.

В связи с тем, что прямые эксперименты с природными экосистемами затруднены, математическое моделирование является одним из наиболее перспективных методов прогнозирования динамических процессов и их влияния на распространение загрязнений в морских бассейнах. Математическое моделирование позволяет проводить необходимые расчеты в областях с произвольным рельефом дна и сложными очертаниями береговой линии. Анализ результатов этих расчетов является основой прогнозов возможных сценариев распространения субстанций, вызываемых действием ветра и течений, и их трансформацией под действием сил плавучести и турбулентной диффузии. Результаты моделирования, позволяющие определять траектории движения области загрязнения и ее размеры, можно использовать для ликвидации последствий аварийных инцидентов на суше и на море, возникающих в связи с интенсификацией промышленной и сельскохозяйственной деятельности в Азово-Черноморском регионе [Численное исследование ... , 2016].

6.1. Воспроизведение сценариев распространения загрязнения в различных районах Азовского моря при порывах нестационарного ветра

Прогнозирование воздействия на окружающую среду аварийных сбросов загрязнений в Азовское море выполнено с использованием авторских программных блоков, дополняющих гидродинамическую модель РОМ. Необходимой частью численного прогнозирования являются метеорологические данные о региональных атмосферных условиях, расположении источника сброса и подробные сведения о нем (задание глубины и формы линии, охватывающей начальную область загрязнения), а также батиметрическая карта бассейна Азовского моря с высоким разрешением.

Исследуем влияние резких порывов нестационарного ветра, возникающих в поле однородного стационарного ветра, на эволюцию областей загрязнений в различных частях Азовского моря. Ранее было показано, что при длительном действии квазипостоянного ветра в море возникают установившиеся течения,

скорость которых зависит от скорости действующего ветра (раздел 3). Переменный по времени ветер $\mathbf{W}(\mathbf{r}, t)$ (2.1.1.2) начинает воздействовать на морскую поверхность в поле фонового стационарного ветра. Начало порывов переменного ветра отсчитывается от времени установления стационарных течений, вызванных фоновым постоянным ветром $t = t_{st}$, а его направление составляет 45° с направлением этого ветра \mathbf{W}_{st} (2.1.1.1). От начала действия нестационарного ветра его скорость линейно нарастает и через 3 ч достигает своего наибольшего значения ($|\mathbf{W}|_{var} = 10$ м/с), затем в течение 3 ч скорость не изменяется и следующие 3 ч линейно убывает до нуля.

Целью численных экспериментов в постановке, имеющей простую метеорологическую интерпретацию, явилось обоснование зависимости характеристик области загрязнения от скорости фонового стационарного ветра \mathbf{W}_{st} и присутствия нестационарной составляющей \mathbf{W}_{var} . Воспроизведение процессов переноса и диффузии загрязняющих веществ в Азовском море с использованием трехмерной гидродинамической модели РОМ выполнено в поле фоновых установившихся течений, генерируемых в различных экспериментах ветром скорости $|\mathbf{W}|_{st}^1 = 5$, $|\mathbf{W}|_{st}^2 = 10$ и $|\mathbf{W}|_{st}^3 = 15$ м/с.

Районы расположения центров выбросов загрязнений были выбраны на основании оценки состояния экосистемы Азовского моря [Матишов, Инжебейкин, Савицкий, 2013; Матишов Г.Г., Матишов Д.Г., 2013; Современные ..., 2015; Дроздов, 2010; Комплексный спутниковый мониторинг ..., 2011]. Каждый из этих районов характеризуется максимальной глубиной моря (h_{max}). Они показаны на рисунке 6.1.1: B_1 – в районе Восточно-Казантипского газового месторождения ($h_{max} = 10$ м); B_2 – над самой глубоководной частью моря ($h_{max} = 12$ м); B_3 – в Таганрогском заливе ($h_{max} = 8$ м) [Исследование влияния ... , 2010].

Выброс загрязнений происходит на свободной поверхности в момент времени $t_{0p} = t_{st}$, отвечающий также началу действия нестационарного ветра, контур начальной области загрязнений ограничен прямым круговым цилиндром радиусом

9 км. Количественная оценка изменения со временем площади области, охваченной загрязнением, определяется на отдельных горизонтах Азовского моря. К наиболее практически значимым выводам об изменении размеров площади области, охваченной загрязнением, относятся результаты исследования ее эволюции в поверхностном слое $z = z_1$ (z_1 – глубина верхнего расчетного σ -слоя), в районе половины глубины бассейна $z = -H/2 = h_1$ и в придонном слое $z = -H + z_b = h_2$ (z_b – первая ближайшая ко дну точка сетки).

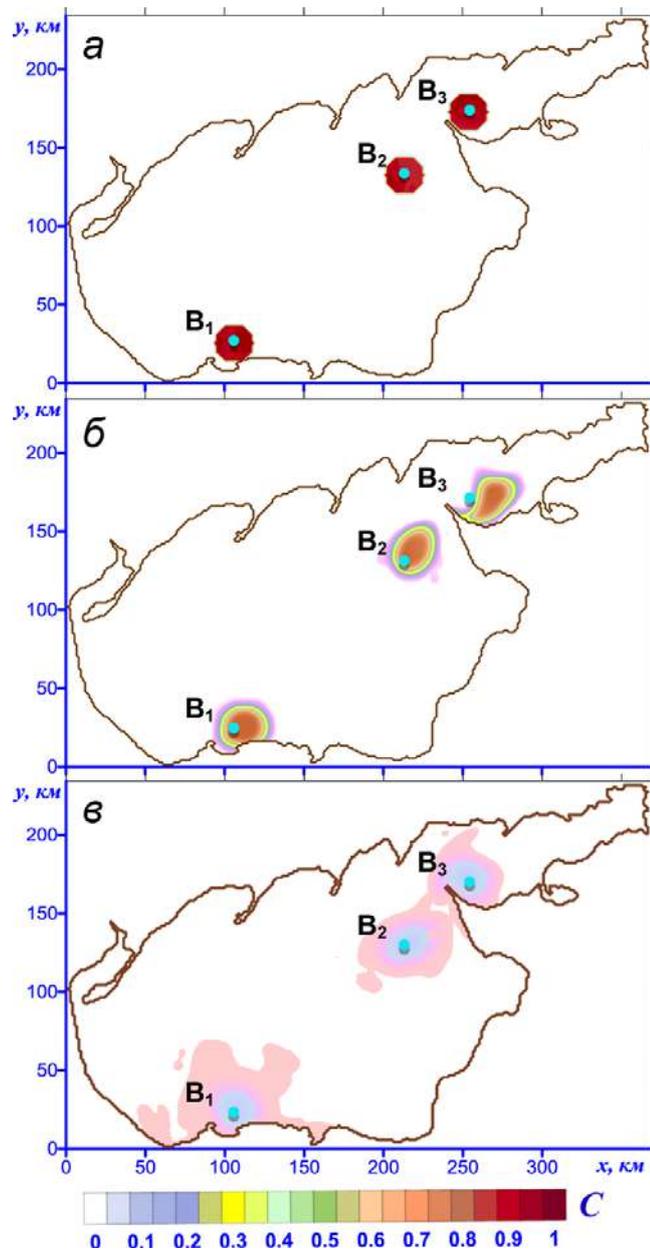


Рисунок 6.1.1 – Трансформация областей загрязнений в различные моменты времени: в стационарном режиме $t = t_0$ (а); при $t = t_0 + 15$ ч (б); при $t = t_0 + 30$ ч (в)

Приведем наибольшие, согласно выводам, изложенным в работах [Моделирование ... , 2008; Investigation ... , 2010], параметры проникновения аварийных выбросов при наличии только стационарных течений, вызванных ветром скоростью 15 м/с. В месте поступления загрязняющих веществ скорости стационарных течений на поверхности моря составляют 62 см/с и их векторы направлены в сторону действующего ветра, где наблюдается перенос примеси. Эти области с течением времени все больше вытягиваются в западном направлении. Опускание примеси на горизонт $z = h_1$ происходит через 2 ч, в придонный слой – через 9 ч. На этих глубинах области концентрации имеют форму, вытянутую в западном направлении.

В таблице 6.1.1 приведены коэффициент максимального охвата области загрязнения с соответствующим временем (t_{\max} , ч) и время полного рассеяния (t_d , ч) примеси на разных глубинах моря для различных скоростей стационарных течений при наличии нестационарного ветра. На основании анализа данных, приведенных в таблице 6.1.1 и на рисунке 6.1.1, сделаем выводы о влиянии скорости стационарных течений и переменного ветра на трансформацию загрязнения в районе B_1 , где осваиваются газовые месторождения. Глубина моря в этом районе 10 м. Как видно из таблицы 6.1.1, для района B_1 максимальная площадь загрязнения имеет место при максимальном значении скорости стационарного ветра (\mathbf{W}_{st}^3). В этой области Азовского моря, где расположен центр поступления примеси, стационарные течения направлены в сторону действующего ветра, в которую переносятся примеси (рисунок 6.1.1, б). Спустя 12 ч после прекращения действия нестационарного ветра наблюдается сокращение площадей загрязнения и уменьшение концентрации примеси (рисунок 6.1.1, в). Так, на свободной поверхности значение $K_{\max} = 1,25$ достигается через 11 ч после выброса примеси (таблица 6.1.1). При этом время ее полного рассеяния составляет 87 ч [Исследование влияния ... , 2010].

Таблица 6.1.1 – Параметры (K_{\max} , t_{\max} , ч; t_d , ч) эволюции примеси на различных горизонтах Азовского моря при совместном действии постоянного и переменного ветров

Горизонт	Параметры загрязнения K_{\max} , t_{\max} , t_d	$W_{st}^1 + W_{var}$			$W_{st}^2 + W_{var}$			$W_{st}^3 + W_{var}$		
		B_1	B_2	B_3	B_1	B_2	B_3	B_1	B_2	B_3
$z = z_1$	K_{\max}	1,22	1,21	1,14	1,23	1,22	1,15	1,25	1,22	1,16
	t_{\max}	10	10	14	10	10	14	11	11	14
	t_d	84	74	60	84	74	60	87	74	60
$z = h_1$	K_{\max}	1,24	1,23	1,22	1,24	1,24	1,22	1,27	1,25	1,22
	t_{\max}	32	28	10	32	28	10	34	29	15
	t_d	100	84	6	101	86	67	104	89	70
$z = h_2$	K_{\max}	1,31	1,32	1,24	1,31	1,32	1,24	1,33	1,33	1,24
	t_{\max}	28	28	16	28	28	16	35	30	16
	t_d	108	90	76	108	90	78	110	92	79

На глубину $z = h_1$ загрязнение проникает спустя 2 ч после его выброса на поверхность. Далее площадь загрязнения увеличивается и при $t_d = 34$ ч становится максимальной ($K_{\max} = 1,27$, таблица 6.1.1). Полное рассеяние загрязнения на этой глубине в центральной части моря происходит через 104 ч от начала его выброса. В придонном слое ($z = h_2$) наибольший коэффициент (1,33) охвата области загрязнения отмечен при $t_{\max} = 35$ ч, и спустя 110 ч от момента выброса примеси ее концентрация становится равной C_d .

В районе выброса B_2 ($x_0 = 180$ км, $y_0 = 120$ км) под действием нестационарного ветра перенос области загрязнения (рисунок 6.1.1, б) также обусловлен направлением течений. После прекращения действия переменного ветра пятно смещается в западном направлении, обратном направлению ветра (рисунок 6.1.1, в). Из анализа данных, приведенных в таблице 6.1.1, видно, что при W_{st}^3 максимум площади, занятой загрязнением на поверхности, составляет 1,22

($t_{\max} = 11$ ч), на глубине $z = h_1 - 1,25$ ($t_{\max} = 29$ ч), в придонном слое – 1,33 ($t_{\max} = 33$ ч). Рассеяние примеси происходит через 92 ч после ее появления в море.

Глубина Азовского моря в районе выброса загрязнения, центр которого находится в пункте B_3 ($x_0 = 260$ км, $y_0 = 170$ км), наименьшая (8 м) среди глубин в рассматриваемых районах поступления примеси. Как следует из анализа данных моделирования, в Таганрогском заливе при установившемся движении возникают течения, наибольшие скорости которых достигают 86 см/с. Рисунок 6.1.1, б соответствует 15 ч после начала действия нестационарного ветра, когда имеют место наиболее интенсивные течения. Видно, что области с концентрацией 0,025 и более на свободной поверхности увеличиваются и становятся вытянутыми вдоль ветра. Область загрязнения при этом перемещается на восток.

Согласно данным, приведенным в таблице 6.1.1, значения K_{\max} для этого пункта наименьшие по сравнению с остальными: на поверхности $K_{\max} = 1,16$ (14 ч), на глубине $z = h_1$ $K_{\max} = 1,22$ (15 ч), в придонном слое $K_{\max} = 1,25$ (16 ч). Полное рассеяние происходит через 79 ч с момента выброса. Площадь распространения загрязнения зависит от скорости ветра, в результате действия которого течения выходят на установившийся режим. С ростом значения W_{st} становятся больше скорости течений в установившемся режиме, в связи с этим увеличиваются площадь области загрязнения и время его полного рассеяния.

На основании анализа приведенных в таблице 6.1.1 данных, в районе Восточно-Казантипского газового месторождения рассеивание примеси одного и того же объема происходит дольше, чем в центральной части моря и Таганрогском заливе. Здесь также отмечается максимальная площадь распространения загрязнения. Наименьшие значения времени рассеивания и площади, охваченной загрязнением, имеют место для источника, расположенного в Таганрогском заливе.

6.2. Моделирование сценариев распространения загрязнения в поле вихревых атмосферных возмущений

Оценим влияние переменных по времени и пространству атмосферных возмущений на размеры области и время полного рассеивания загрязнений, поступающих в Азовское море. Загрязняющие вещества распространяются на поверхности и в глубинных слоях моря под действием турбулентной диффузии, а также переносятся ветровыми течениями, возбуждаемыми системой ветров, состоящей из постоянного \mathbf{W}_{st} (2.1.1.1) и переменного ветра, вызванного прохождением вихревого атмосферного возмущения. В этом случае поле приводного ветра неоднородно по времени и пространству, а его скорость является функцией координат и времени $\mathbf{W}(\mathbf{r}, t)$ (2.1.1.4).

Приведем результаты, полученные при исследовании эволюции загрязнения, центр которого расположен в районе Восточно-Казантипского газового месторождения (пункт B_1 на рисунке 6.1.1). Аварийный выброс происходит в поверхностном слое моря в момент начала действия циклонического возмущения, возникающего в поле установившихся движений ($t = t_{st}$), контур начальной области загрязнений ограничен прямым круговым цилиндром радиусом 9 км [Исследование влияния циклонических ..., 2009].

Установим степень воздействия атмосферного образования радиусом 100 км, движущегося со скоростью 5 м/с на запад (З), на нестационарные течения, сгенерированные им в поле фоновых установившихся течений, вызванных ветром с наименьшей из рассматриваемых скоростью ($|\mathbf{W}_{st}^1| = 5$ м/с). Скорости установившихся течений в районе аварийного выброса составляют: 14 см/с в поверхностном слое; 9 см/с при $z = h_1$; 6 см/с у дна (таблица 5.1.1). При прохождении циклона эти скорости увеличиваются и достигают максимальных значений: 86 см/с при $z = 0$ (через 15 ч), 75 см/с при $z = h_1$ (через 18 ч); 52 см/с при $z = h_2$ (через 20 ч). Процесс перемещения атмосферного образования несет за собой изменение направления полей скорости приводного

ветра и, как следствие, направления генерируемых им течений. В месте поступления загрязняющих веществ скорости стационарных течений на поверхности моря составляют 62 см/с и направлены в сторону действующего ветра, где наблюдается перенос примеси (рисунок 6.2.1). Эти области с течением времени все больше вытягиваются в западном направлении. Опускание примеси на горизонт $z = h_1$ происходит через 2 ч, в придонный слой – через 9 ч. На этих глубинах области концентрации имеют форму, вытянутую в западном направлении [Исследование влияния циклонических, 2009].

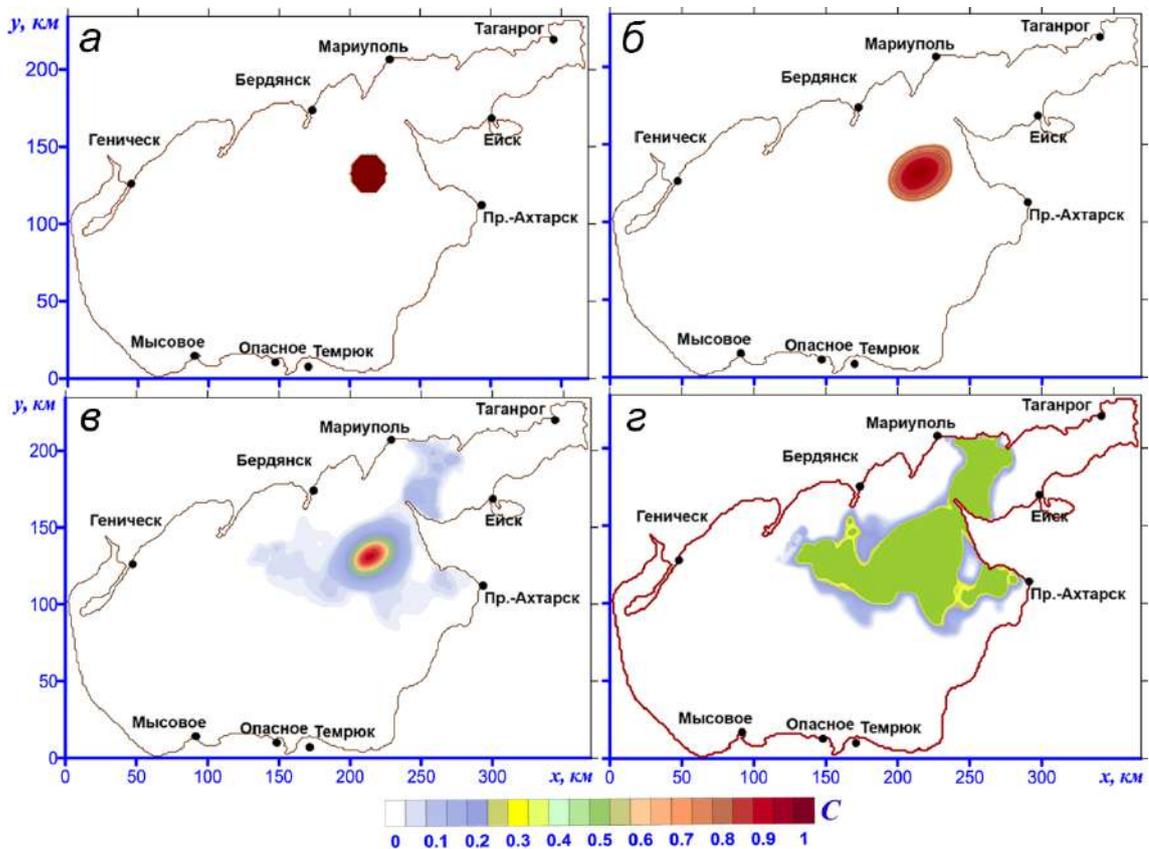


Рисунок 6.2.1 – Трансформация области загрязнения в поле фонового стационарного ветра скоростью 15 м/с: *а* – циклон входит в акваторию ($t = t_{st} + 1$ ч); *б* – центр циклона пересекает центральную часть моря ($t = t_{st} + 8$ ч); *в* – циклон уходит из акватории ($t = t_{st} + 15$ ч); *з* – через 30 ч после ухода циклона ($t = t_{st} + 45$ ч)

Исследуем влияние направления перемещения (ЮЗ, З, СЗ) атмосферных образований с радиусом 100 км и скоростью 5 м/с на эволюцию области загрязнения с теми же параметрами, которые рассматривались ранее в установившемся режиме. Для циклонов различных направлений время проникновения примеси на глубину $z = h_1$ длится значительно дольше, чем в установившемся режиме, и составляет 15 ч после его выброса на поверхность (рисунок 6.2.2). Также более продолжительным (до 20 ч) становится опускание загрязняющих веществ в придонный слой. Таким образом, вертикальное распространение примеси под действием циклона замедляется в сравнении со стационарным случаем в 7,5 раза при ($z = h_1$) и в 2,2 раза при $z = h_2$.

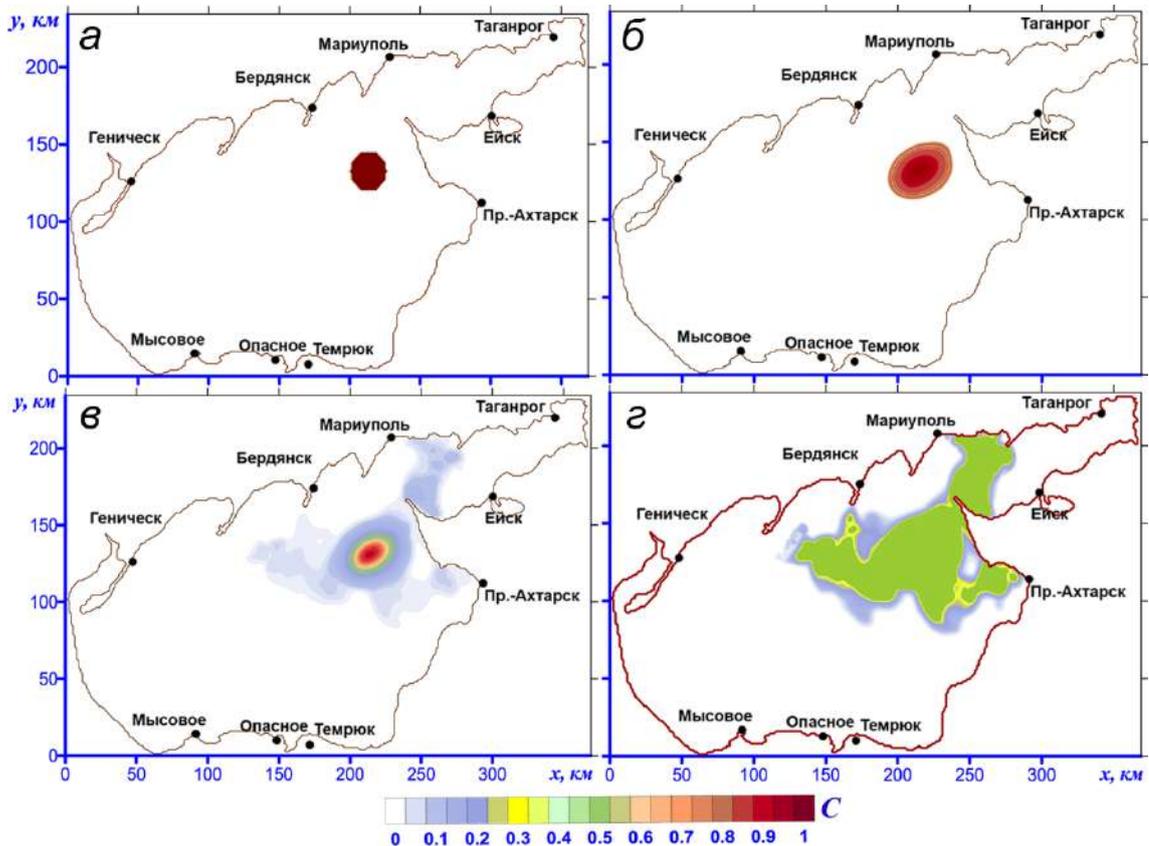


Рисунок 6.2.2 – Трансформация области загрязнения при перемещении циклона на запад со скоростью 5 м/с: в те же моменты времени, что и на рисунке 6.2.1 (а – в); з – через 30 ч после ухода циклона ($t = t_{st} + 45$ ч)

В процессе перемещения атмосферного образования меняется направление приводного ветра и направление генерируемых им течений. В результате этого области загрязнения первые 2 часа перемещаются на запад (в направлении стационарных течений) (рисунок 6.2.2, а), а затем (через 10 ч) распадаются на несколько небольших фрагментов (рисунки 6.2.2, б и в). Эти фрагменты переносятся от центра выброса в различных направлениях на значительные расстояния и спустя 30 ч достигают северного побережья Азовского моря в районе Бердянска и Мариуполя (рисунок 6.2.2, г). С течением времени участки загрязняющих веществ переносятся на запад. Полное рассеяние происходит через 149 ч, что превышает в 2,7 раза время рассеяния такой же области загрязнения в установившемся режиме.

В таблице 6.2.1 приведены коэффициент максимального охвата площади области загрязнения, время его достижения (t_{\max} , ч) и время полного рассеяния примеси (t_d , ч) на различных глубинах моря в установившемся режиме и при наличии циклонов, перемещающихся со скоростью 5 м/с в направлениях на юго-запад (ЮЗ), запад (З) и северо-запад (СЗ) [Исследование влияния циклонических, 2009].

Из анализа данных, приведенных в таблице 6.2.1, следует, что прохождение циклонов оказывает существенное влияние на параметры распространения примеси. Среди рассматриваемых направлений перемещения атмосферных возмущений западному направлению отвечают наибольшие параметры проникновения и времени полного рассеяния областей загрязнения. Сравнивая значения K_{\max} для этого направления циклона с полученным в расчетах при наличии только стационарных течений, отметим их более чем восьмикратное увеличение на различных горизонтах.

Площадь распространения загрязнения зависит от скорости ветра, выводящего течения на установившийся режим, и от направления перемещения циклона. Видно, что при бóльших значениях скорости постоянного ветра (\mathbf{W}_{st}) в Азовском море возникают установившиеся течения с соответственно бóльшими скоростями (таблица 5.1.1). Это, в свою очередь, влечет за собой увеличение

границы проникновения и времени полного рассеяния загрязнения (таблица 6.2.1). Так, например, наибольшее время полного рассеяния, на основании приведенных данных, при W_{st}^3 (176 ч) в 1,2 раза больше, чем при W_{st}^1 (151 ч). В рассматриваемом поле установившихся течений максимум площади, занятой загрязнением, составляет 1,22 на поверхности ($t_{max} = 3$ ч); 1,23 на глубине $z = h_1$ ($t_{max} = 10$ ч); 1,22 в придонном слое ($t_{max} = 15$ ч). Полное рассеяние имеет место через 53 ч от момента выброса, при этом с течением времени направление трансформации примеси существенно не меняется.

Таблица 6.2.1 – Параметры эволюции примеси на различных глубинах под действием стационарных течений и циклонов, перемещающихся в трех направлениях

Горизонт	$K_{max},$ $t_{max},$ t_d	W_{st}^1	$W_{st}^3 + W_c(r, t)$			W_{st}^2	$W_{st}^2 + W_c(r, t)$			W_{st}^3	$W_{st}^3 + W_c(r, t)$		
			Направление циклона				Направление циклона				Направление циклона		
			ЮЗ	З	СЗ		ЮЗ	З	СЗ		ЮЗ	З	СЗ
$z = z_1$	K_{max}	1,14	7,52	7,75	7,24	1,19	8,63	8,69	8,66	1,22	8,91	9,15	8,78
	t_{max}	4	140	142	141	3	150	156	150	3	162	165	162
	t_d	18	149	150	149	17	162	167	162	17	170	175	170
$z = h_1$	K_{max}	1,17	7,65	7,98	7,39	1,18	8,56	8,61	8,59	1,23	9,08	9,16	8,93
	t_{max}	13	140	143	141	10	151	157	151	10	162	166	162
	t_d	35	150	151	150	34	163	168	163	33	170	176	170
$z = h_2$	K_{max}	1,12	7,29	7,67	7,00	1,17	8,48	8,54	8,52	1,22	8,87	9,09	8,72
	t_{max}	23	140	143	141	21	151	157	151	15	163	166	162
	t_d	57	150	151	151	55	163	168	163	53	170	176	170

Таким образом, вертикальное распространение примеси под действием циклона при наличии стационарных течений замедляется по сравнению со случаем только стационарного течения. Перемещение циклона в поле стационарного течения приводит к существенному увеличению площади распространения загрязнения по сравнению со случаем только стационарного течения.

Исследуем влияние неоднородного по пространству распределения начальной концентрации примеси, убывающей с удалением от центра области загрязнения, на процесс ее эволюции. Анализ выполняется на основании сравнения основных параметров загрязнения (времени рассеяния и максимальных значений площади и объема области загрязнения), полученных в результате численного моделирования, с различными заданиями начальной концентрации: постоянной C_1^0 и переменной C_2^0 , заданных соотношениями (2.1.2.1) и (2.1.2.2). Место выброса загрязнения расположено в открытой части моря в глубоководном районе, центр которого обозначен пунктом B_1 (рисунок 6.2.3, *а*). На рисунке 6.2.3, *б* представлено изменение со временем области загрязнения переменной начальной концентрации ($C_{\max} = 1$) под действием циклона радиусом 100 км, движущегося со скоростью 5 м/с на запад, при этом центр циклона проходит через центральную область моря.

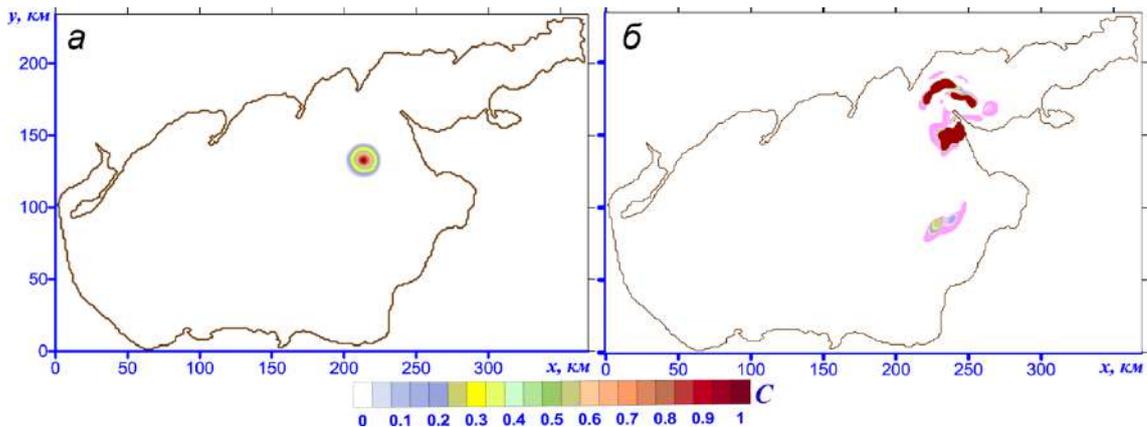


Рисунок 6.2.3 – Трансформация области загрязнения при перемещении циклона на запад со скоростью 5 м/с: *а* – циклон входит в акваторию моря ($t = t_{st} + 1$ ч);
б – через 30 ч после ухода циклона ($t = t_{st} + 45$ ч)

Под действием атмосферного возмущения область загрязнения вначале перемещается на запад (в направлении движения циклона), а затем распадается на несколько небольших областей, которые переносятся от центра выброса в различных направлениях (рисунок 6.2.3, *б*). Полное рассеяние происходит через 135 ч, что меньше времени рассеяния такой же области загрязнения постоянной начальной концентрации. В таблице 6.2.2 приведены значения K_{\max} и N_{\max} , время

их достижения (t_{\max} , ч), а также время полного рассеяния примеси (t_d , ч) на различных горизонтах при перемещении циклона радиусом 100 км на запад со скоростью 5 м/с в зависимости от начального распределения концентрации примеси [Черкесов, Шульга, Изучение трансформации ... , 2016].

Таблица 6.2.2 – Параметры загрязнения при наличии циклона, перемещающегося на запад со скоростью 5 м/с, в зависимости от распределения начальной концентрации примеси

Горизонт	Параметры загрязнения	C_1^0	C_2^0		
			$C_{2\max} = 1$	$C_{2\max} = 2$	$C_{2\max} = 3$
$z = z_1$	K_{\max}	2,7	1,9	2,2	2,6
	t_{\max}	42	35	39	41
	t_d	149	110	122	140
$z = h_1$	K_{\max}	1,8	1,3	1,5	1,8
	t_{\max}	51	43	48	51
	t_d	152	131	139	140
$z = h_2$	K_{\max}	1,1	0,7	0,9	1,1
	t_{\max}	56	47	52	56
	t_d	155	135	141	155
$-H \leq z \leq z_1$	N_{\max}	7,3	3,5	5,0	6,8
	t_{\max}	55	35	42	45
	t_d	155	135	141	155

Из анализа данных, представленных в таблице 6.2.2, следует, что значения параметров распространения примеси постоянной начальной концентрации (C_1^0) превышают значения соответствующих параметров, полученных для линейного убывающего от центра начального распределения ее концентрации (C_2^0). Отметим, что в обоих случаях $C_{\max} = 1$. При этом величина K_{\max} на поверхности моря ($z = z_1$) и на горизонте $z = h_1$ для C_{01} превышает в 1,4 раза значение K_{\max} для C_{02} ; на горизонте $z = h_2$ величина K_{\max} больше в 1,6 раза. Сравнивая значения N_{\max} для

указанных начальных распределений концентрации, получаем их более чем двукратное уменьшение для линейной начальной концентрации примеси [Черкесов, Шульга, 2012].

Учитывая результаты моделирования, приведенные в таблице 6.2.2, оценим влияние градиента начальной линейной концентрации примеси на размеры области ее проникновения и время полного рассеяния пассивной примеси при наличии циклона. Исследование переноса и распространения примеси выполнено для значений $C_{\max} = 1$, $C_{\max} = 2$ и $C_{\max} = 3$. Получено, что с ростом C_{\max} отношение наибольшей площади загрязнения к ее первоначальному значению (K_{\max}) увеличивается и при $z = z_1$ составляет 1,9 ($C_{\max} = 1$), 2,2 ($C_{\max} = 2$) и 2,6 ($C_{\max} = 3$); на глубине $z = h_1$ – 1,3; 1,5 и 1,8; в придонном слое ($z = h_2$) – 0,7; 0,9 и 1,1 соответственно. Из анализа этих данных следует, что на рассматриваемых горизонтах двукратное и трехкратное увеличение начальной концентрации примеси приводит к росту максимальной площади области загрязнения в 1,3 и 1,6 раза соответственно.

Время полного рассеяния примеси t_d зависит от максимума начальной концентрации и становится тем больше, чем больше значение C_{\max} . При этом t_d равняется 135 ч ($C_{\max} = 1$), 141 ч ($C_{\max} = 2$), 155 ч ($C_{\max} = 3$) и увеличивается на 4 и 15% соответственно относительно $C_{\max} = 1$. Результаты моделирования, представленные в таблице 6.2.2, свидетельствуют о том, что вертикальное распространение примеси замедляется с увеличением максимального значения ее начальной концентрации. В этом случае наибольший объем области загрязнения N_{\max} при $C_{\max} = 2$ и $C_{\max} = 3$ больше соответственно в 1,4 и 1,9 раза, чем для $C_{\max} = 1$.

Таким образом, сравнение параметров загрязнений, вычисленных при различном задании начальной концентрации, показало, что неоднородное начальное распределение поля примеси приводит к уменьшению объема области загрязнения по сравнению со случаем постоянной начальной концентрации. Получены зависимости изменения площади области загрязнения на различных горизонтах от изменения градиента начальной концентрации примеси.

Выполним сравнение параметров эволюции примеси в центральной части Азовского моря для различных начальных концентраций при отсутствии ветра (на тихой воде). В таблице 6.2.3 представлены значения K_{\max} , N_{\max} , время их достижения t_{\max} и время полного рассеяния примеси t_d на различных горизонтах моря в зависимости от начального распределения ее концентрации без учета действия циклона.

Таблица 6.2.3 – Параметры загрязнения при отсутствии циклона в зависимости от распределения начальной концентрации примеси

Горизонт	Параметры загрязнения	C_1^0	C_2^0		
			$C_{2\max} = 1$	$C_{2\max} = 2$	$C_{2\max} = 3$
$z = z_1$	K_{\max}	8,8	3,6	4,1	8,7
	t_{\max}	74	65	47	97
	t_d	168	199	345	343
$z = h_1$	K_{\max}	2,0	2,3	3,0	5,9
	t_{\max}	85	88	51	94
	t_d	254	157	363	168
$z = h_2$	K_{\max}	4,3	1,5	1,1	2,6
	t_{\max}	128	104	88	61
	t_d	224	377	377	279
$-H \leq z \leq z_1$	N_{\max}	25,5	8,9	8,4	21,5
	t_{\max}	118	39	86	63
	t_d	311	265	341	288

Из анализа данных, приведенных в таблицах 6.2.2 и 6.2.3, следует, что в обоих вариантах расчетов при наличии циклона и на тихой воде с ростом градиента начальной концентрации происходит увеличение районов распространения загрязнений. Как видно, для одних и тех же значений начальной концентрации при отсутствии ветра происходит увеличение параметров

загрязнений (K_{\max} , N_{\max} , t_d) не более чем в 3 раза по сравнению со случаем наличия циклона.

Исследование переноса и распространения примеси постоянной и переменной начальной концентрации с равными максимумами показало, что в первом случае имеют место бóльшие время рассеяния и размеры области проникновения загрязнения. Двукратное и трехкратное увеличение градиента начальной концентрации примеси приводит к росту максимальной площади области проникновения загрязнения в 1,3 и 1,6 раза соответственно при прохождении циклона над Азовским морем. Рассеяние примеси при наличии циклона и на тихой воде замедляется с увеличением градиента начальной концентрации [Черкесов, Шульга, 2012].

6.3. Исследование процессов распространения и трансформации загрязнений в Азовском море с использованием данных атмосферной модели SKIRON

В предыдущих подразделах сделаны выводы о влиянии полей модельного ветра на параметры, характеризующие распространение загрязнений в Азовском море. Рассмотрены два вида ветровых воздействий, приводящих к возникновению стационарных и нестационарных течений в море – квазипостоянный ветер и нестационарный ветер, являющийся результатом суперпозиции указанного постоянного ветра и модели нестационарной составляющей. Более приближенным к реальным ветровым условиям является задание компонент ветра и атмосферного давления с использованием данных регионального атмосферного реанализа SKIRON. В этом случае вектор скорости приводного ветра $\mathbf{W}(\mathbf{r}, t)$ и значение атмосферного давления $P(\mathbf{r}, t)$ в каждом узле расчетной сетки модельной области задаются в виде (2.1.1.4) и (2.1.1.3) соответственно. В момент установления движения жидкости ($t = t_{st}$) к стационарному ветру \mathbf{W}_{st} присоединяется неоднородный по пространству и времени ветер \mathbf{W}_{SKIRON} . Затем (при $t > t_{st}$) действие \mathbf{W}_{st} поддерживает стационарное движение, а \mathbf{W}_{SKIRON} – добавляет к нему нестационарную составляющую. Временем начала действия ветра \mathbf{W}_{SKIRON}

является момент установления движения жидкости в море ($t_{st1} = 37$ ч, $|\mathbf{W}|_{st}^1 = 5$ м/с; $t_{st2} = 42$ ч, $|\mathbf{W}|_{st}^2 = 10$ м/с). Результаты решения этой задачи сравниваются с данными моделирования, выполненного при рассмотрении действия постоянного ветра или только атмосферных полей модели SKIRON [Иванов, Черкесов, Шульга, 2012; Иванов, Черкесов, Шульга, Численный ... , 2014].

В численных экспериментах использованы данные атмосферной модели за период с 8 по 18 сентября 2007 г. Результаты, полученные для первых трех суток, не анализируются и используются для задания данных о начальных скоростях течений и уровне моря на 00:00 ч 11 сентября 2007 г., время завершения моделирования $t_{end} = 192$ ч. На рисунке 6.3.1 даны графики средней скорости прогностического ветра \mathbf{W}_{SKIRON} и ее тренд в течение 192 ч. Средняя скорость ветра в каждый момент времени рассчитывается по формуле (5.3.1). Аппроксимация модуля средней скорости ветра полиномом 9-й степени проводится по методу наименьших квадратов и дает тренд поведения скорости (рисунок 6.3.1, штриховая линия) [Шульга, 2013]. Более подробно максимумы скорости прогностического ветра даны в [Черкесов, Шульга, Моделирование ... , 2016].

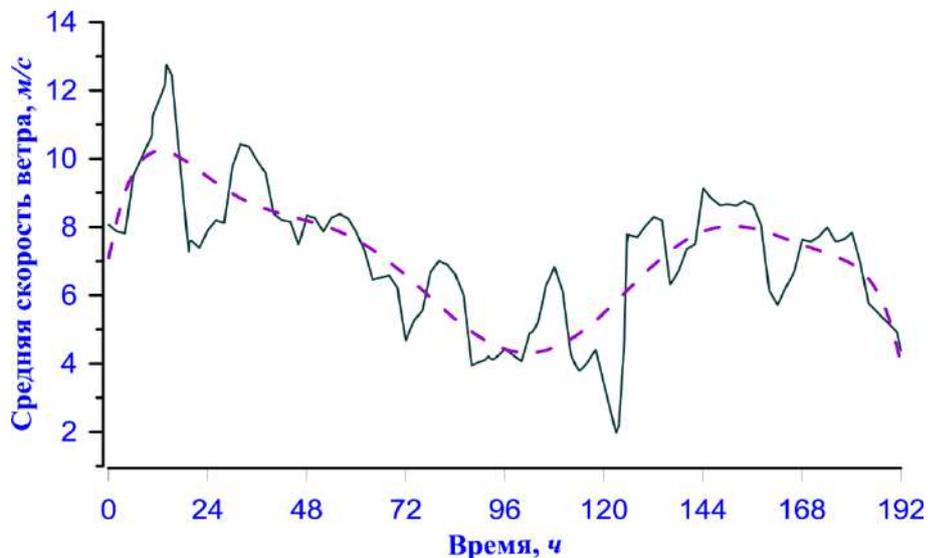


Рисунок 6.3.1 – Средняя скорость ветра над Азовским морем в течение расчетного периода (сплошная линия) и ее тренд (штриховая)

Из рисунка 6.3.1 видно, что в течение первых двух суток происходило усиление ветра до 9 м/с, в период следующих трех суток скорость монотонно уменьшалась до 5 м/с. Затем в течение еще трех суток отмечалось ее резкое снижение до 2 м/с, после чего она уже не превышала 3 м/с (над морем штиль). Средняя (по времени) скорость приводного ветра была равна 5,5 м/с. Максимум средней скорости составлял 12,7 м/с и имел место 15 сентября, минимум – 1,6 м/с 17 сентября. В среднем в течение сентября скорость приводного ветра составляла 5,5 м/с. За указанный период (192 ч) наибольшее, среднее и наименьшее значения максимальной скорости были равны 12,7; 6,7 и 1,6 м/с соответственно.

Как следует из рисунка 6.3.1 (сплошная линия), поле средней скорости неоднородно. В течение коротких периодов 1–2 сут скорость то нарастает, то убывает, следовательно, меняется направление ветра. Отклонения вектора скорости ветра от направления оси x (ось x направлена на восток под углом 50° к параллели) анализировались в градусах. Из анализа преобладающих направлений ветра следует, что за указанный период преобладающими направлениями являлись северо-восточное и северо-западное, при этом также было отмечено прохождение нескольких циклонов. Подчеркнем, что результаты многолетних наблюдений атмосферных возмущений в районе Азовского моря удовлетворительно согласуются с используемыми в данных расчетах атмосферными полями SKIRON/*Eta*-модели.

Для сравнения в таблице 6.3.1 приведены максимальные значения скорости стационарных течений, вызванных постоянным ветром ($\mathbf{W}_{st}^{1,2}$), максимальные значения скорости течений, генерируемых приводным ветром (μW_{SKIRON} ; $\mu = 1/2; 1; 2$) и их суперпозицией ($\mathbf{W}_{st}^{1,2} + \mu W_{SKIRON}$). Здесь же указаны горизонты и координаты наибольших значений стационарных скоростей, а также время их достижения [Иванов, Черкесов, Шульга, 2011]. Из анализа этих данных следует, что при наличии стационарных течений максимумы скоростей нестационарных течений ($|\mathbf{U}|_{max}$) увеличиваются по сравнению с их значениями при действии только прогностического ветра. Сопоставление максимумов скоростей течений на различных горизонтах следует, что значения $|\mathbf{U}|_{max}$ при $\mathbf{W}_{st}^1 + \mathbf{W}_{SKIRON}$

возрастают на 38 (горизонт 1 м); 43 (3 м); 39 (5 м) и 20% (10 м) по сравнению со случаем W_{SKIRON} и на 78 (1 м); 81 (3 м); 80 (5 м) и 74% (10 м) по сравнению с действием только W_{st}^1 .

Таблица 6.3.1 – Максимальные значения скорости течений на различных глубинах Азовского моря, время их достижения и соответствующие им координаты

Скорость ветра	Горизонт, м	$ U _{max}$, м/с	x_{max} , км	y_{max} , км	t_{max} , ч, мин
W_{st}^1	1	0,16	236,29	174,08	8.00
	3	0,13	236,39	173,44	8.02
	5	0,12	237,01	173,31	8.22
	10	0,09	235,34	173,00	9.44
W_{st}^2	1	0,34	235,38	172,19	8.35
	3	0,28	235,97	172,86	8.55
	5	0,24	237,07	171,50	8.26
	10	0,17	235,99	171,16	9.34
$\frac{1}{2}W_{SKIRON}$	1	0,35	198,78	188,36	131.48
	3	0,28	242,27	184,59	132.00
	5	0,25	259,84	194,38	135.18
	10	0,24	228,97	174,97	140.00
W_{SKIRON}	1	0,45	206,25	189,27	128.00
	3	0,39	241,76	188,88	130.00
	5	0,37	263,30	199,05	137.00
	10	0,28	238,20	175,76	145.00
$2W_{SKIRON}$	1	0,58	206,69	190,59	132.36
	3	0,54	236,96	184,66	134.06
	5	0,52	263,53	193,96	136.24
	10	0,41	238,66	174,55	142.36
$W_{st}^1 + \frac{1}{2}W_{SKIRON}$	1	0,61	201,47	109,47	128.00
	3	0,59	224,43	183,70	130.00
	5	0,54	225,04	161,18	137.00
	10	0,35	174,63	166,87	145.00
$W_{st}^1 + W_{SKIRON}$	1	0,73	201,48	106,15	128.00
	3	0,69	224,73	176,44	130.00
	5	0,61	225,31	156,78	137.00
	10	0,35	174,86	160,92	145.00

Скорость ветра	Горизонт, м	$ U _{\max}$, м/с	x_{\max} , км	y_{\max} , км	t_{\max} , ч, мин
$W_{st}^1 + 2W_{SKIRON}$	1	1,57	208,72	111,75	128.00
	3	1,39	229,55	183,06	130.00
	5	1,24	229,67	161,92	137.00
	10	1,02	175,72	168,25	145.00
$W_{st}^2 + \frac{1}{2}W_{SKIRON}$	1	0,57	166,19	176,81	152.00
	3	0,45	204,45	162,96	154.00
	5	0,43	258,30	194,36	157.00
	10	0,40	210,08	147,40	162.00
$W_{st}^2 + W_{SKIRON}$	1	0,91	159,09	175,58	152.00
	3	0,78	199,38	159,67	154.00
	5	0,70	258,19	188,40	157.00
	10	0,40	209,66	146,44	162.00
$W_{st}^2 + 2W_{SKIRON}$	1	1,32	161,14	176,58	152.00
	3	1,12	202,31	166,34	154.00
	5	0,77	259,62	194,33	157.00
	10	0,66	214,06	147,13	162.00

С увеличением скорости постоянного ветра в два раза совместное действие $W_{st}^2 + W_{SKIRON}$ приводит к росту $|U|_{\max}$ на 50 (1; 3 м); 47 (5 м) и 30% (10 м) по сравнению с действием W_{SKIRON} и на 63 (1 м); 64 (3 м); 62 (5 м) и 57% (10 м) по сравнению со случаем W_{st}^2 . При этом максимальные скорости стационарных течений, вызванных действием постоянного ветра со скоростью 5 м/с (W_{st}^1) и 10 м/с (W_{st}^2), увеличиваются на тех же горизонтах на 52; 53; 50 и 47% соответственно. Отсюда следует, что удвоение интенсивности стационарного ветра при совместном действии с одним и тем же нестационарным ветром приводит к увеличению максимумов скоростей нестационарных течений на 64% и стационарных течений на 53%.

Анализ скоростей течений (таблица 6.3.1) показал, что в поверхностном слое величины $|U|_{\max}$ под действием суперпозиции ветров $W_{st}^1 + \mu_l W_{SKIRON}$ становятся больше в 1,7; 1,6 и 2,7 раза и под действием $W_{st}^2 + \mu_l W_{SKIRON}$ увеличиваются в 1,6; 2,0 и 2,2 раза, по сравнению с действием только прогностического ветра без учета стационарного (при $\gamma_l W_{SKIRON}$; $\gamma_l = \frac{1}{2}$; 1; 2 соответственно). При этом для всех

скоростей ветра значения $|U|_{\max}$ убывают с ростом горизонта. Скорости течений, рассчитанные без учета стационарных течений для полей прогностического ветра интенсивности $\frac{1}{2}W_{\text{SKIRON}}$ и $2W_{\text{SKIRON}}$, отличаются не более чем на 25% по сравнению со скоростями, вызванными действием W_{SKIRON} .

В таблице 6.3.2 приведены максимальные значения подъемов ζ_{\max} и понижений $|\zeta|_{\max}$ уровня в открытой части Азовского моря, вызванных действием стационарного ветра ($W_{\text{st}}^{1,2}$), прогностическим ветром (μW_{SKIRON} ; $\mu = \frac{1}{2}; 1; 2$) и их совместным действием. Здесь также представлены время достижения и соответствующие координаты экстремумов уровня моря. Анализ этих данных свидетельствует о том, что при увеличении скорости действующего ветра увеличиваются максимумы отклонений свободной поверхности.

Так, удвоение скорости только стационарного ветра W_{st}^2 приводит к росту величины ζ_{\max} и $|\zeta|_{\max}$ в 2 и 1,7 раза по сравнению с действием W_{st}^1 . При изменении интенсивности полей ветра, полученных по атмосферной модели (W_{SKIRON}), значения ζ_{\max} и $|\zeta|_{\max}$ возрастают соответственно в 1,3; 3 и 1,4; 3,3 раза по сравнению с действием $\frac{1}{2}W_{\text{SKIRON}}$. Совместное действие суперпозиции рассматриваемых ветров $W_{\text{st}}^{1,2} + \mu W_{\text{SKIRON}}$ также приводит к росту величин экстремальных отклонений. Так, при $W_{\text{st}}^2 + \frac{1}{2}W_{\text{SKIRON}}$ ζ_{\max} в 1,3 и $|\zeta|_{\max}$ в 1,8 раза больше, чем при $W_{\text{st}}^1 + \frac{1}{2}W_{\text{SKIRON}}$; при $W_{\text{st}}^2 + W_{\text{SKIRON}}$ ζ_{\max} в 1,3 и $|\zeta|_{\max}$ в два раза больше, чем при $W_{\text{st}}^1 + W_{\text{SKIRON}}$; при $W_{\text{st}}^2 + 2W_{\text{SKIRON}}$ ζ_{\max} в 1,2 и $|\zeta|_{\max}$ в 2,1 раза больше, чем при $W_{\text{st}}^1 + 2W_{\text{SKIRON}}$. Таким образом, действие стационарного ветра одного направления, но бóльшей скорости (10 м/с) вызывает возрастание максимальных отклонений уровня ζ_{\max} и $|\zeta|_{\max}$: при $\frac{1}{2}W_{\text{SKIRON}}$ – на 48 и 65%; при W_{SKIRON} – на 40 и 57%; при $2W_{\text{SKIRON}}$ – на 37 и 54% соответственно.

Полученные в результате моделирования поля поверхностных течений Азовского моря, вызванных указанной системой ветров, показаны на рисунке 6.3.2. В начальный период действия постоянного западного ветра при максимальной скорости 10 м/с направление течений совпадает с направлением ветра на всей акватории моря. Начиная с момента установления движения жидкости в северной

части моря, происходит уменьшение скорости течений и изменение ее направления на противоположное, возникают две системы круговоротов, которые ориентированы в зональном направлении (рисунок 6.3.2, а).

Таблица 6.3.2 – Максимальные значения подъемов (ζ_{\max}) и понижений ($|\zeta|_{\max}$) уровня, вызванных постоянным ветром ($W_{st}^{1,2}$), ветром ($\mu_l W_{SKIRON}$; $\gamma_l = 1/2; 1; 2$) и их суперпозицией ($W_{st}^{1,2} + \mu_l W_{SKIRON}$), в открытой части Азовского моря с соответствующими координатами

Скорость ветра	ζ_{\max} , см	x_{\max} , км	y_{\max} , км	t_{\max} , ч.МИН	$ \zeta _{\max}$, см	x_{\min} , км	y_{\min} , км	t_{\min} , ч.МИН
W_{st}^1	20	367	220	17.10	10	4	95	13.23
W_{st}^2	69	368	218	18.46	39	4	107	13.47
$1/2 W_{SKIRON}$	32	283	96	168.14	17	24	127	190.55
W_{SKIRON}	43	279	90	168.15	25	20	123	190.55
$2W_{SKIRON}$	97	285	92	168.15	56	20	123	190.55
$W_{st}^1 + 1/2 W_{SKIRON}$	46	299	105	171.11	27	30	128	191.30
$W_{st}^1 + W_{SKIRON}$	55	296	100	171.11	28	22	124	191.30
$W_{st}^1 + 2W_{SKIRON}$	121	303	100	171.11	59	29	131	191.30
$W_{st}^2 + 1/2 W_{SKIRON}$	62	295	102	172.20	49	23	124	192.45
$W_{st}^2 + W_{SKIRON}$	72	290	101	172.20	58	21	124	192.45
$W_{st}^2 + 2W_{SKIRON}$	154	292	104	172.20	123	24	131	192.45

С началом действия полей переменного по времени и пространству ветра W_{SKIRON} циркуляция вод нарушается и течения становятся хаотическими, соответствующими неоднородному действующему ветру (рисунок 6.3.2, б). В момент прохождения циклона при скорости ветра 11,6 м/с циркуляция вод Азовского моря характеризуется наличием трех круговоротов (рисунок 6.3.2, в):

антициклонического (в северной части моря) и двух циклонических (у южного берега). В следующий момент времени (рисунок 6.3.2, *з*) картина течений меняется: в центральной части моря имеет место антициклоническое движение, захватывающее всю акваторию, за исключением течений, сформированных в Таганрогском заливе.

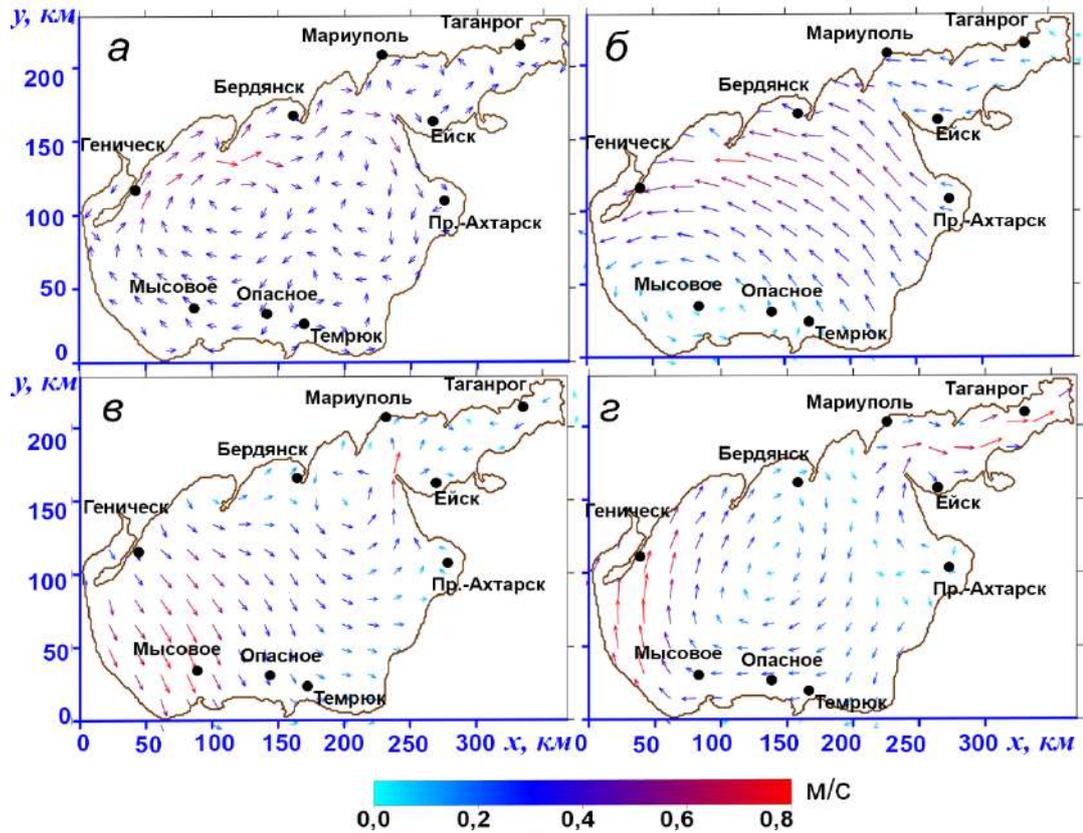


Рисунок 6.3.2 – Поля скорости поверхностных течений Азовского моря: *а* – установившиеся течения ($t = t_{st}$); *б* – начало действия прогностического ветра ($t = t_{st} + 24$ ч); *в* – момент времени ($t = t_{st} + 120$ ч); *з* – окончание действия прогностического ветра ($t = t_{st} + 170$ ч)

Сравнение максимальных отклонений уровня, полученных в результате моделирования, на береговых станциях Азовского моря выполнено по данным, представленным в таблице 6.3.3. В верхней части таблицы даны величины нагонов, в нижней – стонов, возникающих в Азовском море под действием как постоянного, так и переменного ветра.

Таблица 6.3.3 – Максимальные нагоны и сгоны (см) на береговых станциях Азовского моря, вызванные постоянным ветром ($W_{st}^{1,2}$), ветром (μW_{SKIRON}) и их суперпозицией ($W_{st}^{1,2} + \mu W_{SKIRON}$; $\mu = 1/2; 1; 2$) [Иванов, Черкесов, Шульга, 2012]

Береговые станции	W_{st}^1	W_{st}^2	γW_{SKIRON}			$W_{st}^1 + \gamma W_{SKIRON}$			$W_{st}^2 + \gamma W_{SKIRON}$		
			$\mu_1 = 1/2$	$\mu_2 = 1$	$\mu_3 = 2$	$\mu_1 = 1/2$	$\mu_2 = 1$	$\mu_3 = 2$	$\mu_1 = 1/2$	$\mu_2 = 1$	$\mu_3 = 2$
Нагоны											
Геническ	–	–	20,0	25,4	31,4	29,4	32,2	51,5	39,4	62,3	66,7
Бердянск	–	–	4,9	9,6	10,9	7,0	16,9	16,9	10,2	44,3	51,7
Мариуполь	9,8	37,3	18,5	29,3	39,9	28,0	46,4	65,4	35,5	80,4	85,1
Таганрог	20,7	62,4	40,6	50,6	79,6	57,1	63,1	128,2	81,2	89,5	159,1
Ейск	13,8	52,2	19,1	38,1	59,9	30,0	76,0	93,7	38,5	102,2	123,1
П.-Ахтарск	8,1	43,2	40,6	57,1	89,3	61,7	80,4	129,2	85,2	91,1	189,5
Темрюк	10,2	26,9	20,2	24,5	28,6	28,4	29,7	43,3	40,8	49,9	60,9
Опасное	–	–	5,5	9,4	14,5	7,9	16,1	23,6	10,8	34,0	40,6
Мысовое	7,5	13,9	7,5	12,1	17,0	12,1	19,6	25,0	15,2	34,2	34,9
Сгоны											
Геническ	12,2	51,7	22,3	42,5	62,2	35,5	76,5	92,5	45,4	87,0	128,0
Бердянск	4,0	17,6	9,7	17,3	27,1	15,1	30,9	38,0	20,5	62,1	77,0
Мариуполь	–	–	12,7	18,2	27,2	18,7	26,0	43,7	24,6	39,7	51,9
Таганрог	–	–	21,2	29,0	37,2	35,0	42,4	60,8	40,3	72,9	74,0
Ейск	–	–	8,7	18,9	21,5	12,3	41,1	34,5	17,6	45,3	47,4
П.-Ахтарск	–	–	8,4	14,1	16,1	12,2	23,8	26,2	16,3	35,5	44,4
Темрюк	–	–	6,8	8,7	13,3	10,2	11,2	18,9	13,0	33,0	36,0
Опасное	3,3	11,1	5,5	10,6	15,2	8,5	20,5	22,7	11,2	34,2	38,7
Мысовое	–	–	12,6	22,3	30,0	20,0	39,4	42,8	24,7	63,9	67,3

Из анализа представленных данных следует, что наибольшие нагоны возникают при совместном действии стационарного и удвоенного прогностического ветров ($W_{st}^2 + 2W_{SKIRON}$) и имеют место на станциях Приморско-Ахтарск (189,5 см), Таганрог (159,1 см) и Ейск (123,1 см). Видно (таблица 6.3.3), что максимум нагона (189,5 см) в случае действия рассмотренной системы ветров в 4,38 раза больше, чем в стационарном режиме (43,2 см). При совместном действии переменного и постоянного ветров максимальные сгоны становятся больше, чем в установившемся режиме. Для всех рассматриваемых видов ветра

максимальные сгоны имеют место в Геническе: 51,7 см (W_{st}^2); 45,4 см ($W_{st}^2 + \frac{1}{2}W_{SKIRON}$); 87,0 см ($W_{st}^2 + W_{SKIRON}$); 128,0 см ($W_{st}^2 + 2W_{SKIRON}$).

В работе [Черкесов, Шульга, Исследование влияния ... , 2017] приведен подробный анализ протяженности территорий возможных осушений/затоплений, возникающих под действием только постоянного ветра, только прогностических полей, а также в результате совместного действия нестационарных возмущений и фоновых стационарных течений. По максимальной величине сгона (нагона) и углу наклона (подъема) рельефа береговой зоны (α) рассчитан размер максимально возможной области осушения/затопления, вызванного действием ветра в различных прибрежных районах.

Значения сгонов и нагонов, рассчитанные в результате моделирования с использованием ветра, полученного по данным прогностической модели SKIRON/Eta, сравнивались с натурными измерениями за тот же период, приведенными в таблицах ежечасных значений высот уровня моря государственной метеорологической службой. Проведенный анализ подтверждает достаточно хорошее совпадение значений амплитуд колебаний уровня, полученных путем численных расчетов и по натурным данным. Так, в Геническе рассчитанный максимум нагона на 16% меньше, чем по данным наблюдений, а в Мариуполе максимальное модельное значение нагона на 12% меньше измеренного.

Течения, возникающие в Азовском море под действием различных полей ветра, оказывают влияние на трансформацию и распространение загрязнений в его поверхностных и глубинных слоях. Целью следующей серии численных экспериментов является оценка влияния рассматриваемых полей ветра и возникающих при этом течений на распространение пассивной примеси, поступающей в центральный район Азовского моря. Начальное положение центра области выброса примеси находится в пункте B_2 – над самой глубоководной частью моря ($h_{max} = 12$ м). Область загрязнения в момент аварийного выброса ограничена прямым круговым цилиндром радиусом $R_p = 9$ км и высотой, равной толщине поверхностного слоя моря. Исследована эволюция примеси с неоднородным

распределением начальной концентрации, убывающей с удалением от центра области загрязнения, где задается максимальное значение концентрации ($C_{\max} = 1$).

Время выброса загрязнения ($t = t_{0p}$) в экспериментах различно и задается согласно типу действующего ветра. Так, для стационарного ветра $\mathbf{W}_{st}^{1,2}$ это время отвечает моменту установления движения жидкости ($t = t_{0p} = t_{st}$): 37 и 43 ч соответственно. В расчетах, выполненных с использованием только полей модели SKIRON, момент времени выброса наступает в 00:00 ч 11 сентября 2007 г. ($t = t_{0p} = 72$ ч). При совместном действии стационарного и прогностического ветров ($\mathbf{W}_{st}^{1,2} + \mu\mathbf{W}_{SKIRON}$) это время определяется суммированием двух промежутков: необходимого для установления жидкости в море и 3 сут от начала действия ветра \mathbf{W}_{SKIRON} : $t_{0p} = t_{st} + 72$ ч. При анализе времени распространения и рассеяния примеси для удобства принимаем, что во всех случаях время выброса равно нулю ($t_{0p} = 0$).

На рисунке 6.3.3 приведены результаты расчета турбулентно-диффузионной эволюции области поверхностного загрязнения. Как видно, область загрязнения первые два часа перемещается на запад в соответствии с направлением стационарных течений (рисунок 6.3.3, а), а затем через 10 ч распадается на несколько небольших фрагментов (рисунок 6.3.3, б, в). Части области переносятся от центра выброса в различных направлениях на значительные расстояния [Иванов, Шульга, 2018] и спустя 30 ч достигают северного побережья Азовского моря в районе Бердянска и Мариуполя (рисунок 6.3.3, г). С течением времени участки загрязняющих веществ переносятся на запад. Полное рассеяние происходит через 149 ч, что в 2,7 раза превышает время рассеяния такой же области загрязнения в установившемся режиме.

Анализ результатов численных расчетов свидетельствует о том, что площадь распространения области загрязнения в поверхностном и глубинных слоях Азовского моря зависит от скорости ветра, действующего над акваторией. С увеличением интенсивности ветра становятся больше скорости течений (см. таблицу 6.3.1) и, как следствие этого, возрастают площади распространения примеси и время ее полного рассеяния. В связи с этим наибольшая площадь

загрязнения имеет место при максимальном значении скорости действующего ветра ($W_{st}^2 + 2W_{SKIRON}$).

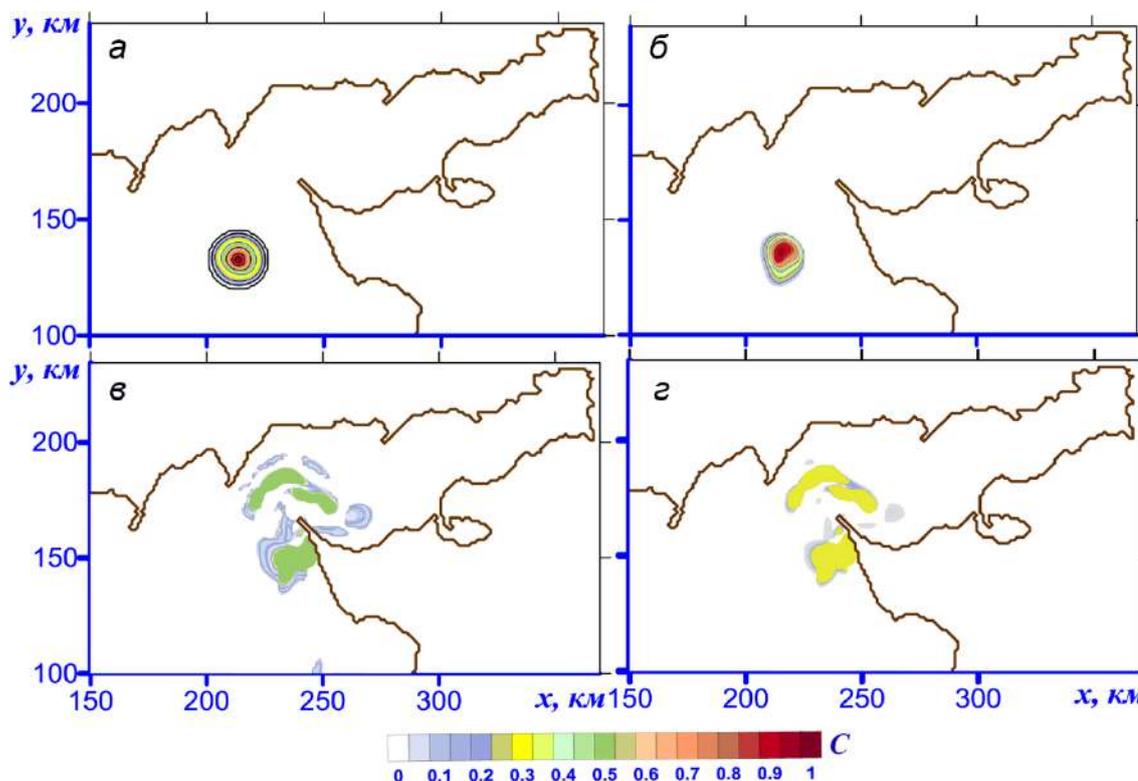


Рисунок 6.3.3 – Трансформация области загрязнения в Азовском море, вызванная действием прогностического ветра при наличии стационарных течений в те же моменты времени, что и на рисунке 6.3.2

В этом случае на свободной поверхности через 40 ч после выброса примеси достигается наибольшая величина отношения площади области загрязнения к площади области начального загрязнения ($K_{max} = 1,32$), а время полного рассеяния составляет 87 ч. Максимальное значение отношения этих площадей (1,35) на глубине 5 м достигается спустя 42 ч после выброса примеси, а ее полное рассеяние – через 110 ч. В придонном слое на глубине 12 м максимальное значение отношения этих площадей (1,38) достигается через 59 ч после выброса примеси, и через 115 ч ее концентрация во всей акватории моря не превышает 2,5% от начального значения [Иванов, Черкесов, Шульга, 2014; Шульга, 2013].

Эффект нестационарности ветра приводит к замедлению вертикального распространения загрязнения, а также к увеличению площади зоны воздействия

загрязнения и времени полной очистки морской воды по сравнению со случаем воздействия квазистационарного ветра [Иванов, Шульга, 2018; Shul'ga, Khartiev, Ioshpa, 2018].

6.4. Воспроизведение эволюции оптически активной пассивной взвеси в Азовском море на основе усвоения данных сканера MODIS-Aqua/Terra

Спутниковые системы с высоким пространственным разрешением и ежедневным поступлением данных по любому району наблюдения делают возможным мониторинг состояния и загрязнения морской среды. Однако в ситуации катастрофического разлива мазута в Керченском проливе, произошедшего 11 ноября 2007 г. (авария танкера «Волгонефть-139») во время мощного шторма, первые спутниковые изображения были получены через пять дней после катастрофы, 16 ноября 2007 г. [Комплексный спутниковый мониторинг ... , 2011; Шульга, 2017]. Облачная погода явилась причиной отсутствия данных оптического диапазона. Неполная оперативная информация существенно осложняет выявление районов загрязнений и составление прогноза их распространения. В связи с этим совместный анализ спутниковых оптических изображений и результатов численного моделирования представляется наиболее эффективным, так как обеспечивает более полную информацию о направлениях переноса, размерах и концентрации областей загрязнений в моменты отсутствия изображений, не различимых на оптике. Результаты моделирования позволяют сравнивать расчеты с оперативной обстановкой, выявленной по спутниковым изображениям, и приводят к обоснованным выводам при составлении прогноза последствий распространения загрязнений.

Исследование эволюции загрязнений в Азовском море выполнено с помощью разработанных новых программных кодов, дополняющих гидродинамическую модель РОМ. При интегрировании уравнений переноса и диффузии использованы авторские процедуры, позволяющие задавать в модели в качестве начальных условий данных о содержании оптически активной взвеси,

полученной по регулярным спутниковым наблюдениям. Для этого привлечены данные наблюдений за 2013–2014 гг. со спутников MODIS-Aqua/Terra <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov> [(MODIS) Aqua, 2022; (MODIS) Terra, 2018].

Основная задача исследования – проверить, можно ли восстановить информацию о содержании пассивной примеси в поверхностном слое Азовского моря путем заполнения пропусков данных, вызванных общими проблемами дистанционных измерений (например, облачный покров), результатами ассимиляционного моделирования. Для этого было необходимо: 1) оценить качество модельных расчетов, выполненных различными методами усвоения фрагментарных рядов дистанционных измерений цветности океана (*OceanColor*) в непрерывное четырехмерное поле модели POM; 2) показать преимущества использования результатов гидродинамического моделирования при недоступности спутниковых снимков, например для построения пространственных карт распределения примеси, выполнения прогноза транспорта и диффузии биооптических трассеров по акватории моря во время экстремальных событий. Возможность усвоения данных о содержании примеси в гидродинамическую модель исследована мало по сравнению с наиболее широко освещенными в научной литературе методами ассимиляции данных о температуре, уровне свободной поверхности моря, концентрации льда.

Благодаря расширению данных спутниковых измерений морской среды в режимах, близких к реальному времени, численные модели являются главными инструментами для оценки воздействия региональных и глобальных факторов нагрузки на морские экосистемы. Существующая классификация численных моделей (минимальные, промежуточные и сложные модели) основана на ведущем принципе для разработки моделей – их реалистичности и детализации процесса. В работе [How models can support ... , 2015] показано, что минимальные и промежуточные модели могут использоваться для оценки реакции состояния морской среды на экстремальные природные воздействия и, следовательно, способствуют пониманию экологических последствий. Такие модели позволяют оценивать эффекты различных потенциально опасных атмосферных воздействий.

Хотя минимальные модели не имеют многомерности, сложные экосистемные модели трудно интерпретировать, поскольку они требуют много усилий для расшифровки многочисленных взаимодействий и циклов обратной связи. Начальное тестирование метода усвоения спутниковых данных в численную модель с использованием модели минимального типа позволит выявить его возможности, а также сократить избыточные затраты на вычисление.

Этапы проведенных нами численных экспериментов по исследованию эволюции пассивной примеси в Азовском море представлены на рисунке 6.4.1. Более подробно схема усвоения представлена в [Shulga, Suslin, 2020]. Они включают: предварительную обработку спутниковых данных для подготовки информации к усвоению в модели, вычисление содержания взвеси по модели и выполнение процедуры усвоения.

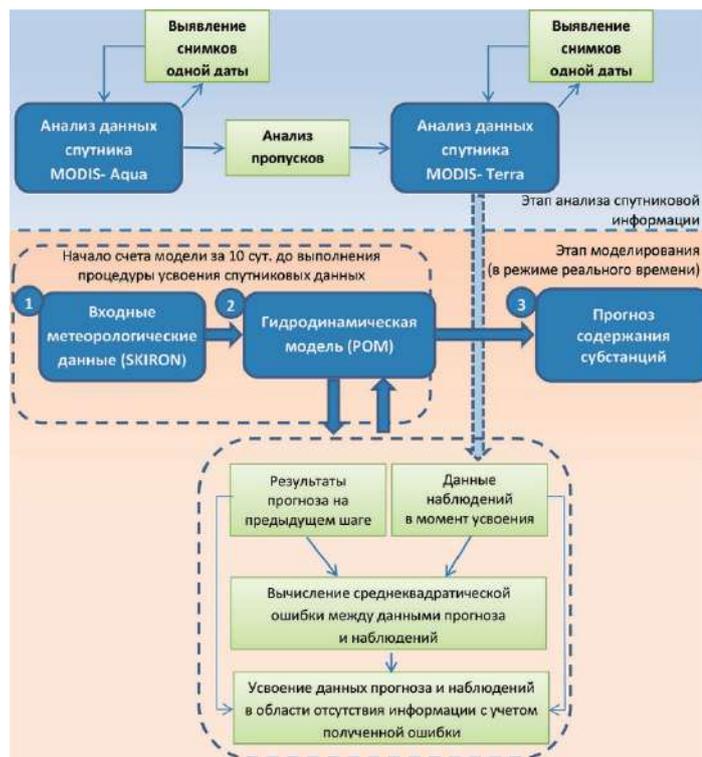


Рисунок 6.4.1 – Схематическое изображение алгоритма совместного использования данных дистанционного зондирования и гидродинамического моделирования [Shulga, Suslin, 2018]

На первом этапе выполняется предварительный анализ данных спутниковых изображений, имеющих километровое пространственное разрешение. На этом этапе данные спутниковых наблюдений проходят процедуру отбраковки по определенным критериям, предложенным в [Assessment ..., 2002]. Затем из полученного таким образом набора данных отбираются наиболее информативные изображения, максимально свободные от облачности и наличия пропусков.

Все спутниковые изображения систематизируются по группам, состоящим из последовательных изображений с наименьшим интервалом по времени между соседними снимками. Выбранные периоды соответствуют хорошим погодным условиям над акваторией Азовского моря в моменты времени, свободные от облаков. Таким образом отобраны шесть временных групп, состоящих из наиболее контрастных спутниковых изображений с дискретностью 1–2 дня, которые использованы в тестовых расчетах для оценки изменения распределения исследуемых параметров $index34$ и $b_{bp}(555)$. Из них три группы представляют наибольший интерес для анализа – данные с суточной дискретностью. В других трех группах интервал между снимками составляет 2 сут.

Для каждой временной группы спутниковых данных выполнено моделирование распределения параметров $index34$ и $b_{bp}(555)$, задающих поле взвеси нейтральной плавучести в приповерхностном слое Азовского моря. Начальное распределение этих параметров в модели усваивается по данным спутникового распределения в момент времени, совпадающий с первым снимком в группе. Моделирование проведено при реальном атмосферном воздействии, полученном по данным региональной модели SKIRON за период 2013–2014 гг., соответствующем группе спутниковых изображений выбранного временного периода. Численные эксперименты проведены по двум схемам. *Схема I* – однократное усвоение параметров $index34$ и $b_{bp}(555)$ по акватории моря только в начальный момент времени; *Схема II* – последовательная регулярная ассимиляция доступных спутниковых данных каждые 24 или 48 ч.

На следующем этапе решение задачи оценивания концентрации пассивной примеси базируется на последовательном рекурсивном алгоритме, основанном

на теории оптимальной фильтрации Калмана [Kalman, 1960; Климова, 2003; Ghil, Malanotte-Rizzoli, 1991]. В ходе решения этой задачи в момент времени $t = t_k$ составляется вектор априорной оценки \mathbf{x}_k^m , основанный на интегрировании уравнений переноса и диффузии. Этот вектор является краткосрочным модельным прогнозом исследуемого параметра с предыдущего шага усвоения. Его размерность равна количеству точек модельного пространства ($n = n_\lambda n_\phi$, где $n_\lambda = 176$ и $n_\phi = 276$ – количество узлов сетки по долготе и широте). Данные спутниковых наблюдений составляют вектор наблюдений \mathbf{y}_k^0 , размерность которого (m) варьируется в соответствии с доступными данными наблюдений и в общем случае не равна n . Оптимальная оценка концентрации \mathbf{x}_k^* по данным наблюдений и модели находится с использованием алгоритма фильтра Калмана, основанного на системе прогноз – коррекция. Схема алгоритма подробно представлена в [Шульга, 2017; Shul'ga, 2017].

Допустим, что в момент времени t_{k-1} получен прогноз распределения концентрации исследуемого параметра в поверхностном слое моря \mathbf{x}_{k-1}^* и необходимо оценить ее в следующий момент времени t_k . Для этого строим прогноз априорной оценки \mathbf{x}_k^f в момент t_k , опираясь на оценку \mathbf{x}_{k-1}^* . Далее получаем измерения \mathbf{y}_k^0 и, корректируя оценку в момент t_k , базируясь на прогнозе и измерениях, находим окончательную апостериорную оценку вектора состояния \mathbf{x}_k^* . Компоненты вектора априорной оценки $\mathbf{x}^f = (x_1^f, x_2^f, \dots, x_n^f)$ определяются по найденным значениям вектора анализа $\mathbf{x}^* = (x_1^*, x_2^*, \dots, x_n^*)$:

$$\mathbf{x}_k^f = A(\mathbf{x}_{k-1}^*) + \boldsymbol{\xi}_k \quad (k = 1, \dots, n), \quad (6.4.1)$$

где k – шаг усвоения; A – оператор модели; \mathbf{x}_{k-1}^* – вектор проанализированных значений в момент времени t_{k-1} (оценка, которая была получена на $(k - 1)$ -м шаге по времени); $\boldsymbol{\xi}_k$ – случайный вектор ошибок модели. Данные спутниковых наблюдений составляют вектор $\mathbf{y}^0 = (y_1^0, y_2^0, \dots, y_m^0)$:

$$\mathbf{y}_k^0 = B_k \bar{\mathbf{y}}_k^0 + \boldsymbol{\varepsilon}_k \quad (k = 1, \dots, m). \quad (6.4.2)$$

Здесь B_k – матрица проекций пространства модели в пространство наблюдений размерности $(m \times n)$; \bar{y}_k^0 – m -мерный вектор наблюдений в момент времени t_k ; ϵ_k^0 – случайный m -мерный вектор ошибок наблюдений. Шум системы (6.4.1) и шум измерений (6.4.2) являются гауссовскими случайными процессами с нулевым математическим ожиданием. Оптимальная оценка концентрации \mathbf{x}_k^* по данным наблюдений и модели находится из условия минимума следа матрицы ковариаций ошибок оценивания на основании алгоритма фильтра Калмана [Kalman, 1960; Климова, 2003; Ghil, Malanotte-Rizzoli, 1991]:

$$\mathbf{x}_k^* = \mathbf{x}_k^f + K_k(\mathbf{y}_k^0 - B_k\mathbf{x}_k^f), \quad (6.4.3)$$

$$K_k = P_k^f B_k^T (B_k P_{k-1}^* B_k^T + R_k)^{-1}, \quad (6.4.4)$$

$$P_k^f = A_{k-1} P_{k-1}^* A_{k-1}^T + Q_{k-1}. \quad (6.4.5)$$

Здесь \mathbf{x}_k^f – прогноз концентрации по модели; K_k – неизвестная весовая матрица (*Kalman gain*); P_k^f – матрица ковариации ошибок прогноза; R_k и Q_k – матрицы ковариаций ошибок наблюдений и модели.

Первый шаг алгоритма фильтра Калмана состоит из прогноза с вычислением предварительной оценки концентрации по формуле (6.4.1) и расчета матрицы ковариации ошибок прогноза (6.4.5). Далее по формуле (6.4.4) вычисляется весовая матрица K_k . На следующем шаге анализа определяется искомая оценка с использованием формулы (6.4.3) на основании данных (6.4.2) и матрицы ковариации ошибок анализа. Если наблюдения недоступны, полагаем, что матрица ковариации ошибок анализа равна матрице ковариации ошибок прогноза, а оценка анализа совпадает с прогнозом по модели.

В настоящей работе использована упрощенная модель для расчета матриц ковариаций ошибок прогноза [Климова, 2003]. В численных экспериментах во время усвоения спутниковых данных вычисляется среднеквадратическая ошибка между данными прогноза и наблюдений. Затем в районе моря, в котором отсутствуют данные, выполняется усвоение данных прогноза с предыдущего

временного шага с учетом вычисленной ошибки. В той области моря, где спутниковая информация присутствует на снимках, выполняется интерполяция данных наблюдений соответствующего временного шага. Матрица ковариации ошибок модели Q_k задавалась нулевой [Шульга, Суслин, Станичная, 2017].

Для каждой временной группы спутниковых и модельных данных выполнен статистический анализ, основанный на определении пространственной корреляции значений параметров $index34$ и $b_{bp}(555)$. Наборы значений указанных параметров разнородны. Спутниковые данные неоднородно распределены по пространству и времени. Данные моделирования, полученные на основании интегрирования уравнения переноса и диффузии, имеют постоянную дискретность (интервал 3 мин) [Шульга, 2017].

Для анализа результатов были выбраны шесть групп наиболее информативных снимков, для которых был выполнен анализ временных рядов дистанционных измерений в следующие периоды:

1. 26 апреля – 2 мая 2013 г. (интервал между снимками 24–48 ч).
2. 21–26 марта 2014 г. (интервал между снимками 24 ч).
3. 6–10 августа 2014 г. (интервал между снимками 24 ч).
4. 23–29 июня 2013 г. (интервал между снимками 48 ч).
5. 17–23 июля 2014 г. (интервал между снимками 48 ч).
6. 3–7 ноября 2014 г. (интервал между снимками 48 ч).

Все спутниковые данные предварительно обработаны таким образом, что при наличии пары изображений с интервалом от 30 мин одной и той же текущей даты они были конкатенированы в один снимок, включающий в себя оба этих изображения. Так, например, начальный снимок 4-й группы получен из двух последовательных изображений в 9:35 и 11:50 23 июня 2013 г. [Шульга, Суслин, Станичная, 2017].

Сравним оригинальные временные ряды в группах спутниковых данных с целью оценки распространения со временем биооптических индексов по

акватории Азовского моря относительно их начального распределения. Для каждой из рассматриваемых групп был определен коэффициент взаимной корреляции (r) параметров $index34$ и $b_{bp}(555)$ между данными наблюдений и результатами моделирования в узлах, где имеются данные двух рассматриваемых рядов. Коэффициент взаимной корреляции распределения биоптических индексов в поверхностном слое моря находится с использованием известной формулы

$$r = \frac{\sum_{i=1}^k (\mathbf{X} - \bar{\mathbf{X}})(\mathbf{Y} - \bar{\mathbf{Y}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^k (\mathbf{X} - \bar{\mathbf{X}})^2 \sum_{i=1}^k (\mathbf{Y} - \bar{\mathbf{Y}})^2}}. \quad (6.4.6)$$

Процедура расчета коэффициента выполнена для параметров $index34$ и $b_{bp}(555)$ в каждой из шести временных групп в тех узлах (k), где имеются данные двух рассматриваемых рядов. В таблице показана корреляция r между начальным $\mathbf{X} = \mathbf{y}^0_{\text{first}}$ и конечным $\mathbf{Y} = \mathbf{y}^0_{\text{end}}$ распределением примеси в поверхностном слое моря по имеющимся снимкам в группах. Значения этого коэффициента, изменяющегося в пределах от единицы до нуля, определяют степень согласованности данных.

В таблице 6.4.1 приведены наибольшее (r_{max}) и наименьшее (r_{min}) значения коэффициентов взаимной корреляции и указан интервал времени, соответствующий наиболее сильной или наиболее слабой корреляции относительно выбранного начального параметра в каждой группе. Анализ временных рядов показывает, что слабая корреляционная зависимость прежде всего отмечается для случаев, когда имеет место большая разница размерностей n и m при низкоразмерном подпространстве данных наблюдений. Подробная информация о величинах коэффициента корреляции представлена в работе [Шульга, 2017].

Таблица 6.4.1 – Оценки коэффициента корреляции в 6 группах спутниковых изображений [Шульга, Суслин, 2018]

Номер группы	Параметр	r_{\max}	Интервал времени, ч	r_{\min}	Интервал времени, ч
1	<i>index34</i>	0,83	120	0,63	25
	<i>b_{bp}(555)</i>	0,89	240	0,81	288
2	<i>index34</i>	0,91	72	0,21	96
	<i>b_{bp}(555)</i>	0,94	48	0,50	96
3	<i>index34</i>	0,77	72	0,48	24
	<i>b_{bp}(555)</i>	0,83	48	0,64	72
4	<i>index34</i>	0,86	96	0,14	120
	<i>b_{bp}(555)</i>	0,80	24	0,50	48
5	<i>index34</i>	0,61	24	0,19	264
	<i>b_{bp}(555)</i>	0,86	24	0,44	360
6	<i>index34</i>	0,84	48	0,32	96
	<i>b_{bp}(555)</i>	0,83	48	0,69	96

Выполнено моделирование распространения параметров *index34* и *b_{bp}(555)* с привлечением спутниковых изображений поверхности Азовского моря для тех же шести временных групп. На рисунке 6.4.2 показаны модельные и спутниковые распределения параметра *index34*, относящиеся к первой группе снимков 26 апреля – 2 мая 2013 г. В левой колонке представлены спутниковые изображения, в правой – соответствующие каждому спутниковому снимку распределения параметра *index34*, а также скорости поверхностных течений (рисунок 6.4.2, *в, е, и*) по данным гидродинамической модели для близкого момента времени (разница во времени не превышает 2 ч).

Здесь участки, показанные белым цветом, соответствуют либо облачности, либо зонам градиентов, которые были вырезаны при обработке данных. Для модельных распределений указаны дата и местное время, в спутниковых данных приведено название первичного файла MODIS. Цветовые шкалы, в которых представлены спутниковые и модельные данные, соответствуют друг другу. На рисунке 6.4.2, *а* представлено принятое в эксперименте в качестве

начального спутниковое распределение параметра *index34* 26 апреля 2013 г. 10:35. Это начальное распределение усвоено в модели в соответствующий спутниковому изображению момент времени.

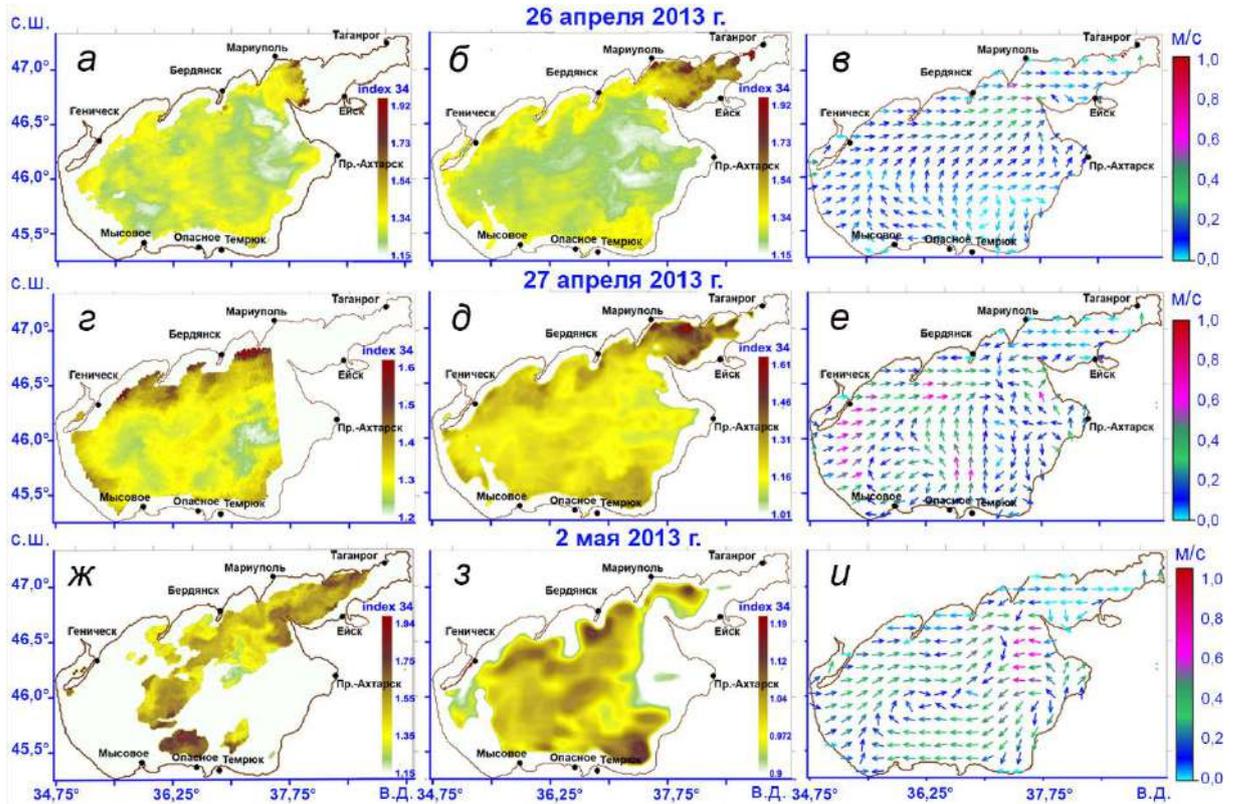


Рисунок 6.4.2 – Модельные карты течений – (в), (е), (и) и пространственного распределения параметра *index34* в поверхностном слое Азовского моря по спутниковым изображениям – (а), (з), (ж) и по результатам численного моделирования – (б), (д), (з) для 26, 27 апреля и 2 мая 2013 г.

Предварительно от начала старта модели 20.04.2013 г. поля течений в море (рисунок 6.4.2, в) сгенерированы действующим ветром модели SKIRON. Здесь (рисунок 6.4.2, а, б) отчетливо прослеживаются области с высокой концентрацией параметра *index34*, которые распространяются от основания Таганрогского залива в сторону открытого моря. Анализ скорости ветра показал, что приблизительно за двое суток до рассматриваемого момента времени (с 00:00 24.04.2013 г.) развился северо-восточный ветер, скорость которого достигала 10–12 м/с. Этот ветер является самым благоприятным для переноса примеси из Таганрогского

залива. Описанный гидродинамический сценарий подтверждают модельные распределения поверхностной скорости течений: северо-восточный ветер сопровождается течениями, направленными в ту же сторону, что и ветер (рисунок 6.4.2, в). Более подробно эти поля представлены в работе [Shulga, Suslin, 2017].

Серия численных экспериментов проведена для оценивания возможностей алгоритма ассимиляции и определения его эффективности при уменьшении интервала между усвоением данных. Результаты моделирования, выполненного с использованием процедуры последовательного усвоения данных, сравниваются с результатами, полученными при однократном (начальном) усвоении. Эксперименты в группах выполняются с использованием указанного алгоритма в моменты времени, когда имеются информативные спутниковые изображения. Для решения задачи усвоения данных наблюдений параметров $index34$ и $b_{bp}(555)$ применялся алгоритм, основанный на фильтре Калмана, с вычислением матрицы ковариации ошибок прогноза по формуле (6.4.5).

Статистика ошибок прогноза распределения примеси в поверхностном слое моря определяется величиной коэффициента взаимной корреляции (r) с использованием формулы (6.4.6). Оценка выполняется в один и тот же момент времени (соответствующий конечному снимку в группе) между результатами ассимиляционного моделирования ($\mathbf{X} = \mathbf{x}_{end}^*$) и спутниковыми данными ($\mathbf{Y} = \mathbf{y}_{end}^0$). Анализ результатов модельного прогноза проводится для двух схем ассимиляции: однократное усвоение начального спутникового изображения в группе (*Схема I*); последовательное (регулярное) усвоение всех доступных рядов наблюдений в интервале между начальным и конечным снимками (*Схема II*) [Шульга, Суслин, Станичная, 2017].

Корреляционные кривые, иллюстрирующие точность прогнозируемых концентраций биооптического индекса $index34$ относительно наблюдаемых, представлены на рисунке 6.4.3. Характер хода кривых, отражающих аналогичную зависимость для параметра $b_{bp}(555)$, сохраняется. Анализ ошибок модельного прогноза, выполненного с использованием однократного усвоения наблюдений,

приведен на рисунке 6.4.3, слева и при последовательном усвоении – на рисунке 6.4.3, справа [Шульга, 2017; Shul'ga, 2017].

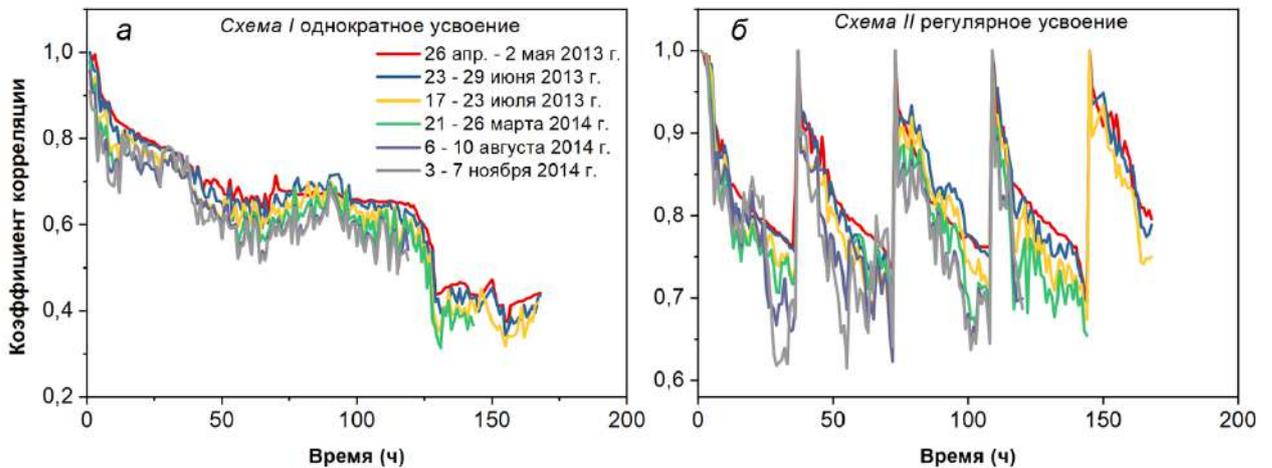


Рисунок 6.4.3 – Временные ряды коэффициентов корреляции между спутниковыми и смоделированными значениями *index34* при использовании процедур усвоения по *Схеме I* (слева) и *Схеме II* (справа)

На основании рассчитанных величин r и данных, приведенных в таблице 6.4.1, можно сделать вывод, что метод последовательного усвоения (*Схема II*) является более точным. Более низкие значения корреляции ($< 0,5$) данных прогноза и наблюдений были найдены для групп с большими временными интервалами и при использовании процедуры однократного усвоения. В таблице 6.4.1 показано, что коэффициент корреляции имеет несколько большую ошибку по сравнению с ошибкой прогноза, выполненного с использованием последовательной ассимиляции. Это связано с тем, что пространственный охват акватории Азовского моря данными MODIS подвержен значительным вариациям в первую очередь из-за облачности и блика, в то время как результаты ассимиляционного моделирования делают возможным восстановление информации о содержании взвеси в поверхностном слое Азовского моря.

На рисунках 6.4.4 и 6.4.5 для сравнения показано пространственное распределение взвеси в поверхностном слое Азовского моря по данным цветного сканера MODIS и на основе численного моделирования с использованием двух схем усвоения данных (*Схемы I* и *II*), разработанных для этого исследования.

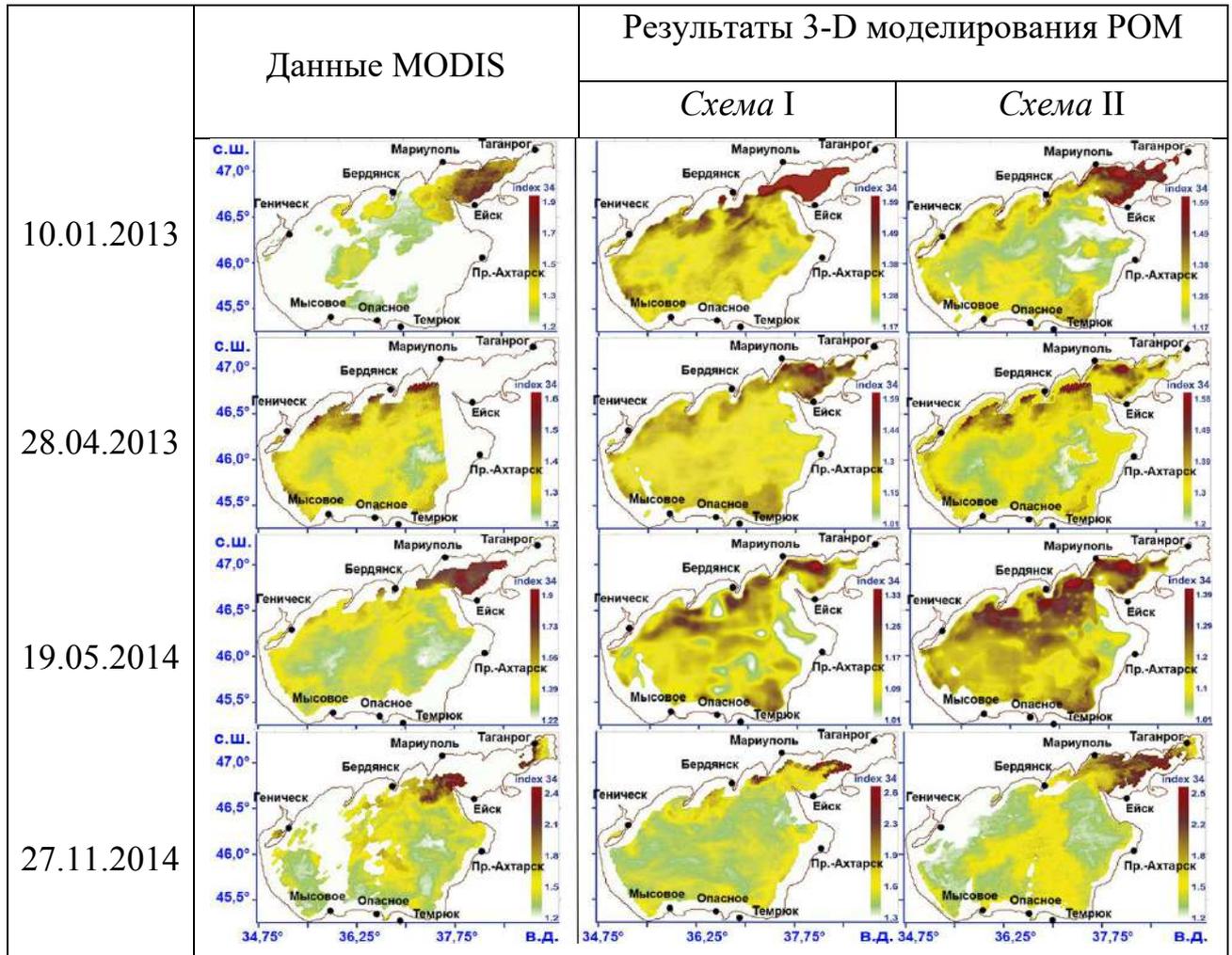


Рисунок 6.4.4 – Карты пространственного распределения *index34*: данные MODIS (слева) и по результатам моделирования с использованием процедур усвоения по *Схеме I* (в центре) и *Схеме II* (справа)

Как видно из спутниковых карт переноса вещества, изображения отсутствуют в части акватории Азовского моря, где они находились под постоянным облачным покровом в течение этого периода (такие области отмечены белым цветом). Графики, показанные в центральной и правой колонках (рисунки 6.4.4 и 6.4.5), позволят оценить улучшение изображения пространственного распределения концентрации взвеси в поверхностном слое, которое построено на основе моделирования с двумя рассмотренными выше схемами усвоения.

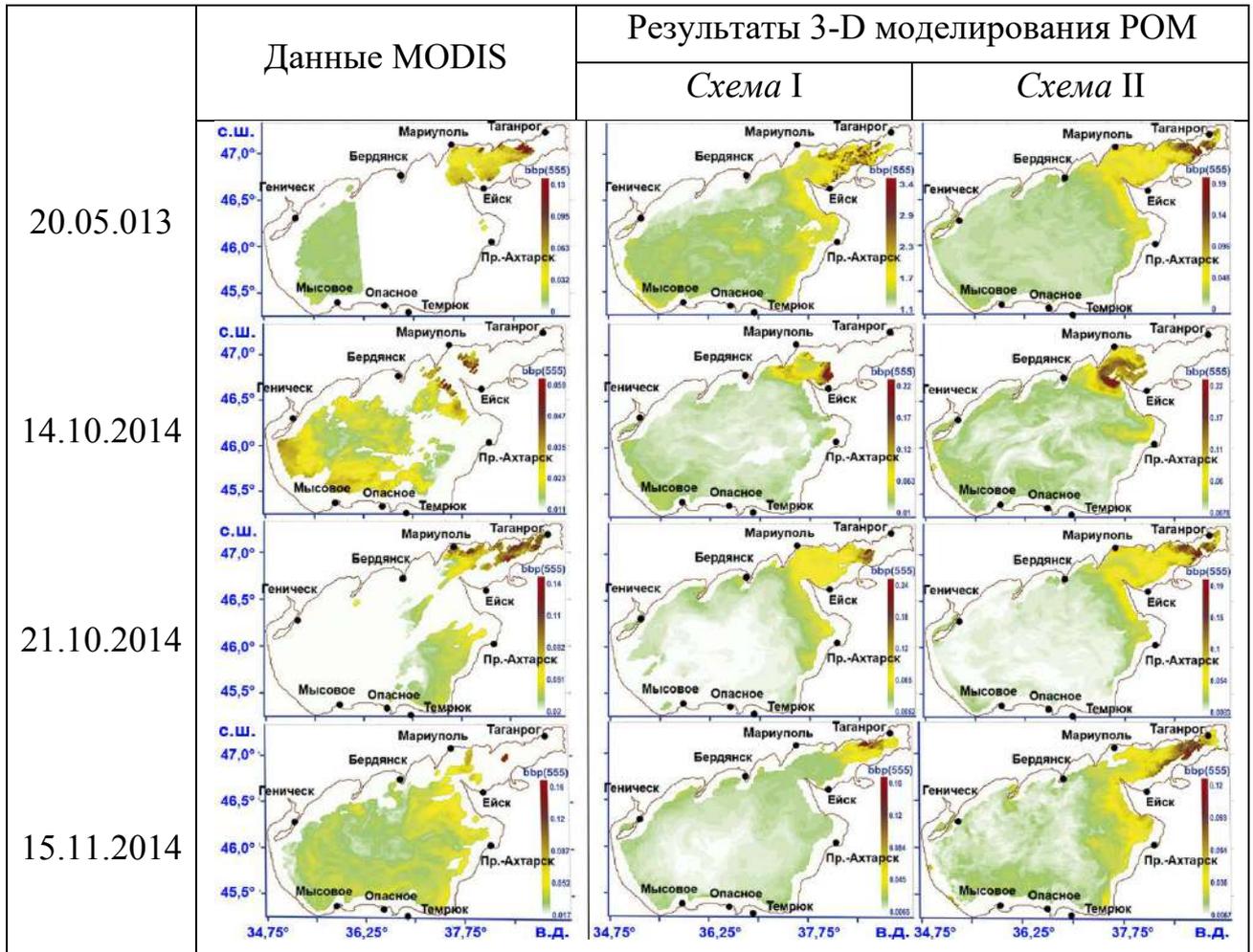


Рисунок 6.4.5 – Карты пространственного распределения $b_{br}(555)$: данные MODIS (слева) и по результатам моделирования с использованием процедур усвоения по *Схеме I* (в центре) и *Схеме II* (справа)

Правая колонка на рисунках 6.4.4 и 6.4.5 демонстрирует, что схема регулярного усвоения данных наблюдений делает численное моделирование более точным инструментом для заполнения пробелов из-за недоступности спутниковых изображений и облачного покрова [Исследование распространения ... , 2018].

Легко видеть, что самая высокая концентрация взвеси в поверхностных слоях наблюдается в Таганрогской бухте и Бердянске, который находится ближе всего к берегу. По-видимому, очень мутная вода обусловлена истиранием дна и берега, вызванным течениями, и переносом мутных вод с Дона. Как и ожидалось, зоны с наименьшими концентрациями взвешенного вещества встречаются в центральной части Азовского моря, где концентрация взвешенного вещества

резко падает – на порядок и более. В этом районе скорость потока воды в море замедляется, и основное количество взвешенных частиц опускается на дно (рисунки 6.4.4 и 6.4.5).

Выполненный анализ величины корреляции между данными наблюдений и моделирования, проведенный по этим двум экспериментам, свидетельствует о том, что оценка поля концентрации параметров $index34$ и $b_{bp}(555)$ с последующим усвоением приводит к существенному уменьшению среднеквадратической ошибки и увеличению коэффициента корреляции. Последовательная схема усвоения данных наблюдений улучшает прогноз распространения взвешенных веществ по модели даже при нестабильных спутниковых изображениях [Шульга, Суслин, Станичная, 2017; Исследование распространения ... , 2018].

Таким образом, одним из методов, позволяющих усваивать бóльший объем информации в модель, является дополнение уже имеющихся данных информацией, полученной от других спутников. Используемые в гидродинамическом моделировании спутниковые изображения MODIS-*Aqua* в случае частичного или полного отсутствия изображений дополняются данными спутника MODIS-*Terra*. Процедура дополнения неполных данных MODIS-*Aqua* изображениями со спутника MODIS-*Terra* соответствует объединению снимков, показанных на рисунке 2.1.2.1.

Продемонстрируем (рисунок 6.4.6), как изменяется заполняемость данными наблюдений о распределении, например, параметра $index34$ в 2013 и 2014 гг. при слиянии данных со спутников MODIS-*Aqua/Terra* по сравнению с информацией, полученной от каждого из спутников. Другой модификацией алгоритма усвоения является задание в модель информации о распределении взвешенного вещества не только в поверхностном слое моря, но и по глубине. Для этого был использован стандартный спутниковый продукт $K_d(490)$ – коэффициент затухания рассеянного света на длине волны 490 нм.

На рисунке 6.4.7 для сравнения показаны гистограммы заполняемости наблюдений на основании объединенных данных, полученных со спутников MODIS-*Aqua/Terra*, о содержании $index34$ в поверхностном и глубинных слоях

Азовского моря за 2013, 2014 гг. Рисунки 6.4.6 и 6.4.7 иллюстрируют, что предлагаемые дополнительные методы получения информации позволят усвоить намного бóльший объем данных наблюдений, позволяющий выполнить более качественную оценку содержания взвеси в Азовском море.

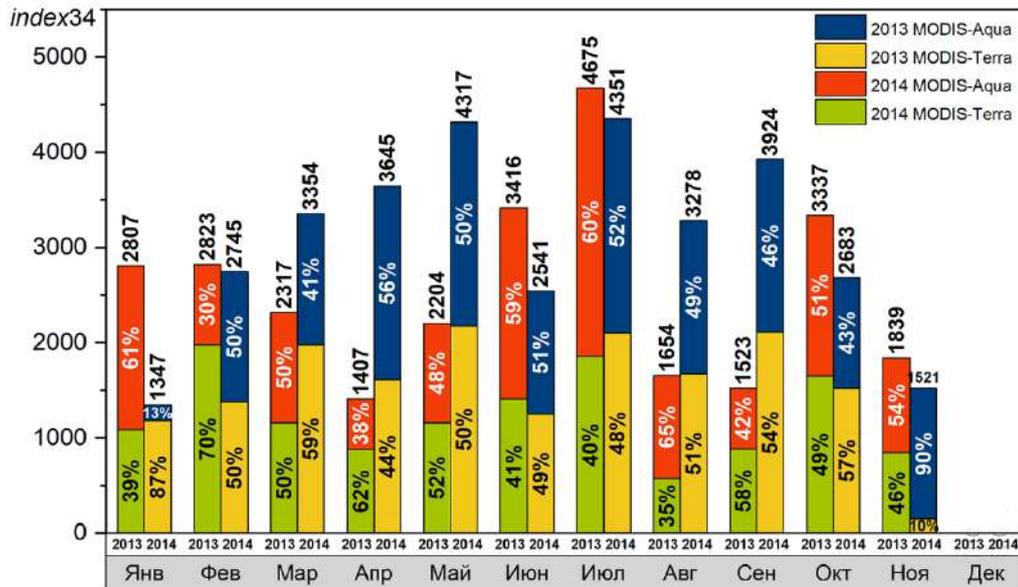


Рисунок 6.4.6 – Гистограммы заполняемости данными наблюдений MODIS-Aqua/Terra от каждого из спутников и при слиянии данных о содержании *index34* в поверхностном слое Азовского моря в 2013 и 2014 гг.

Эволюция взвеси в Азовском море определяется результатами моделирования, выполненного при условии, что ее начальное распределение на поверхности моря соответствует двумерному полю спутниковых данных, а распределение по глубине определяется соответствующей толщиной сигма-уровней, задаваемых величиной коэффициента $K_d(490)$.

На рисунке 6.4.8 представлены карты вертикального распространения параметра *index34* в момент усвоения данных ($t = t_{0p}$) и с интервалом интегрирования 1 сут.

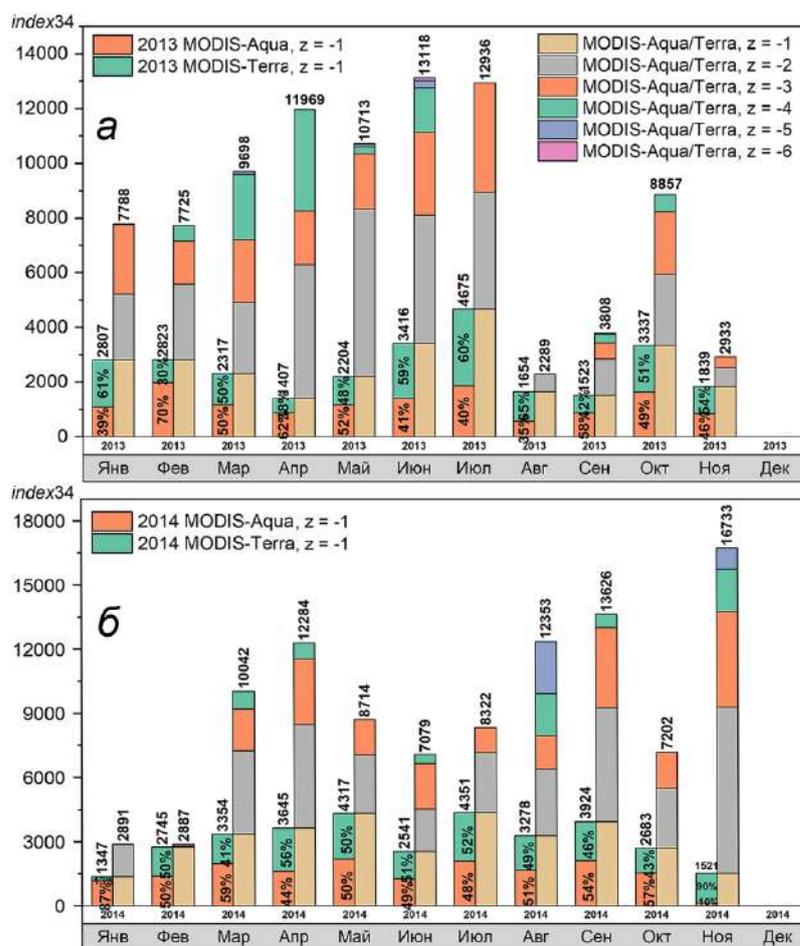


Рисунок 6.4.7 – Гистограммы заполняемости данными MODIS-Aqua/Terra о содержании *index34* в поверхностном слое Азовского моря и на глубине 2–6 м: а – 2013 г.; б – 2014 г.

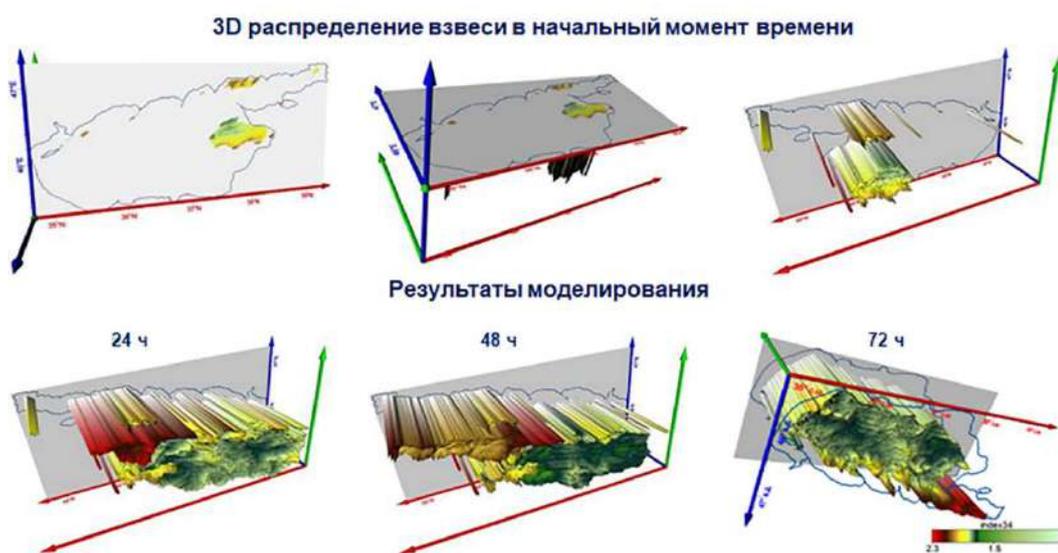


Рисунок 6.4.8 – Пространственное распределение *index34* на поверхности Азовского моря и горизонтах 2–6 м в момент усвоения спутниковых данных и результаты моделирования в течение следующих 3 сут

Анализ результатов моделирования позволяет выполнить оценку суммарного содержания взвешенного вещества в Азовском море в 2013 и 2014 гг. по данным биооптических индексов $index34$ и $b_{bp}(555)$. На рисунке 6.4.9 показано распределение этих данных: в рядах гистограмм справа – обобщенные спутниковые данные (MODIS-Aqua/Terra), слева – результаты моделирования. Видно, что по результатам ассимиляционного моделирования можно восстановить информацию о содержании взвеси в Азовском море путем заполнения пропусков данных, вызванных общими проблемами дистанционных измерений. Показано, что последовательная схема усвоения данных наблюдений улучшает прогноз распространения взвешенных веществ по модели даже при нестабильных спутниковых изображениях [Шульга, Суслин, 2018].

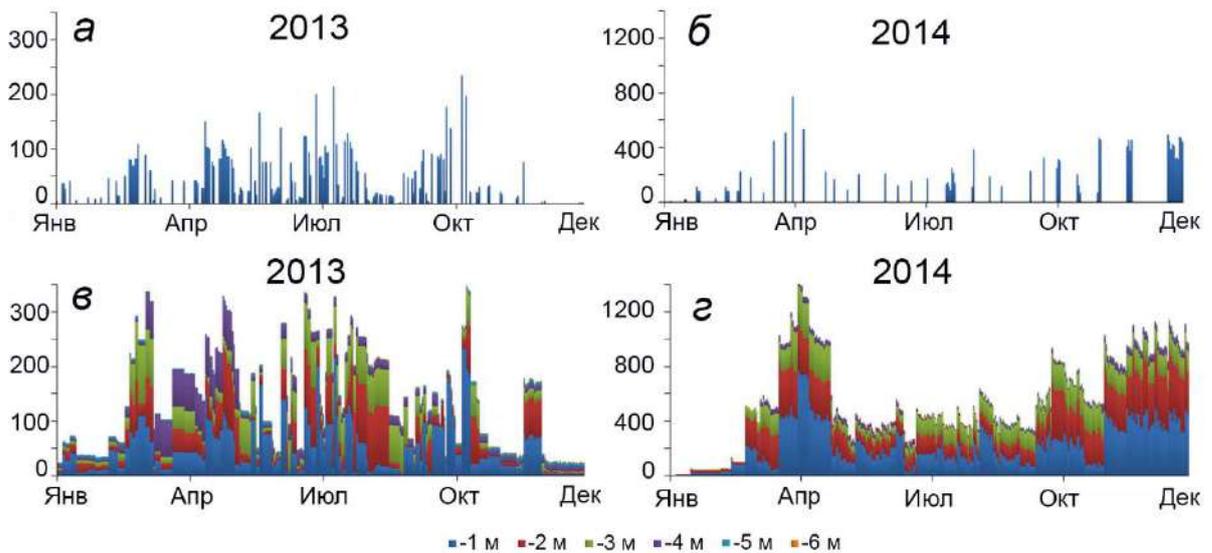


Рисунок 6.4.9 – Распределение параметра $b_{bp}(555)$ в Азовском море за 2013–2014 гг.: *а* и *б* – объединенные данные MODIS-Aqua/Terra; *в* и *г* – результаты моделирования

Общее содержание взвешенного вещества в Азовском море по показателю $b_{bp}(555)$ за 2013–2014 гг. по данным моделирования и наблюдений представлено на рисунке 6.4.10 и в процентном отношении на рисунке 6.4.11. На основании данных моделирования, наиболее полно отражающих содержание взвеси в морской воде,

можно сделать вывод о наибольших концентрациях взвеси по всему региону в рассматриваемый период. Сравнивая суммарные значения содержания $b_{bp}(555)$, отметим, что наибольшие ее значения наблюдаются с мая по июнь, наименьшие – в марте и декабре.

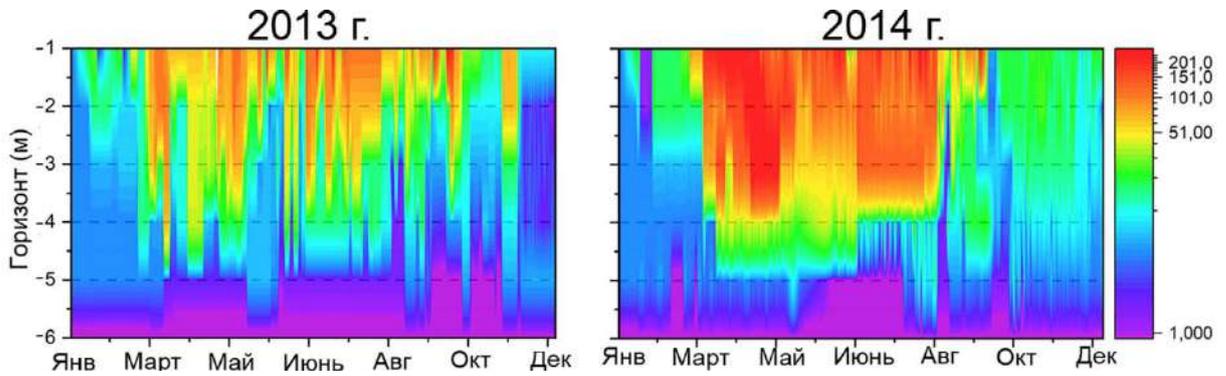


Рисунок 6.4.10 – Суммарное содержание взвеси в Азовском море по показателю $b_{bp}(555)$: слева – 2013 г., справа – 2014 г.

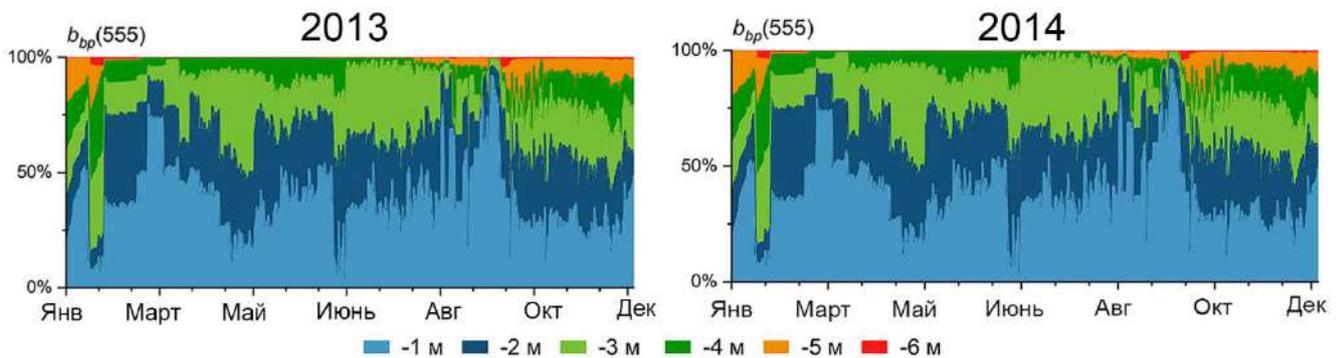


Рисунок 6.4.11 – Суммарное содержание взвеси в Азовском море по показателю $b_{bp}(555)$ в процентах: слева – 2013 г., справа – 2014 г.

6.5. Выводы к разделу 6

Представленные результаты математического моделирования распространения загрязнения в Азовском море дают возможность проанализировать характерные особенности изменения ее концентрации на любом выбранном горизонте. Выводы о характере эволюции загрязняющих веществ

в Азовском море получены с использованием результатов гидродинамического моделирования (РОМ), дополненного блоком расчета переноса и диффузии пассивной примеси. Выполнено сравнение времени рассеяния, а также максимального объема проникновения примеси (с постоянными и переменными начальными распределениями ее концентрации) при наличии циклона и порывах нестационарного ветра.

Установлено, что увеличение максимальной скорости ветра (от 5 до 20 м/с) приводит к росту объема области загрязнения за счет увеличения коэффициента турбулентного обмена. Трансформация областей загрязнения обусловлена величиной и направлением ветровых течений, время опускания примеси на горизонт, равный половине глубины моря не превышает 4 ч, в придонный слой – не превосходит 16 ч. Время полного рассеяния примеси увеличивается с глубиной. В поле фоновых стационарных течений с максимальными значениями скорости 14, 34, 62 и 107 см/с время полного рассеяния примеси – 54, 55, 58 и 61 ч соответственно, под действием порывов ветра – 60, 65, 63 и 71 ч соответственно. Перемещение циклона с радиусом основания 100 км со скоростью 5 м/с в юго-западном, западном и северо-западном направлениях приводит к увеличению времени полного рассеяния примеси на 107, 113 и 107 ч по сравнению со случаем отсутствия циклона при наличии стационарного течения с максимальной скоростью 62 см/с.

Совместный анализ результатов численного моделирования и спутниковых данных обеспечивает наиболее полную информацию о направлениях переноса, размерах и концентрации областей загрязнений в моменты отсутствия изображений. Предложен новый метод ассимиляционного моделирования, делающий возможным использование результатов моделирования для восстановления потерь спутниковой информации (в первую очередь из-за облачности) при мониторинге содержания пассивной примеси в поверхностном и глубинных слоях Азовского моря.

Раздел 7.**МЕТОД ВОССТАНОВЛЕНИЯ ДАННЫХ О СОЛЕННОСТИ АЗОВСКОГО МОРЯ НА ОСНОВАНИИ НАТУРНЫХ И СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ**

Азовское море – самое мелкое море в мире – соединено с Черным морем через довольно узкий Керченский пролив, что обуславливает значительную изменчивость основных гидрометеорологических параметров, связанных с сезонным объемом речного стока, поступлением соленых вод из Черного моря и озера Сиваш, погодными условиями и антропогенным загрязнением [Wolanski, Elliott, 2015; Climate Change ..., 2021]. Речной сток и антропогенная деятельность оказывают большое влияние на соленость в прибрежных районах, что делает оценку по данным оптического сканера более сложной по сравнению с открытым морем [Fournier, Lee, Gierach, 2016]. Высокая стоимость и нерегулярность натуральных данных привели к поиску альтернативных способов получения информации о температуре и солености, в том числе по данным дистанционного зондирования. Однако пробелы, вызванные общими проблемами дистанционного зондирования, существенно ограничивают объем и эффективность этих наблюдений. В качестве альтернативы трехмерные гидродинамические модели предоставляют данные полного пространственного покрытия с разрешением ~ 1 км, аналогичным пространственному разрешению данных дистанционного зондирования в видимой области (~ 1 км). Кроме того, смоделированные данные имеют более высокое временное разрешение (3 мин), что лучше соответствует временному разрешению наблюдений дистанционного зондирования (~ 1 день) [Shulga, Suslin, 2018; The operational method ... , 2019].

Среди готовых продуктов для изучения морской поверхностной солености (SSS) в реальном времени используются данные радиометров L-диапазона на спутниках: Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS, <https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/smos>) – уникальный радиометрический интерферометр МИРАС с разрешением 36 × 36 км с 2009 г.; Aquarius/SAC-D (<https://podaac.jpl.nasa.gov/Aquarius>) с разрешением

110 × 110 км с 2011 г.; Soil Moisture Active Passive (SMAP, <https://smap.jpl.nasa.gov/>) с разрешением ~ 45 × 45 км с 2015 г. Для мелководных слабосоленых акваторий существует вероятность существенных ошибок SSS при дистанционных наблюдениях, а малые размеры Азовского моря требуют более высокого разрешения спутниковых данных, чем обеспечиваемое Aquarius/SAC-D. Хотя естественным способом получения данных о солености морской поверхности со спутника является использование радиометров L-диапазона (SMOS [SMOS ... , 2010], SMAP [The Soil Moisture ... , 2010], Aquarius) с разрешением (не меньше чем 25 км), загрязнение суши, моря и также радиочастотные помехи [SMOS instrument ... , 2016] мешают получить действительные значения солености L-диапазона в этом регионе. Благодаря этому, в отличие от температуры поверхности моря (SST), получение актуальной информации о солености в Азовском море по данным дистанционного зондирования возможно только косвенным путем, например с помощью предложенного метода – путем установления эмпирических связей с имеющимися спутниковыми данными OceanColor <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/> [(MODIS) Aqua, 2022; (MODIS) Terra, 2018].

Сегодня данные оптических спутников, совершающих ежедневные пролеты, и изображения с высоким разрешением широко используются для исследований солености практически в реальном времени. Например, в работе [Khorram, 1982], являющейся одной из первых работ, посвященных результатам использования оптических спутниковых изображений для оценки SSS на основе множественной линейной связи с продуктами Landsat. Реконструкция SSS основана на его значимой корреляции с Colour Dissolved Organic Matter (CDOM), определенной для океанов [Pan-Arctic optical ... , 2017] и морей, например моря Клайда [Optical Properties ... , 2000], Карского моря [Glukhovets, Goldin, 2018]. Этот метод напрямую связывает SSS с CDOM, рассчитанным на основе спутникового продукта коэффициента яркости моря (R_{rs}) [Retrieval ... , 2019], или косвенно на основе связи SSS с региональными биооптическими параметрами [Glukhovets, Goldin, 2018]. Действительно, есть некоторые успехи в поиске данных в L-диапазоне в Черном

море [Monitoring ... , 2023], но данных, согласующихся с наблюдениями в Азовском море, еще нет [Shukalo, Shulga, Suslin, 2023].

Данный раздел посвящен анализу результатов предлагаемого метода восстановления поверхностной солености в Азовском море, который позволяет: (1) установить общие эмпирические регрессионные связи между региональными биооптическими параметрами по изображениям MODIS и климатологическим данным *in situ*, (2) обеспечить гибкий подход к разнообразным наборам данных, (3) дать оценку средних значений восстановленной солености на основании их сопоставления с среднегодовыми климатическими трендами *in situ* наблюдений.

Гибкий подход обеспечивается выбором одного из двух методов восстановления солености в зависимости от наличия статистически значимых наборов данных. Первый используется, если доступные наборы данных *in situ* и биооптических параметров имеют достаточные размеры выборок в отдельные годы. В этом случае достаточно получить регрессию для каждого такого года и общее уравнение (*average regression*) путем прямого усреднения коэффициентов регрессии. При втором подходе устанавливаются уравнения *cumulative regression* между генеральными совокупностями, объединяющими данные *in situ* и биооптические параметры за весь период наблюдения. Такой подход использовался в [Исследование связи ... , 2020; Shulga, Suslin, Shukalo, 2020]. Термины *average regression* и *cumulative regression* подробно рассматриваются в подразделе 7.4.

7.1. Построение климатических наборов данных о температуре и солености Азовского моря на основе океанографических баз данных

Многолетние тренды и сезонная изменчивость температуры и солености рассчитаны с использованием натуральных измерений из океанографической базы данных Федерального исследовательского центра «Южный научный центр РАН» за 1913–2018 гг. (<http://atlas.ssc-ras.ru/azs/azs-invent.html>), www.seadatanet.org/

и www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD/pr_wod.html. Анализ данных наблюдений подтвердил высокую изменчивость распределения температуры и солености в море (таблица 7.1.1). Такая высокая пространственная изменчивость стала одной из причин выделения для описания трех субрегионов.

Другой причиной их выделения послужила особенность геоморфологического строения Азовского моря, а именно высокая неоднородность его рельефа в районах кос, переливов, эстуариев и заливов по сравнению с более глубокими участками центральной части моря [Гидрометеорологический ... , 1962; Гидрометеорологические ... , 1986; Гидрометеорология ... , 1991; Black Sea and Sea of Azov, 2003]. Для этого район исследований разделен на подрайоны (рисунок 7.1.1): самая мелководная часть – Таганрогский залив (AZ1: 37,7–39,3° в. д.; 46,7–47,3° с. ш.) с глубинами не более 4 м; центральная часть моря (AZ2) с максимальной глубиной ~ 14 м; и глубоководная часть с глубинами до 200 м, включающая Керченский пролив и прилегающую часть Черного моря (AZ3: 35,3–37,6° в. д.; 45–45,5° с. ш.).

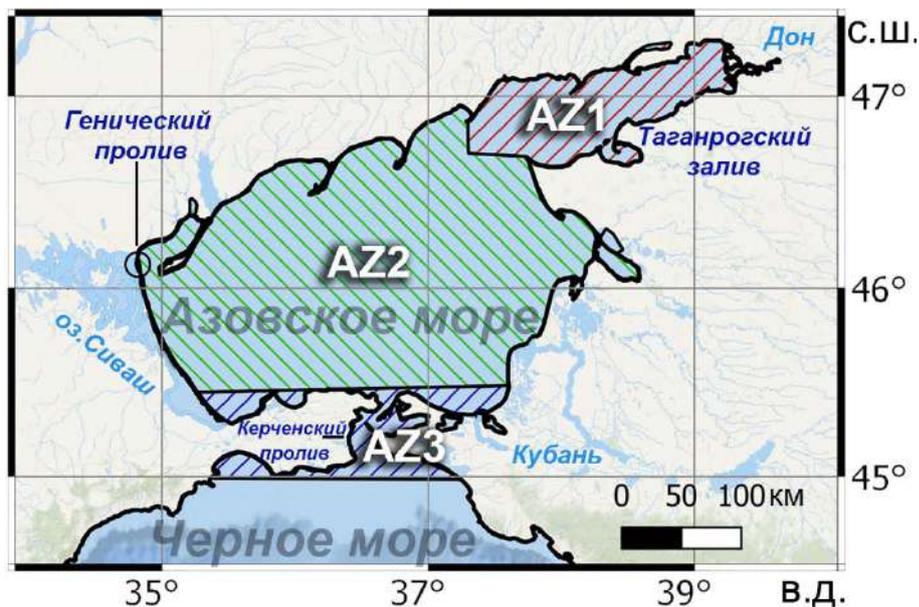


Рисунок 7.1.1 – Карта Азовского моря. Зеленой, синей и красной штриховкой обозначены субрегионы: AZ1 – Таганрогский залив, максимальные глубины не более 4 м; AZ2 – центральная часть Азовского моря, максимальная глубина ~ 14 м; AZ3 – Керченский пролив и прилегающие части Азовского и Черного морей, глубины до 200 м

Такое разделение вод Азовского моря на субрегионы обусловлено тем, что применяемая здесь биооптическая модель настроена должным образом только для центральной части моря (подробное описание модели см. в разделе 7.3) [Regional ..., 2020]. Кроме того, необходимо разделить субрегионы Азовского моря по вертикали на поверхностный, средний и глубоководный слои для установления корреляции между натурной соленостью и данными дистанционного зондирования на первой оптической глубине (0–2 м). То же самое и для корректной проверки результатов реконструкции солености в поверхностном слое. Порогом для данных *in situ*, которые следует учитывать в регрессии, является глубина 0–2 м. Остальные измерения отфильтровываются. Такое разделение также мотивировано необходимостью использования наборов данных долгосрочных средних значений натуральных данных на следующих этапах работы. Оно определяет необходимость отдельного анализа термохалинной структуры моря на выделенных участках с учетом глубинной дифференциации. Диапазоны изменений температуры и солености, максимальные и минимальные значения по наблюдениям за 1913–2018 гг., представленные в таблице 7.1.1, подтверждают обоснованность такого разделения.

Анализируемые *in situ* данные, усредненные по месяцам на всех станциях за весь период наблюдений (1913–2018 гг.), представлены на рисунке 7.1.2 в виде кумулятивных графиков температуры и солености для каждого субрегиона. Кривые средних значений солености демонстрируют заметные различия для глубоководного (AZ3) и мелководного районов (AZ1, AZ2) исследуемой области. Соленость в Таганрогском заливе в поверхностном и среднем слоях моря (AZ1) не превышает значения 7 ‰ (октябрь), ее минимальные значения имеют место в марте (0,9‰). В центральной части Азовского моря (AZ2) соленость изменяется в узком диапазоне 9–13‰, ее наибольшие значения отмечаются в марте и октябре (таблица 7.1.1). Наибольшие значения солености для исследуемой области отмечаются в районе Керченского пролива (AZ3). В среднем слое моря ее значения достигают 17,9‰, превышая в три раза соленость в Таганрогском заливе [Исследование связи ... , 2020].

По сравнению с изменениями солености, сезонный характер температурных изменений практически одинаков для различных слоев моря и субрегионов исследуемой области (рисунок 7.1.2). Максимум температуры Азовского моря наблюдается в августе и составляет 24,7 °С, отклонение максимальных значений температуры между субрегионами и слоями не превышает 1 °С. Минимальная температура моря, наблюдаемая в январе в субрегионе AZ1 (0,1 °С), на 3,5 °С меньше минимума, отмеченного в субрегионе AZ3, обусловленного водообменом с Черным морем. Подробный количественный анализ среднемесячных данных, усредненных за весь период наблюдений, представлен в таблице 7.1.1. Здесь на различных слоях моря по каждому исследуемому субрегиону приведены максимальные, минимальные и средние с учетом их среднеквадратичных отклонений (σ) значения температуры и солености [Исследование связи ... , 2020].

Таблица 7.1.1 – Диапазон изменения солености (S , ‰) и температуры (T , °С) для районов Азовского моря по данным натуральных наблюдений в 1913–2018 гг.

Субрегион	Глубина (м)	Соленость (‰)			Температура (°С)		
		S_{\min}	S_{\max}	$S_{\text{avg}} \pm \sigma$	T_{\min}	T_{\max}	$T_{\text{avg}} \pm \sigma$
AZ1	0–2	1,0	6,4	$4,26 \pm 1,37$	0,1	24,1	$11,58 \pm 9,45$
	2–4	1,9	7,0	$4,87 \pm 1,28$	1,1	23,7	$12,80 \pm 9,08$
AZ2	0–2	9,9	11,8	$10,89 \pm 0,53$	0,4	24,2	$12,21 \pm 9,23$
	2–6	10,0	12,4	$11,08 \pm 0,61$	1,1	24,7	$11,92 \pm 8,81$
	6–14	10,9	12,1	$11,62 \pm 0,38$	0,9	23,9	$11,53 \pm 9,08$
AZ3	0–2	12,4	15,9	$13,63 \pm 1,11$	3,6	23,9	$12,85 \pm 8,09$
	2–10	11,4	17,9	$12,95 \pm 1,71$	3,2	23,7	$12,51 \pm 8,00$
	> 10	10,8	14,0	$12,52 \pm 0,94$	1,1	23,8	$13,08 \pm 8,13$

Характер межгодовой халинной изменчивости подтверждается тепловыми картами нормированных аномалий солености и температуры, представленными на рисунке 7.1.2.

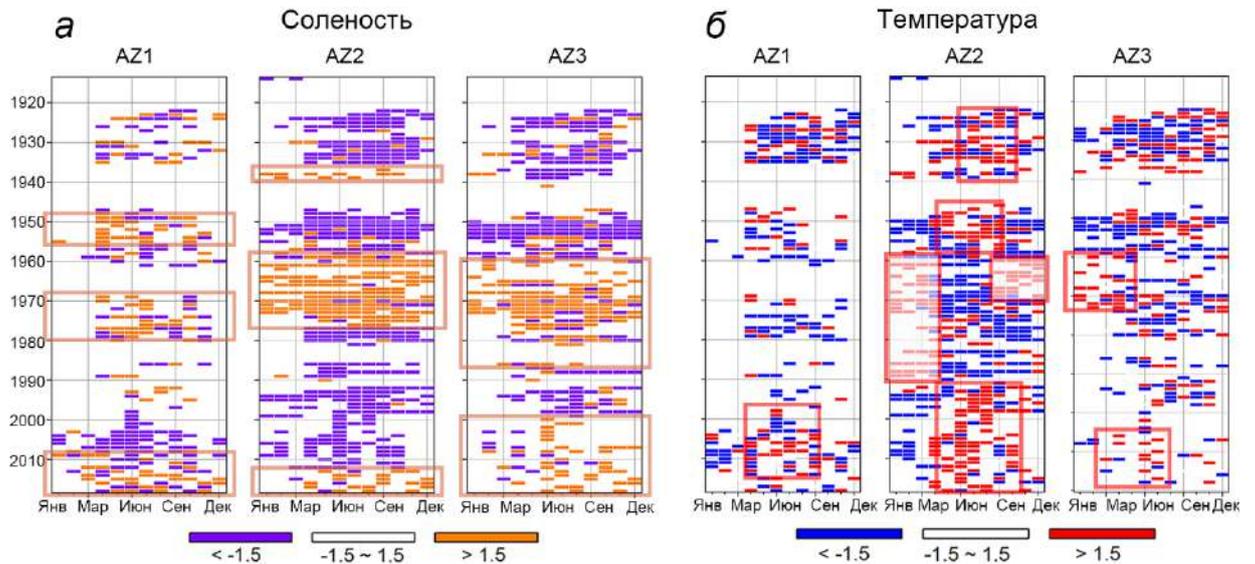


Рисунок 7.1.2 – Тепловые карты нормированных аномалий солености (а) и температуры (б) по субрегионам Азовского моря. Периоды положительных нормированных аномалий, определяемых как сильные и очень сильные, отмечены оранжевым и красным прямоугольниками

Нормированные аномалии рассчитывались как стандартный нормированный эквивалент: $A_i = (X_i - X_{\text{mean}})/\sigma$, где X_i – значение переменной (например, солености, температуры); X_{mean} – среднемесячное значение; σ – стандартное отклонение для того же месяца. Далее аномалии классифицируются следующим образом: $< 0,5$ – незначительные, $0,5-1$ – слабые, $1-1,5$ – умеренные, $1,5-2$ – сильные, > 2 – очень сильные. Для каждого субрегиона и слоя приведены линейные тренды нормированных аномалий температуры и солености Азовского моря за 1913–2018 гг. [Shukalo, Shulga, 2021]. Эти безразмерные нормированные аномалии позволяют проводить совместный анализ данных различного типа (например, температуры и солености). Они позволяют определять тенденции, а не сходства/различия по амплитуде наборов данных. Такое сравнение структуры наблюдаемых в пласте аномалий температуры и солености можно провести с помощью тепловых карт, как показано на рисунке 7.1.2. Здесь периоды положительных нормированных аномалий, определяемые как сильные и очень сильные, отмечены оранжевыми и красными прямоугольниками.

Поскольку соленость не имеет прямой зависимости от атмосферы, аномалии

солености могут быть весьма устойчивыми в течение нескольких лет. Напротив, температурные аномалии часто компенсируются теплообменом между воздухом и морем [Bull. ... , 2021]. На рисунке 7.1.2 для каждого из субрегионов Азовского моря отчетливо выделяются периоды опреснения и осолонения длительностью в несколько лет (таблица 7.1.2). Границы периодов (например, засоление в оранжевых прямоугольниках) для AZ2 и AZ3 сдвинуты относительно друг друга и по сравнению с AZ1 практически не совпадают, за исключением общих тенденций засоления в современный период 2000–2018 гг.

Таблица 7.1.2 – Периоды осолонения и опреснения приазовских субрегионов по данным натурных наблюдений в 1913–2018 гг.

Субрегион	Периоды (годы)	
	Осолонение	Опреснение
AZ1	1948–1956; 1969–1980; 2008–2018	1922–1934; 1996–2002
AZ2	1937–1940; 1959–1986; 2012–2018	1913–1935; 1947–1958; 1987–2002
AZ3	1960–1987; 2000–2018	1922–1939; 1948–1959; 1986–1999

Как видно из рисунка 7.1.2, сезонные различия в аномалиях солености не выражены, в отличие от аномалий температуры моря. Отчетливо видны сезонные колебания температуры моря (потепление в красных прямоугольниках) с небольшой межгодовой изменчивостью. Весной – летом (апрель – август 1946–1957 и 1993–2018 гг.) отрицательные аномалии температуры сменяются положительными осенью – зимой (в красных прямоугольниках). Обратный процесс, демонстрирующий смену положительных аномалий температуры осенью-зимой на отрицательные аномалии весной-летом, можно наблюдать в периоды 1958–1992 гг. в январе-апреле и 1959–1969 гг. в сентябре – декабре. Эти результаты занесены в зарегистрированную электронную базу данных «Термохалинный электронный атлас Азовского моря» [Шульга, Шукало, 2023].

7.2. Построение набора данных биооптических параметров и его объединение с данными *in situ*

На втором этапе данные, охватывающие последний период дистанционного зондирования цвета океана MODIS Aqua/Terra (R2018) в 2000–2018 гг., были проанализированы, систематизированы и отвергнуты по критериям, предложенным в [Assessment ..., 2002]. Эти данные были обработаны для осуществления контроля качества и объединения всех спутниковых данных. Этап включал в себя объединение подготовленных данных MODIS с данными натуральных измерений на основе соответствия следующим критериям: (1) соленость измерялась на глубине не более 2 м; (2) даты спутниковых снимков и натуральных наблюдений совпадали; (3) для одних и тех же дат дистанционного зондирования и натуральных данных отклонение их координат не превышало 0.01° :
$$\sqrt{(lat_{in\ situ} - lat_{MODIS})^2 + (long_{in\ situ} - long_{MODIS})^2} < 0.01^\circ.$$
 Обработанный таким образом набор данных о цвете океана был в дальнейшем преобразован в пространственно-временные карты биооптических параметров, рассчитанных с помощью региональных алгоритмов, предложенных в [Regional ..., 2020; Spectral ..., 2022].

Источником информации для получения значений биооптических параметров являются оперативные спутниковые продукты дистанционного зондирования цвета океана. Каждый набор спутниковых данных с пространственным разрешением 1 км методом линейной пространственной интерполяции конвертировался в пространственные карты пяти биооптических параметров на регулярной сетке Азовского моря с разрешением $0,01^\circ$ (0,77 км) по долготе и $0,01^\circ$ (1,11 км) по широте (451×220 узлов).

7.3. Региональный биооптический алгоритм оценки *IOPs* Азовского моря

Хорошо известно, что стандартный спутниковый алгоритм [Ocean color ... , 1988; SeaWiFS ... , 2000] неправильно определяет концентрацию хлорофилла

в прибрежных районах и внутренних морях, например в Черном море [Assessment ..., 2002; Application ... , 2004; Suslin, Churilova, Sosik, 2008]. В этом случае Азовское море не является исключением. Согласно классификации, приведенной в таблице 6.2.1, Азовское море лучше соответствует категории «Внутренние моря, лиманы, озера». Следовательно, для получения собственных оптических свойств (*IOPs*) мы используем алгоритм, близкий к описанному в [Gitelson, 1992; Dall’Olmo, Gitelson, 2005; A simple semi-analytical ... , 2008; A bio-optical algorithm ... , 2009]. Сходство нашего алгоритма с описанным в [Dall’Olmo, Gitelson, 2005; A simple semi-analytical ... , 2008; A bio-optical algorithm ... , 2009] заключается в том, что мы использовали спектральные полосы в длинноволновой области спектра для получения *IOPs*. Разница в том, что мы получили полный набор *IOPs*, а не только по концентрации хлорофилла, поэтому региональный алгоритм был разработан для центральной части (AZ2) Азовского моря [Regional ..., 2020; Spectral ..., 2022]. В этой статье обсуждаются результаты применения алгоритма оценки солености, который использует прогнозируемые параметры *IOPs* в качестве входных данных [Regional ..., 2020]. Основным источником информации о *IOPs* верхнего слоя воды является спектр коэффициента отражения дистанционного зондирования (R_{rs} – «нормализованное» отражающее сияние (nL_w), что связано с отражательной способностью дистанционного зондирования через $R_{rs} = nL_w/F_o$, где F_o – солнечное излучение верхней части атмосферы), являющееся продуктом атмосферной поправки измерений спектра восходящего излучения системы водоем – безоблачная атмосфера.

Классификация, приведенная в таблице 7.3.1, отражает связь спектрального интервала с максимальной изменчивостью спектра R_{rs} с трофическим статусом водоемов в шкале концентрации хлорофилла. Максимальная изменчивость R_{rs} спектрального диапазона смещается от синего к красному при переходе от низкой биологической продуктивности к высокой (см. таблицу 7.2.1).

Это является следствием следующего: (1) для олиготрофной воды существует однозначная связь между концентрациями оптически активных веществ и, как следствие, одно соотношение R_{rs} в двух полосах, расположенных в сине-зеленой

области спектра достаточно для определения концентрации хлорофилла; (2) для мезотрофных вод по поглощению необходимо не менее двух соотношений R_{rs} из зелено-желтой видимой области, т. е. не менее трех полос, для разделения поглощения, связанного с водорослями (фитопланктоном) и неводорослевой взвеси (сумма окрашенных компонентов растворенного органического вещества и неорганической взвеси), независимо изменяющихся оптически активных компонентов морской воды; (3) для эвтрофных вод красной области спектра основными факторами являются рассеяние частицами и поглощение фитопланктоном.

Таблица 7.3.1 – Классификация трофических уровней воды в зависимости от диапазона длин волн максимальной изменчивости спектра R_{rs} .

Регион	Максимальная вариабельность спектра R_{rs} (нм)	Диапазон концентрации хлорофилла ($\text{мг}\cdot\text{м}^{-3}$)	Ссылка
Морская океанская вода	400–500	0,01–1,0	[SeaWiFS ... , 2000]
Прибрежные районы, внутренние моря	500–600	0,1–10	[Assessment ..., 2002; Gitelson, 1992]
Внутренние моря, лиманы, озера	600–700	1,0–100	[Dall’Olmo, Gitelson, 2005; A simple semi-analytical ... , 2008; A bio-optical algorithm ... , 2009]

Суть подхода заключалась в следующем: (1) использовании региональных связей между измеренными значениями поглощения света и комбинацией, полученной по спутниковым продуктам (спектр R_{rs} из диапазона длин волн 600–700 нм, а именно: центральные полосы при 645, 667 и 678 нм); (2) коррекции с учетом рассеяния на взвеси в длинноволновой части спектра и возможных ошибок атмосферной коррекции, минимизация которых осуществлялась за счет

использования разницы между полосами для близких длин волн. С другой стороны, разница $R_{rs}(667) - R_{rs}(678)$ была пропорциональна разнице $a_{ph}(667) - a_{ph}(678)$, а разница $R_{rs}(645) - R_{rs}(667)$ – коэффициенту обратного рассеяния света частицами, что с точностью до множителя равно коэффициенту обратного рассеяния света частицами для разности $R_{rs}(667) - R_{rs}(678)$. Суть подхода в том, что $R_{rs}(678)$ в первом приближении является функцией $a_{ph}(678)$ и $b_{bp}(678)$. Две другие полосы $R_{rs}(645) - R_{rs}(667)$ являются функциями $b_{bp}(678)$ и $b_{bp}(678)$ соответственно. В современной версии регионального алгоритма мы игнорируем сигнал солнечно-индуцированной флуоресценции. Мы изучили следующие биооптические параметры, которые являются маркерами живого и неживого органического вещества в морской воде.

Коэффициент поглощения света фитопланктоном при 678 нм рассчитывается по уравнению, полученному на основе эмпирических данных [Spectral ..., 2022]:

$$a_{ph}(678) = -0.312 \frac{R_{rs}(667) - R_{rs}(678)}{R_{rs}(645) - R_{rs}(667)} - 0.3, \text{ м}^{-1}, \quad (7.3.1)$$

где $R_{rs}(645)$, $R_{rs}(667)$ и $R_{rs}(678)$ – коэффициенты отражения дистанционного зондирования при 645, 667 и 678 нм соответственно. Область применимости выражения (7.3.1) определяется диапазоном изменчивости *in situ* измерений $a_{ph}(678)$ от 0,014 до 0,3 м^{-1} , что примерно соответствует интервалу $TChl$ от 1 до 30 $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$.

Сумма концентраций хлорофилла a и феофитина $TChl$ ($\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$) является функцией $a_{ph}(678)$ (м^{-1}), полученной в результате измерений *in situ* [Spectral ..., 2022]:

$$TChl = a_{ph}(678) \left(50 \left[1 + \cos \left(\frac{2\pi}{365} sday \right) \right] + 90 \right), \quad (7.3.2)$$

где $sday$ – день в году.

Коэффициент поглощения света цветными обломками рассчитывается следующим образом:

$$a_{\text{CDM}}(438) = a_{\text{COM}}(438) - a_{\text{ph}}(438), \quad (7.3.3)$$

где $a_{\text{COM}}(438) = a_{\text{tot}}(438) - a_{\text{w}}(438)$ (COM означает Coloured Organic Matter), что легко получить из желаемых характеристик собственных оптических свойств при 438 нм; a_{tot} и a_{w} – коэффициенты поглощения света морской водой и чистой морской водой соответственно.

Коэффициент поглощения света всеми оптически активными компонентами среды находится по формуле

$$a_{\text{tot}}(438) = a_{\text{CDM}}(438) + a_{\text{w}}(438) + a_{\text{ph}}(438). \quad (7.3.4)$$

Коэффициент обратного рассеяния частиц рассчитывается как

$$b_{\text{bp}}(438) = b_{\text{b}}(438) - b_{\text{bw}}(438), \quad (7.3.5)$$

где $b_{\text{b}}(438)$ и $b_{\text{bw}}(438)$ – коэффициенты обратного рассеяния морской и чистой морской водой соответственно.

7.4. Регрессионные модели восстановления солености

На третьем этапе мы определили регрессионные зависимости между измеренными значениями солености и региональными спутниковыми продуктами. Эти уравнения были выведены для центральной части Азовского моря (AZ2) в весенне-летний период в верхнем слое моря. В идеале хотелось бы получить общее уравнение, которое устанавливает взаимосвязь между данными натурных

и дистанционных измерений. В действительности приходится сталкиваться с серьезными практическими проблемами, такими как небольшой размер выборки в отдельные годы или сезоны, определяемый количеством пар, отвечающих критериям, описанным в п. 7.2. Для осени и зимы количество синхронных пар биооптических и *in situ* данных о солености оказалось недостаточным, поэтому мы ограничили наше исследование двумя сезонами. Это также стало причиной использования концептуально разных подходов для получения уравнений регрессии:

Average regression – метод, основанный на получении результирующей регрессии путем прямого усреднения коэффициентов статистически значимых регрессий, полученных для каждого выбранного года при условии, что пары данных измерений на месте и дистанционного зондирования являются репрезентативными.

Cumulative regression – это метод, основанный на получении результирующей регрессии между генеральными совокупностями данных за весь период наблюдения 2000–2018 гг.

Настоящее исследование посвящено сравнению результатов реконструкции солености, полученных с использованием вышеуказанных методов. Выбор между этими методами, который зависит от наличия репрезентативных наборов данных измерений на месте и дистанционного зондирования, обеспечивает гибкость в их использовании. Другая цель исследования – выявление регионального биооптического параметра, использование которого показывает высокую корреляцию между реконструированными значениями солености и данными *in situ*.

На заключительном этапе работы результаты реконструкции поверхностной солености сравнивались с натурными данными для центральной части Азовского моря (AZ2). Произведена интегральная статистическая оценка различий между восстановленными и исходными значениями для весеннего и летнего сезонов. Два периода наблюдений *in situ* были выбраны для того, чтобы оценить средние значения восстановленной солености вовремя и за пределами периода калибровки/исследования. Выбор краткосрочного периода (калибровочный период

2000–2018 гг.) обусловлен ограничением, связанным с наличием спутниковых данных MODIS-*Aqua/Terra*. Был выбран период 1990–2018 гг., охватывающий период калибровки, чтобы обосновать, что за пределами периода калибровки средние значения восстановленной солености находятся в пределах 95% доверительных интервалов долгосрочного тренда *in situ*. Это позволит использовать предлагаемый метод для ретроспективной реконструкции солености в протоспутниковую эпоху (при отсутствии данных MODIS).

Average regression. Для каждого из рассмотренных биооптических параметров для региона AZ2 весной и летом получены регрессионные зависимости, связывающие эти параметры с данными *in situ*. Регрессионные зависимости для весны и лета с доверительными пределами с вероятностью 95% получены с использованием приложения OriginLab, программного обеспечения для построения графиков и анализа данных (www.originlab.com). В настоящем исследовании не рассматриваются осень и зима, поскольку объем имеющихся данных для этих сезонов не позволяет провести статистически значимый корреляционный анализ. В будущем мы планируем провести исследования для осеннего и зимнего сезонов.

Коэффициенты корреляции линейных регрессий между региональными биооптическими продуктами и данными *in situ* в 2004, 2005, 2007, 2009, 2018 гг. показаны на рисунке 7.4.1. Здесь приводится суммарное значение объемов выборок (N_1 – для весны, N_2 – для лета) и статистика регрессии (R_1 – для весны, R_2 – для лета). Подробные графики регрессионных зависимостей по каждому биооптическому параметру приводятся в [Шульга, Суслин, Шукало, 2022].

Как видно из рисунка 7.4.1, в ряде рассмотренных случаев существует слабая линейная корреляция между измеренной соленостью и региональными спутниковыми продуктами (например, $R = 0,05$ для $b_{bp}(438)$ в 2005 г.). Такие случаи исключаются при составлении обобщенных эмпирических уравнений для регрессий с коэффициентами корреляции, не превышающими 0,5. Биооптические параметры с коэффициентом корреляции менее или равным 0,5, для которых было исключено более половины набора данных, не используются для подхода средней

регрессии. В этих случаях устанавливалась более сложная нелинейная связь между биооптическими параметрами и наблюдаемой соленостью. Эта связь описывается полиномом выше второй степени.

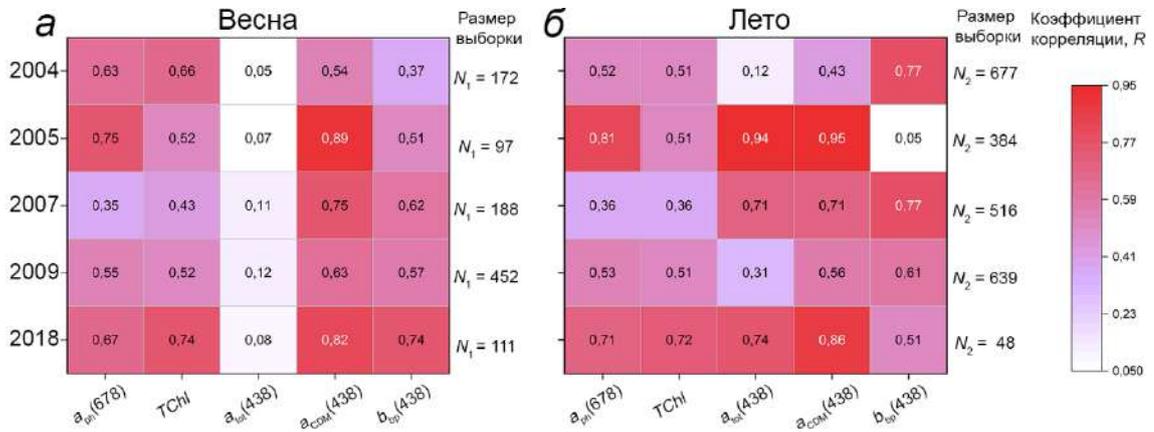


Рисунок 7.4.1 – Коэффициенты корреляции линейных средних регрессий между региональными биооптическими продуктами (7.3.1) – (7.3.5) и данными *in situ* весной (а) и летом (б)

Уравнения *average regressions* имеют вид

$$y = (a_{aver} \pm \sigma_1)x + (b_{aver} \pm \sigma_2), \quad (7.4.1)$$

где x – соленость (‰); y – значение регионального биооптического продукта; a_{aver} и b_{aver} – средние значения коэффициентов регрессии; σ_1 и σ_2 – соответствующие им среднеквадратичные значения. В результате средней регрессионной зависимости по каждому биооптическому параметру, вычисленному по формулам (7.3.1) – (7.3.5), были получены два семейства линий вида (7.4.1), соответствующие весне и лету, как показано в верхней части таблицы 7.4.1. Также в нижней части таблицы 7.4.1 представлен вариант обобщенных уравнений линейных регрессий, составленных по совокупным наборам данных.

Cumulative regression. Другой способ восстановить соленость – построить уравнения кумулятивной регрессии между агрегированными наборами данных

in situ и MODIS. В этом случае общая линейная регрессионная зависимость устанавливается для двух наборов данных региона AZ2, подготовленных в соответствии с вышеуказанными критериями. Здесь (таблица 7.4.1) мы приводим статистику регрессии (R_1 – для весны, R_2 – для лета) для кумулятивной регрессии с соответствующими размерами выборки $N_1 = 10240$ – для весны, $N_2 = 18362$ – для лета; размеры выборки для выбранных лет средней регрессии приведены также на рисунке 7.4.2.

Таблица 7.4.1 – Уравнения линейных регрессий [Шульга, Суслин, Шукало, 2022]

Биооптический параметр	Весна	Лето
<i>Average regressions</i>		
$a_{ph}(678), \text{ м}^{-1}$	$y = (0.038 \pm 0.008)x + (-0.334 \pm 0.132)$	$y = (0.041 \pm 0.024)x + (-0.355 \pm 0.250)$
$TChl, \text{ мг м}^{-3}$	$y = (2.442 \pm 0.110)x + (-20.940 \pm 2.594)$	$y = (1.894 \pm 1.008)x + (-16.500 \pm 11.004)$
$a_{tot}(438), \text{ м}^{-1}$	нет линейной связи	$y = (-0.192 \pm 0.078)x + (3.654 \pm 0.515)$
$a_{CDM}(438), \text{ м}^{-1}$	$y = (-0.287 \pm 0.303)x + (4.710 \pm 3.816)$	$y = (-0.261 \pm 0.071)x + (4.217 \pm 0.548)$
$b_{bp}(438), \text{ м}^{-1}$	$y = (-0.082 \pm 0.029)x + (1.006 \pm 0.334)$	$y = (-0.043 \pm 0.029)x + (0.561 \pm 0.296)$
<i>Cumulative regressions</i>		
$a_{ph}(678), \text{ м}^{-1}$	$y = 0.015x - 0.09, R_1 = 0.50$	$y = 0.017x - 0.072, R_2 = 0.56$
$TChl, \text{ мг м}^{-3}$	$y = 0.765x - 2.865, R_1 = 0.34$	$y = 0.820x - 4.134, R_2 = 0.61$
$a_{tot}(438), \text{ м}^{-1}$	нет линейной связи	$y = -0.173x + 3.516, R_2 = 0.70$
$a_{CDM}(438), \text{ м}^{-1}$	$y = -0.070x + 1.993, R_1 = 0.68$	$y = -0.214x + 3.690, R_2 = 0.77$
$b_{bp}(438), \text{ м}^{-1}$	$y = -0.035x + 0.509, R_1 = 0.43$	$y = -0.022x + 0.332, R_2 = 0.53$

Карты, иллюстрирующие пространственное распределение пар данных *in situ* и MODIS и размеры выборок, использованные для *cumulative regression* весной и летом 2000–2018 гг., показаны на рис. 7.4.2. Обратите внимание, что при картировании с помощью приложения OriginLab для близко расположенных пар *in situ* и MODIS данные точки перекрываются, образуя кластеры с минимальной разницей в центре кластера.

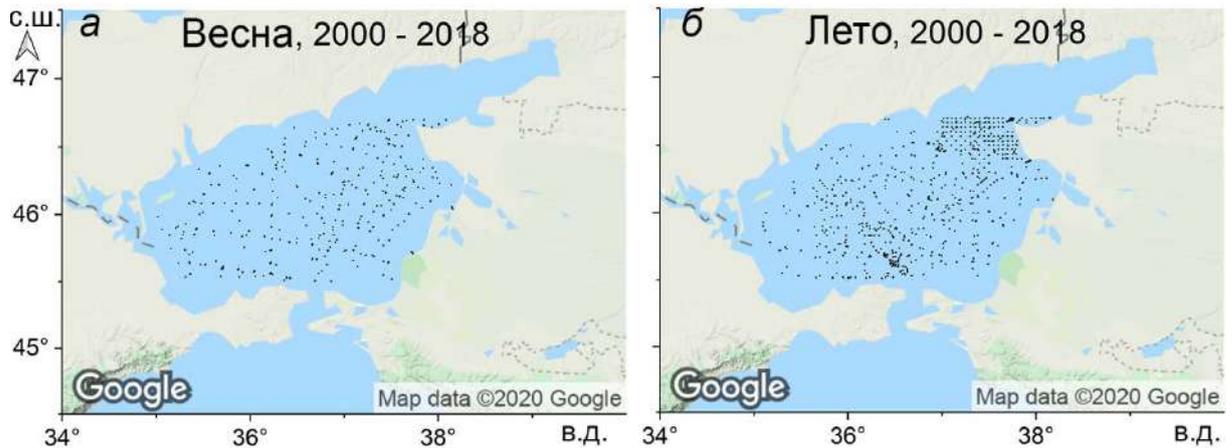


Рисунок 7.4.2 – Пространственные карты распределения пар данных *in situ* и MODIS по акватории субрегиона AZ2 весной (а) и летом (б) 2000–2018 гг.

Сравнение двух подходов при составлении регрессий. Проанализируем наложение областей прогноза и линий обобщенных регрессий, полученных на основе двух подходов. На рисунке 7.4.3 представлены графики и полосы прогнозов регрессий для весны и лета для сравнения двух подходов и доказательства обоснованности использования моделей восстановления солёности отдельно для весны и лета.

Графики, построенные с использованием кумулятивных регрессий (сплошные линии) с соответствующими 95% доверительными интервалами и 95% прогнозными областями весной и летом, показаны на рисунке 7.4.3, где также приведены значения коэффициентов корреляции и размеры выборки. Для сравнения мы также приводим здесь средние графики регрессии (пунктирные линии) на основе уравнений верхней части таблицы 7.4.1.

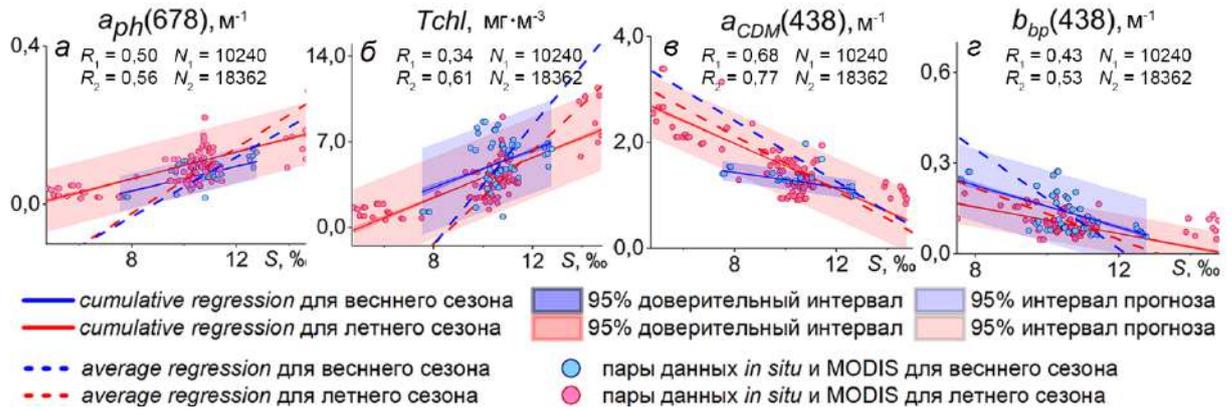


Рисунок 7.4.3 – Графики сезонных регрессий (таблица 7.4.1) между региональными биооптическими параметрами и значениями солености *in situ* с соответствующими 95% доверительными интервалами, 95% прогнозными интервалами, коэффициентами корреляции и размером выборки

Как видно из рисунка 7.4.3 для $a_{ph}(678)$, $TChl$ и $a_{CDM}(438)$, 95% полоса прогнозирования летних регрессий, построенных на кумулятивных регрессиях, включает в себя все линии регрессии для весны, построенные по тому же принципу, и обе линии весенне-летней регрессии построены по средним регрессиям. Наилучшее соответствие графиков регрессии, полученных с помощью двух подходов, обнаружено для параметра $a_{CDM}(438)$.

Наибольшую разницу между районами весеннего и летнего прогноза можно увидеть в $b_{bp}(438)$ (рисунок 7.4.3, г). Здесь разница между прогнозными областями летней и весенней регрессий, полученными по совокупным наборам, составляет ~80% от летней. Однако область прогнозирования летней регрессии полностью покрывает 95% доверительный интервал весенней регрессии. Таким образом, в целом для восстановления солености можно использовать одно общее уравнение, построенное либо по средним регрессиям, либо по кумулятивным регрессиям.

7.5. Сравнение результатов восстановления поверхностной солености при использовании различных биооптических параметров в регрессионных моделях

Сравним качество восстановления солености по пространству при использовании модели *average regression*, приведенной в верхней части таблицы 7.5.1, при различных биооптических параметрах. На рисунке 7.5.1 в качестве примера для ситуаций 23.06.2009 и 24.06.2009 показаны пространственные поля солености, восстановленной по биооптическим параметрам $a_{ph}(678)$ и $TChl$, $a_{CDM}(438)$ и $b_{bp}(438)$. Видно, что поле солености Азовского моря существенно не меняется в течение суток, но наблюдается поступление пресной воды из Таганрогского залива и уменьшение солености вдоль восточного побережья моря.

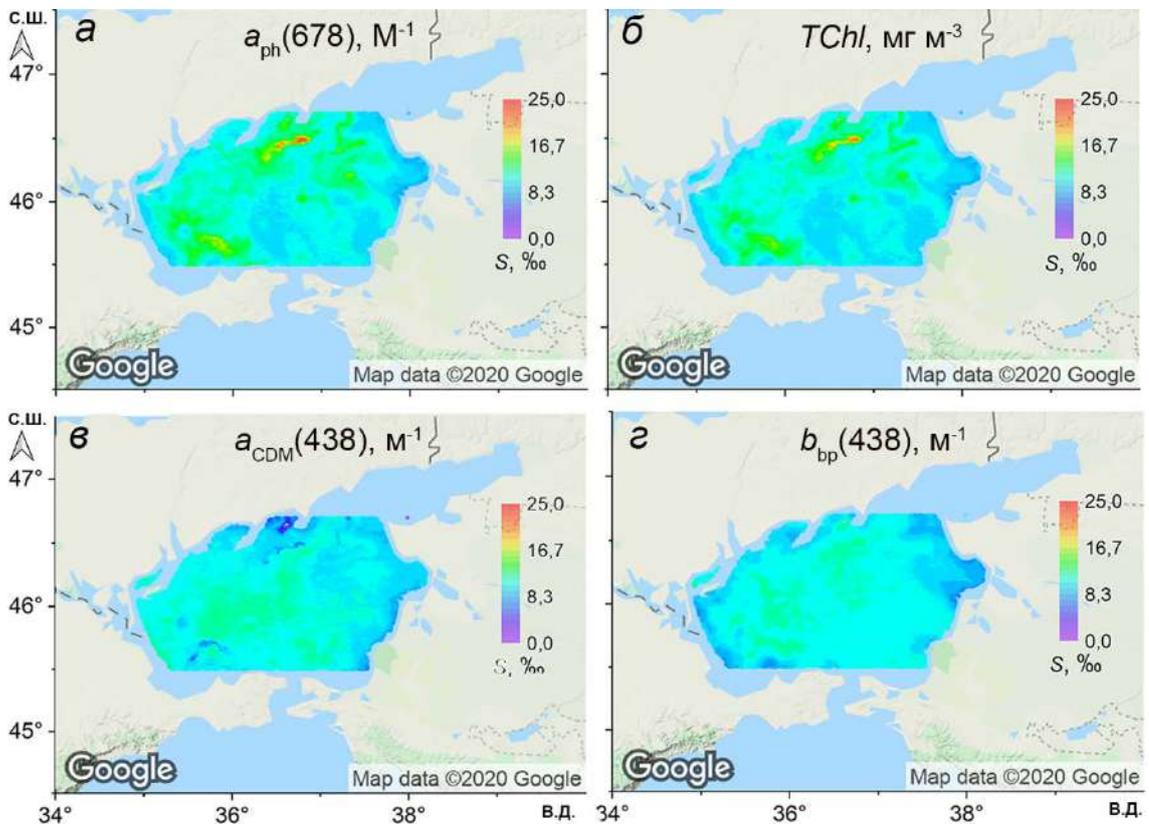


Рисунок 7.5.1 – Результаты реконструкции поля солености по $a_{ph}(678)$ (а) и $TChl$ (б), $a_{CDM}(438)$ (в) и $b_{bp}(438)$ (з) для AZ2

На картах рисунка 7.5.1 видно, что локальные максимумы поверхностной солености $\sim 24\text{‰}$ в северной части Азовского моря (на двух верхних панелях рисунка 7.5.1), реконструированные по биооптическим параметрам $a_{ph}(678)$ и $TChl$, во время цветения фитопланктона значительно превышали наблюдаемые значения солености (таблица 7.1.1). Эти карты демонстрируют один из многих случаев, когда пространственное распределение солености, восстановленное по параметрам $a_{ph}(678)$ и $TChl$, не соответствует наблюдаемому климатическому распределению. Именно поэтому параметры $a_{ph}(678)$ и $TChl$ не использовались в моделях реконструкции, хотя средние значения солености, восстановленные по различным параметрам, хорошо согласуются друг с другом (рисунки 7.5.2 и 7.5.3).

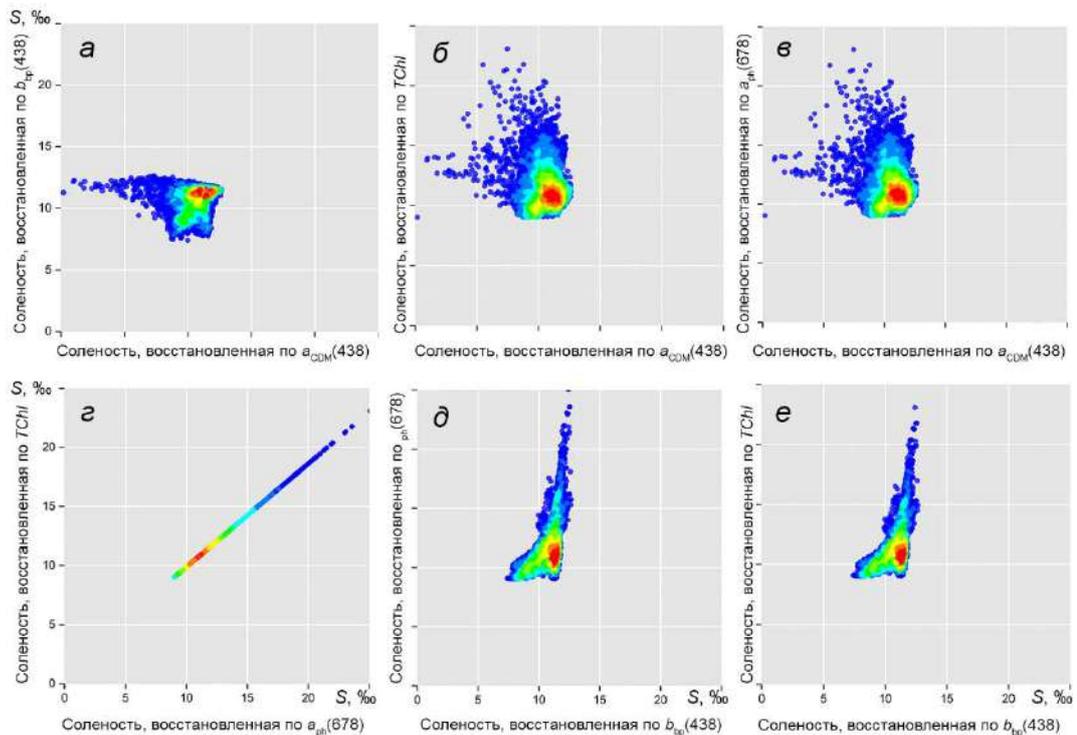


Рисунок 7.5.2 – Сопоставление результатов восстановления солености по биооптическим параметрам $a_{ph}(678)$, $TChl$, $a_{CDM}(438)$, $b_{bp}(438)$ 23.06.2009 для AZ2. Цвета указывают на увеличение плотности рассеяния данных от синего к красному [Shulga, Suslin, 2022]

Сравнение реконструированных значений солености на ту же дату по рассматриваемым биооптическим параметрам было проведено на основе

результатов кластерного анализа, представленных на рисунке 7.5.2. Между $a_{ph}(678)$ и $TChl$ существует линейная зависимость [Regional ..., 2020], поэтому вариация восстановленных значений солености, полученных по этим параметрам, стремится к нулю. Как видно из рисунка 7.5.2, соответствующие отношения между $a_{ph}(678)$ и $a_{CDM}(438)$ и $TChl$ и $a_{CDM}(438)$ идентичны. Аналогичные вариации наблюдаются с параметрами отношений $a_{ph}(678)$ vs. $b_{bp}(438)$ и $TChl$ vs. $b_{bp}(438)$. Следует отметить, что значения солености, восстановленной по каждому биооптическому параметру, хорошо коррелируют в диапазоне средних значений 10–12‰. Это также хорошо видно из рисунка 7.5.3: значения солености, восстановленные по различным биооптическим параметрам ($a_{ph}(678)$, $TChl$, $a_{CDM}(438)$, $b_{bp}(438)$), хорошо согласуются в диапазоне средних значений солености. Здесь среднее значение солености 10–12‰ определяет собой центр эллипса, а стандартные отклонения определяют границы прямоугольника, в который вписан эллипс.

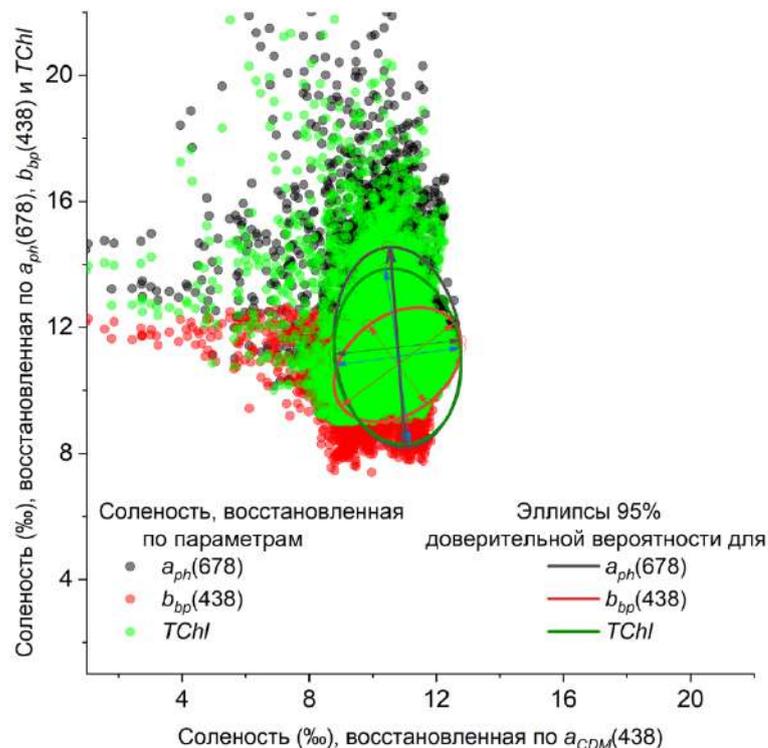


Рисунок 7.5.3 – Эллипсы 95% доверительной вероятности, полученные для солености, восстановленной по биооптическим параметрам $a_{ph}(678)$, $TChl$, $a_{CDM}(438)$, $b_{bp}(438)$ 23.06.2009 г. для AZ2

7.6. Сопоставление результатов восстановления поверхностной солености в Азовском море за период 2000–2018 гг. с климатическими трендами *in situ* за 1913–2018 гг.

На рисунке 7.6.1 представлены карты среднемесячных значений восстановленной солености для весеннего и летнего сезонов в центральной части Азовского моря (AZ2) в 2000–2018 гг., чтобы проиллюстрировать результаты предложенного метода восстановления поверхностной солености с помощью $a_{\text{CDM}}(438)$. На этих картах видно, что за изучаемый период в целом среднемесячные значения SSS колебались от 2 до 16‰. Хвосты высоких значений SSS направлены в сторону центральной части Азовского моря, южнее более распресненных вод Таганрогского залива. Районы с относительно высокими значениями солености (более 12 ‰) расположены в юго-западной части моря, соединенной узким заливом с озером Сиваш с соленостью до 50 ‰. Кроме того, градиент SSS распространяется в сторону южной части моря до Керченского пролива с соленостью до 18‰. Летом 2000–2018 гг. более соленые воды образуют неоднородную структуру и являются реакцией на внешние факторы, такие как ветер и сток рек Дон и Кубань [Hydrology and Hydrochemistry ... , 1991; Гидрометеорологические ... , 2009]. Весной распределение солености более равномерное с более низкими значениями по сравнению с летом, за исключением мая 2014 г. В целом такое пространственное распределение SSS хорошо согласуется с наблюдаемым [Гидрометеорологический ... , 1962; Гидрометеорологические ... , 1986; Гидрометеорология ... , 1991].

В таблице 7.6.1 показан диапазон среднемесячных значений SSS (март – август), восстановленных по данным $a_{\text{CDM}}(438)$ в 2000–2018 гг. для AZ2. Эти статистические данные сравниваются с климатологической изменчивостью, показанной в таблице 7.1.1 ($S_{\text{min}} = 9,9$; $S_{\text{max}} = 11,8$; $S_{\text{avg}} \pm \sigma = 10,89 \pm 0,53$) для субрегиона AZ2. Отмечаем хорошее совпадение средних ($S_{\text{SS}_{\text{avg}}} \pm \sigma$) и максимальных ($S_{\text{SS}_{\text{max}}}$) значений модельной и климатической солености для отдельных месяцев и в целом за полгода. Наибольшая разница наблюдается в минимальных значениях ($S_{\text{SS}_{\text{min}}}$).

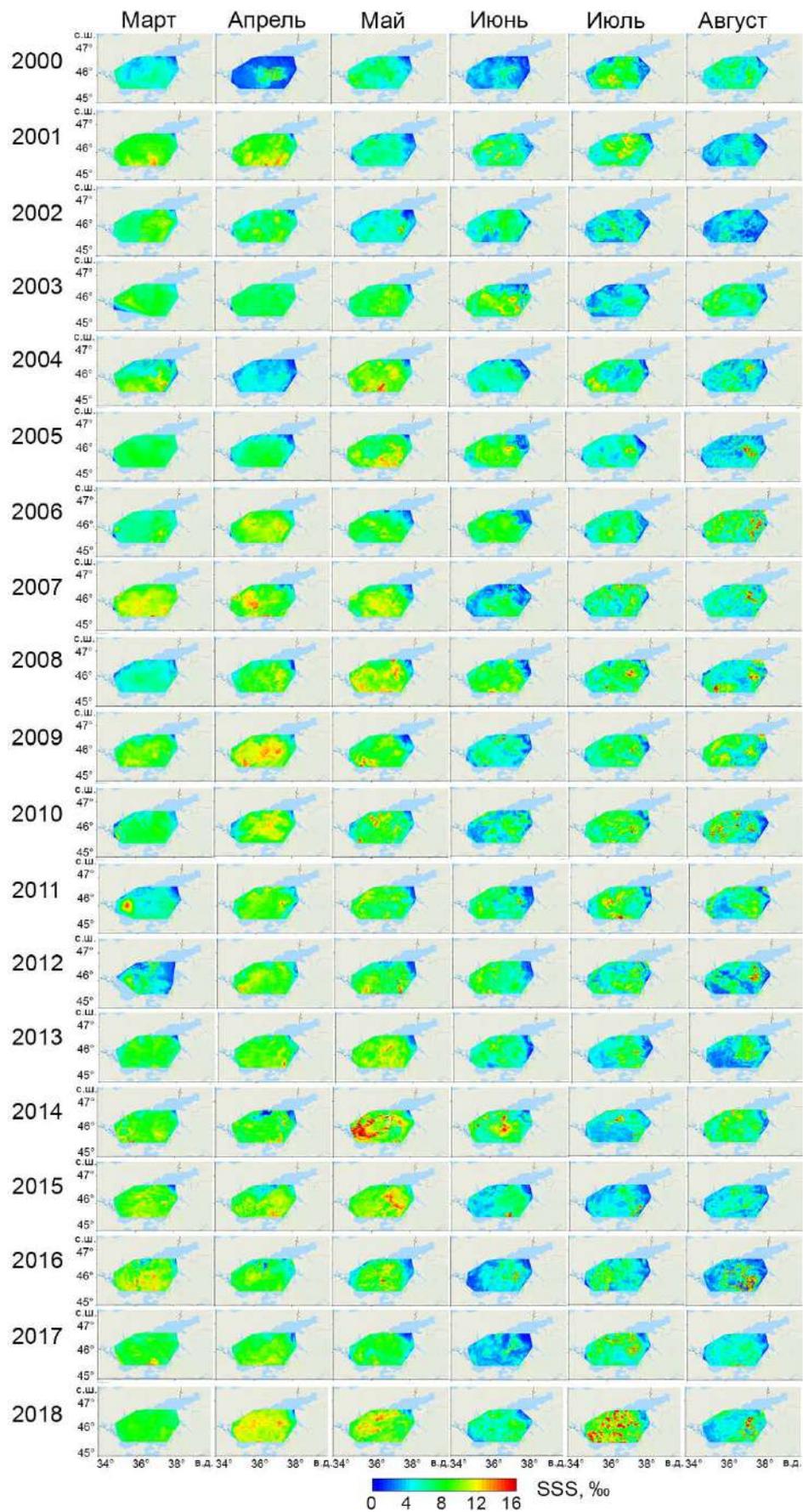


Рисунок 7.6.1 – Карты среднемесячных значений SSS (март – август), восстановленные по показателю $a_{CDM}(438)$ за 2000–2018 гг. [Shulga, Suslin, 2023]

Таблица 7.6.1 – Диапазон многолетних среднемесячных SSS (март – август), восстановленных по показателю $a_{\text{CDM}}(438)$ в 2000–2018 гг. для AZ2.

SSS, ‰	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Март– Август
SSS _{min}	0,5	0,5	5,5	0,5	0,3	0,3	0,3
SSS _{max}	11,5	12,3	13,9	10,9	8,9	10,0	13,9
SSS _{avg} ± σ	9,89 ± 1,23	10,77 ± 1,01	11,13 ± 0,49	9,28 ± 1,16	6,93 ± 1,21	7,49 ± 1,16	9,36 ± 1,17

Результаты анализировались на основе интегрального сравнения средних многолетних значений восстановленной солености и натуральных данных в поверхностном слое моря. Для этого анализа из набора данных *in situ* за 1913–2018 гг. были выбраны два периода наблюдений: краткосрочный период (2000–2018 гг.), ограниченный наличием данных зондирования с 2000 г., и долгосрочный период (1990–2018 гг.), принятый в связи с наличием данных без пропусков за каждый год наблюдений. Для этих периодов были созданы наборы данных *in situ* по среднегодовым значениям поверхностной солености в субрегионе AZ2 для летнего и весеннего сезонов. Данные *in situ* за 2000–2018 гг. использовались для восстановления солености по региональным продуктам MODIS на основе уравнений (таблица 7.5.1). Таким образом, полученные средние многолетние значения восстановленной солености статистически сравниваются со средними многолетними трендами *in situ* солености за 2000–2018 гг., а также сопоставляются с долгосрочным линейным трендом *in situ* за 1990–2018 гг. Проведенный анализ позволяет сделать вывод о различии средних значений восстановленной и наблюдаемой солености и возможности использования предложенного метода в дальнейшем для ретроспективного восстановления солености.

На рисунке 7.6.2 показаны графики средней солености, восстановленные по региональным продуктам MODIS для весны и лета, а также исторические тенденции солености для 18- и 32-летних периодов наблюдений *in situ* с 95% доверительными интервалами. Для сравнения на рисунке 7.6.2 показаны графики

average regression, восстановленные по биооптическим параметрам $a_{ph}(678)$, $TChl$, $a_{CDM}(438)$ и $b_{bp}(438)$ с использованием *average regression* (сплошные линии) и *cumulative regression* (пунктирные линии) [Шульга, Суслин, Шукало, 2022].

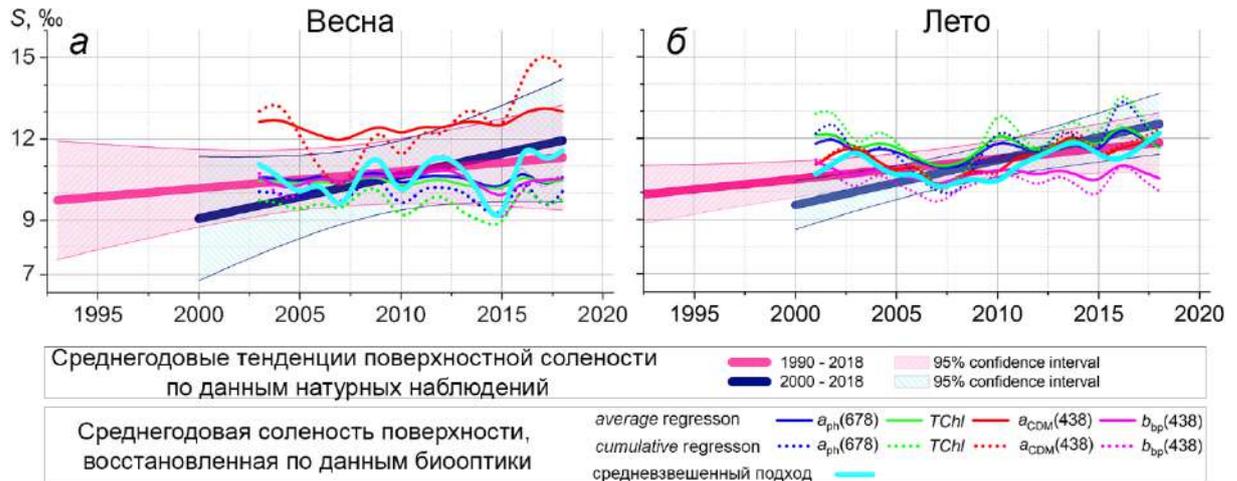


Рисунок 7.6.2 – Весенний (а) и летний (б) среднегодовые тренды поверхностной солености в 1990–2018 гг. (розовая линия) и 2000–2018 гг. (темно-синяя линия) с соответствующими 95% доверительными интервалами. Временные ряды среднегодовых значений SSS, восстановленных по биооптическим параметрам: $a_{ph}(678)$, $TChl$, $a_{CDM}(438)$ и $b_{bp}(438)$. Сплошные линии показывают результаты восстановления по моделям *average regression*, пунктирные линии – результаты по моделям *cumulative regression*. Голубая линия показывает график средневзвешенных значений восстановленной солености

На рисунке 7.6.2 также показаны графики, основанные на средневзвешенных значениях восстановленной солености. Разумной наилучшей оценкой является нахождение средневзвешенного значения всех временных рядов восстановленной солености. Итак, оптимальная средняя соленость для каждого года (W_k , здесь k – количество лет, для которых строятся регрессии) была найдена путем суммирования средневзвешенных значений солености для каждого биооптического параметра и деления этих значений на N (где N – количество биооптических параметров). Средневзвешенная оценка солености W_k описывается следующим образом:

$$W_k = \sum_{i=1}^N SSS_i^k w_i^k / \sum_{i=1}^N w_i^k. \quad (7.6.1)$$

Здесь SSS_i^k – значение солёности, восстановленное по соответствующему биооптическому параметру для k -го года; $w_i^k = SSS_i^k / \sum_{i=1}^N SSS_i^k$ – весовой коэффициент, определяемый для i -го биооптического параметра для каждого k -го года.

Из рисунка 7.6.2 видно, что наблюдаемая солёность поверхности моря демонстрирует среднегодовой тренд с положительным наклоном. Весной она составляет 0,07 для 1990–2018 гг. и 0,16 для 2000–2018 гг. (рисунок 7.6.2, а), летом – 0,09 для 1990–2018 гг. и 0,18 для 2000–2018 гг. (рисунок 7.6.2, б). Видно, что весенне-летние тренды современного периода 2000–2018 гг. имеют более крутой градиент, чем такие же сезонные тренды периода 1990–2018 гг. Анализ трендов показывает, что в современный период мы можем наблюдать достаточно устойчивое осолонение, связанное, в том числе, с уменьшением речного стока за счет забора речной воды для промышленных и бытовых целей. Видно, что в период 2000–2018 гг. 95% доверительные интервалы современных трендов солёности практически полностью перекрывали отклонение средних значений реконструированной солёности от всех биооптических параметров.

Исключением являются результаты восстановления, полученные по показателям $a_{CDM}(438)$ весной и $b_{bp}(438)$ – летом. В этих случаях графики выходят за пределы или присутствуют в доверительной области только одного из трендов. Однако в летние сезоны 2000–2005 гг. лучший результат реконструкции солёности был получен по $b_{bp}(438)$, а средняя солёность, восстановленная по другим параметрам $a_{ph}(678)$, $TChl$ и $a_{CDM}(438)$, находится вне доверительных интервалов обеих тенденций. Также в 2005–2018 гг. лучший результат реконструкции солёности получен по $a_{CDM}(438)$, график средней солёности практически совпадает с недавним трендом 2000–2018 гг. Таким образом, ни один спутниковый региональный биооптический параметр не показал превосходства с точки зрения точности реконструкции солёности. В связи с этим для

реконструкции солёности, наиболее близкой к средним многолетним тенденциям, необходим комплексный анализ результатов, полученных для различных биооптических параметров.

Сравнивая результаты реконструкции солёности с использованием различных подходов к составлению уравнений обобщенной регрессии, отметим, что графики средней солёности, восстановленные путем усреднения коэффициентов регрессии, чаще присутствуют в 95% доверительных интервалах по сравнению с графиками средней солёности, восстановленными по совокупным данным. Таким образом, для восстановления солёности весной целесообразно использовать формулу $y = (-0,287 \pm 0,303)x + (4,710 \pm 3,816)$, а летом $y = (-0,261 \pm 0,071)x + (4,217 \pm 0,548)$. Эти формулы получены для региона AZ2; в двух других регионах их использование не рекомендуется, поскольку эмпирические коэффициенты регионального биооптического алгоритма были адаптированы к данным центральной части Азовского моря.

Также мы сравнили результаты реконструкции SSS из $a_{\text{CDM}}(438)$ с климатологическими полями солёности *in situ* (1913–2018 гг.) на рисунке 7.6.3. Для этого анализа набор среднемесячных данных SSS *in situ* был линейно интерполирован на регулярную сетку. Азовского моря. На рисунке 7.6.3 показано пространственное распределение различий между SSS, восстановленным с помощью регрессионной модели, и данными *in situ*, найденными в совпадающих парах, а именно $\Delta\text{SSS}, \text{‰} (\text{SSS}_{\text{model}} - \text{SSS}_{\text{in situ}})$, также пространственно привязанных к сетке по всему морскому бассейну. Как видно, в целом диапазон отклонений восстановленной SSS от климатологических данных находится в пределах $\pm 3\text{‰}$.

В таблице 7.6.2 показан диапазон среднемесячных многолетних отклонений восстановленной SSS (март – август) по отношению к натурным климатологическим значениям в 2000–2018 гг. для AZ2. Эти статистические данные сравниваются с климатологической изменчивостью, показанной в таблице 7.1.1 ($\sigma = 0,53$) для субрегиона AZ2. Отмечаем хорошее соответствие средних многолетних значений ΔSSS весной с климатологической изменчивостью в этом регионе, которая составляет около 0,53 [Исследование связи ... , 2020].

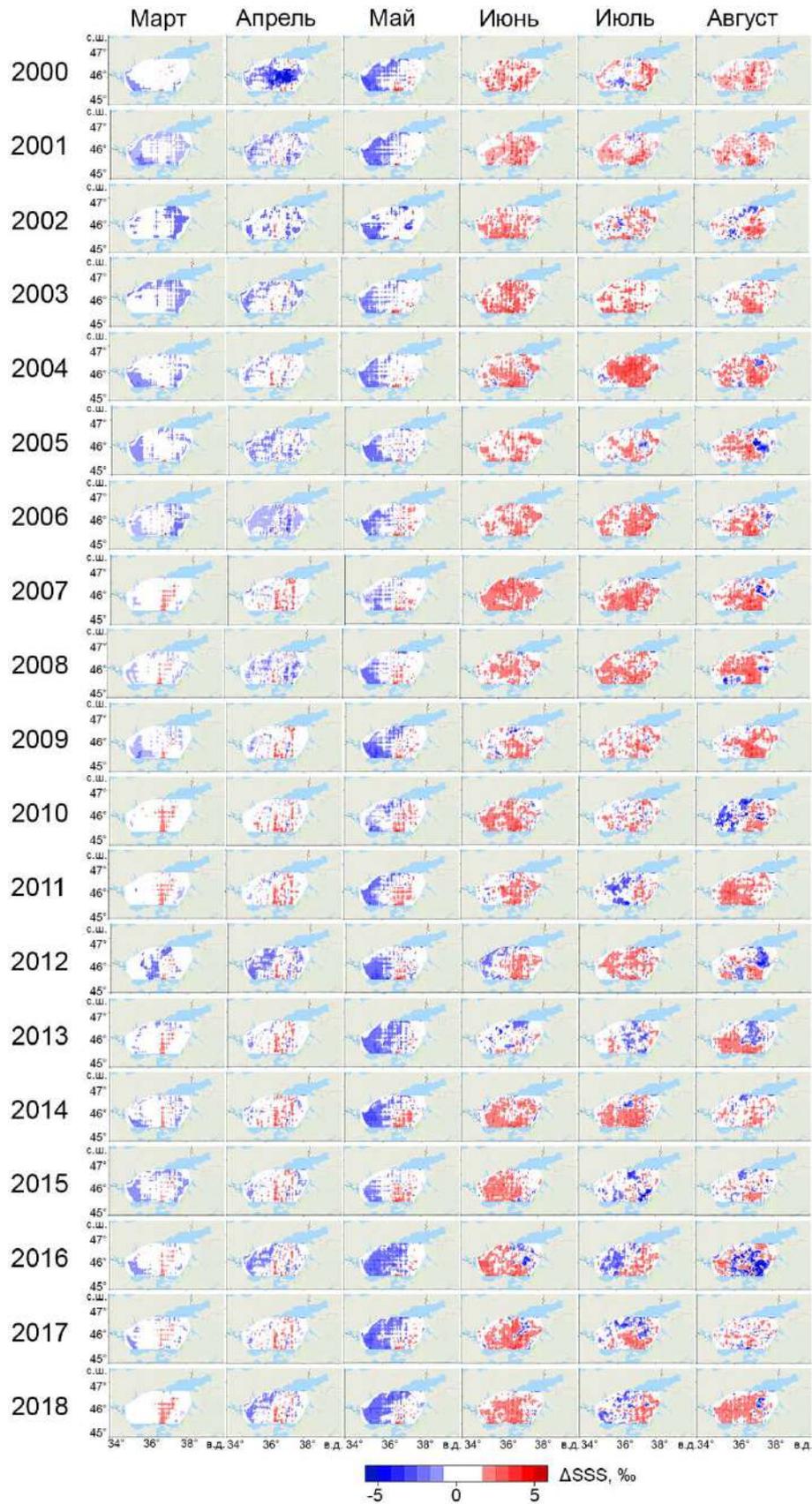


Рисунок 7.6.3 – Карты среднемесячных отклонений ΔSSS (‰) (март – август) восстановленной солености по показателю $a_{CDM}(438)$ (2000–2018 гг.) относительно среднемесячных климатологических значений *in situ* (1913–2018 гг.) [Shulga, Suslin, 2023]

Летом изменчивость несколько больше, чем климатическая, о чем можно судить по более длительному периоду климатологических наблюдений, включающих круглогодичные данные. Тем не менее это является предметом исследования с целью корректировки коэффициентов летних регрессий.

Таблица 7.6.2 – Диапазон многолетних (2000–2018 гг.) среднемесячных отклонений ΔSSS (‰) солености, восстановленной по показателю $a_{CDM}(438)$ по отношению к среднемесячной солености, наблюдаемой *in situ* (1913–2018 гг.) для субрегиона AZ2.

ΔSSS , ‰	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Март– Август
ΔSSS_{\min}	–3,7	–3,9	–3,5	–2,3	–1,9	–1,8	–3,9
ΔSSS_{\max}	1,7	2,0	1,5	2,8	2,0	1,9	2,8
$\Delta SSS_{\text{avg}} \pm \sigma$	0,51±0,25	0,86±0,61	0,94±0,54	1,12±0,66	1,33±0,41	1,24±0,42	1,11±0,61

В 2000–2018 гг. реконструированные морские воды были преснее климатических в весенние сезоны, а в летние сезоны были более солеными, чем данные климатологии (рисунок 7.6.3). На рисунке хорошо видно, что в мае исследуемого периода происходит разделение акватории моря на зоны опреснения и засоления относительно климатологии по натурным данным. Это связано со структурой поверхностных течений в Азовском море, формирующихся при устойчивых меридиональных ветрах. Они имеют форму диполя, представляющего собой ассоциацию циклона и антициклона, центры которых смещены в западную и восточную части моря. В период с 2010 по 2018 г. в центральной части Азовского моря преимущественно происходило распреснение SSS весной и летом, за исключением нескольких случаев легкого засоления в мае. Это хорошо согласуется с ходом нормализованных аномалий SSS *in situ* в этот период (рисунок 7.1.2). Кроме того, анализ среднемесячных отклонений солености, представленный на рисунке 7.6.3, показывает разделение периода исследований 2000–2018 гг. на отдельные годы осолонения/опреснения. Например, выделяется период

с 2010 по 2018 г., когда в центральной части Азовского моря весной и летом наблюдается распреснение, за исключением случаев незначительного засоления в мае. Это хорошо согласуется с ходом нормированных аномалий поверхностной солености по натурным данным в этот период [Dashkevich, Kulygin, Berdnikov, 2017; Shul'ga, Shukalo, Suslin, 2020].

Производительность модельных прогонов оценивается путем анализа статистических различий между *in situ* (I_i) и модельными (M_i) среднемесячными значениями солености, определяемых величинами стандартных ошибок:

$$\text{Mean error (ME)} = \overline{M_i - I_i}, \quad (7.6.2)$$

$$\text{Root Mean Square Error (RMSE)} = \sqrt{\overline{(M_i - I_i)^2}}, \quad (7.6.3)$$

$$\text{Mean Absolute Error (MAE)} = \overline{|M_i - I_i|}, \quad (7.6.4)$$

$$\text{Relative Error (RE)} = \overline{|M_i - I_i| / I_i}, \quad (7.6.5)$$

$$\text{Correlation Coefficient (Corr)} = (\overline{M_i \cdot I_i} - \bar{M} \cdot \bar{I}) / \sqrt{\overline{M_i^2} - \bar{M}^2} \cdot \sqrt{\overline{I_i^2} - \bar{I}^2}, \quad (7.6.6)$$

$$\text{Scatter Index (SI)} = \sqrt{[\overline{(M_i - \bar{M}) - (I_i - \bar{I})}]^2 / \bar{I}}, \quad (7.6.7)$$

здесь i – количество синхронизированных пар данных *in situ* и восстановленных значений солености.

Результат сравнения среднемесячных значений восстановленной солености по параметру $a_{CDM}(438)$, полученной в прогонах Run A (*average regression*) и Run B (*cumulative regression*), с наблюдаемыми *in situ* показан на графиках статистики ошибок (7.6.2) – (7.6.7) (рисунок 7.6.4). Видно, что для прогонов А и В с марта по август 1913–2018 гг. наблюдается заметная разница статистических параметров между весенним и летним сезонами. Это объясняется сезонным изменением

солености поверхности моря и большим количеством наблюдений в летний период. Для Run A наблюдается тенденция MAE, RMSE и RE с максимальным значением в мае и минимальным значением в августе. Однако с апреля по август коэффициент корреляции Run A лучше по сравнению с Run B, а индекс разброса (SI) для Run B с мая по июнь выше по сравнению с Run A. Таким образом, по основным показателям результаты восстановления солености моделью *average regression* согласуются с данными *in situ* лучше, чем при использовании *cumulative regression*.

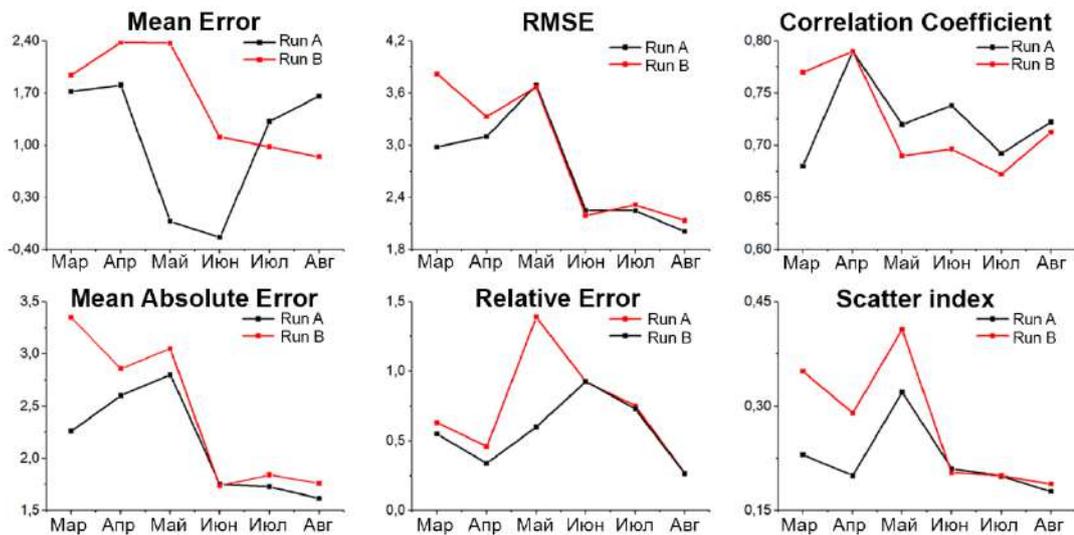


Рисунок 7.6.4 – Графики статистики ошибок среднемесячных значений солености, восстановленной по показателю $a_{CDM}(438)$, по отношению к наблюдаемым *in situ* с марта по август 2000–2018 гг. [Shulga, Suslin, 2023]

Выполнена оценка наиболее эффективного биооптического параметра с точки зрения наилучшей корреляции восстановленных значений солености с данными *in situ*. Для достижения этой цели мы запускаем обе модельные регрессии для восстановления солености по показателям поглощения света фитопланктоном $a_{ph}(678)$ и обратного рассеяния $b_{bp}(438)$ с марта по август в 2000–2018 гг. Прогонь по $a_{ph}(678)$ с использованием *average regression* обозначены Run C, а *cumulative regression* – Run D. Аналогично прогонь по $b_{bp}(438)$

обозначены как Run E и Run F. Графики статистики ошибок всех прогонов показаны на рисунке 7.6.5, здесь для сравнения также приведены статистики Run A (черная линия) и Run B (красная линия), ранее данные на рисунке 7.6.4. Видно, что коэффициент корреляции между среднемесячными значениями модельной и *in situ* соленостью намного выше при использовании показателя $a_{CDM}(438)$ по сравнению с результатами использования $a_{ph}(678)$ и $b_{bp}(438)$. Линии других статистик также указывают на эффективность использования параметра $a_{CDM}(438)$ при восстановлении солености.

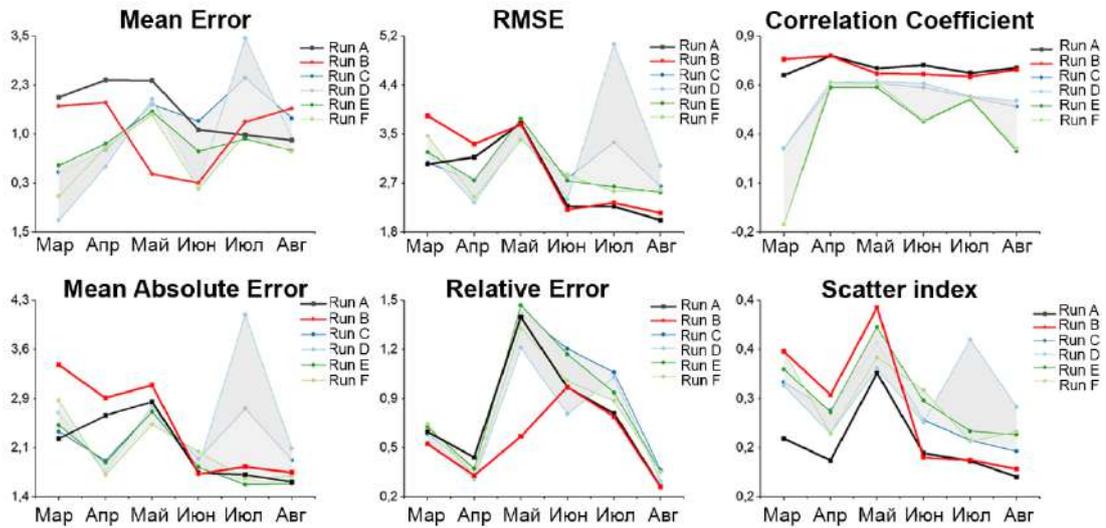


Рисунок 7.6.5 – Графики статистики ошибок среднемесячных значений солености, восстановленной по показателям $a_{CDM}(438)$, $a_{ph}(678)$ и $b_{bp}(438)$, по отношению к наблюдаемым *in situ* с марта по август 2000–2018 гг. [Shulga, Suslin, 2023]

Полученный вывод подтверждается картами пространственного распределения отклонений среднемесячных значений восстановленной солености относительно наблюдаемой *in situ* ($\Delta SSS = SSS_{model} - SSS_{in situ}$, ‰) в весенний и летний сезоны 2000–2018 гг., представленными на рисунке 7.6.3. Как видно, в весенние сезоны восстановленная соленость морских вод была ниже, а в летние сезоны – выше, чем по данным климатологии.

7.7. Выводы к разделу 7

В разделе 7 выполнен анализ климатических трендов термохалинной структуры Азовского моря по данным наблюдений *in situ* за 1913–2018 гг. Получены выводы о многолетних средних климатических значениях температуры и солености, построены климатические тренды, выделены периоды осолонения/опреснения моря. Предложен метод восстановления солености Азовского моря на основе использования обобщенных эмпирических (регрессионных) уравнений, связывающих натурные данные с региональными спутниковыми продуктами. Приведены примеры пространственных карт реконструированной солености Азовского моря. Результат анализа различных подходов к получению обобщенных эмпирических (регрессионных) уравнений показал возможность использования единого общего уравнения, построенного путем осреднения регрессий для весеннего и летнего сезонов. Результат сравнения восстановленных значений средней солености показал хорошее согласие с наблюдаемыми тенденциями солености. Установлено, что графики средних значений восстановленной солености находятся в 95% доверительных интервалах долгосрочных и краткосрочных трендов (1990–2018 и 2000–2018 гг.). Отмечено, что графики средней солености, восстановленные путем усреднения коэффициентов регрессии, практически не выходят за указанные 95% доверительные интервалы по сравнению с графиками солености, восстановленными по кумулятивной регрессии. Наши результаты показали, что средние значения восстановленной поверхностной солености в центральной части Азовского моря достоверны и согласуются с натурными данными с использованием средней регрессии по сравнению с результатами, полученными с использованием кумулятивной регрессии. Кроме того, значения солености, восстановленные по $a_{\text{CDM}}(438)$, наиболее реалистично отражают ее изменения в наблюдаемом диапазоне солености (1–18‰). Сравнение результатов восстановления поверхностной солености по $a_{\text{CDM}}(438)$ с климатологическими полями солености *in situ* (1913–2018 гг.) показало их достаточно хорошее пространственное согласие.

Кроме того, отклонение восстановленных полей солености относительно климатологических согласуется со структурой стационарных течений Азовского моря. Для более точной реконструкции солености, близкой к средним многолетним тенденциям, необходим комплексный анализ полученных результатов по различным биооптическим параметрам.

Предложенный метод восстановления солености, основанный на использовании климатических и спутниковых данных, позволяет в дальнейшем использовать только спутниковые изображения для оценки солености воды Азовского моря. Главным образом, это касается тех участков водоема и того времени, когда полевые исследования на Азове не проводились.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сформулируем основные результаты, полученные в диссертации:

1. В рамках трехмерной гидродинамической модели установлены физические закономерности генерации поверхностных и глубинных течений в природном морском бассейне и их влияние на сгонно-нагонные процессы и эволюцию пассивной примеси, вызванные действием атмосферных возмущений, полученных при их теоретическом воспроизведении и с использованием региональной прогностической модели. Выполнена модификация трехмерной гидродинамической модели РОМ, позволяющая исследовать влияние различных сценариев региональных метеорологических явлений для получения выводов об экстремальных характеристиках течений и уровня Азовского моря, возникающих при наличии стационарных и нестационарных движений. Проведено тестирование модифицированной модели на ряде примеров, для которых известны аналитические решения или данные прямых измерений.

2. Структура поверхностных течений, вызываемых действием однородного по пространству и времени зонального ветра, проявляется в виде неустойчивого вдольберегового течения в северной части Азовского моря и Таганрогском заливе, представляющего антициклонические круговороты суббассейнового масштаба, и срединного бассейнового антициклонического течения, смещенного к восточной части моря. Структура поверхностных течений при меридиональных ветрах имеет вид диполя, представляющего собой ассоциацию циклона и антициклона. Между ними располагается узкая полоса пограничного течения, ориентированная противоположно действующему ветру. Особенностью установившихся движений в Азовском море является существование компенсационных противотечений в нижних слоях. Время формирования противотечений, возникающих под действием постоянного ветра с различной (от 5 до 15 м/с) скоростью, составляет от 10 до 12 ч. В придонном слое моря течения имеют однонаправленный характер, отклоняясь на 135° от направления действующего ветра. Под действием квазипостоянного ветра происходит разделение акватории моря на зоны повышений и понижений уровня, при этом – отмечается повышение уровня

у наветренных берегов и сгон у подветренных. Кривая нулевых амплитуд ориентирована перпендикулярно направлению действующего ветра и пересекает центральную часть моря в зональном и меридиональном направлениях. Наиболее сильному влиянию сгонно-нагонных процессов подвержен Таганрогский залив, расположенный в северо-восточной части Азовского моря. Характерной особенностью временного хода уровня на береговых станциях при постоянном действии ветра является достижение его экстремальных значений через 15 ч после начала действия ветра. Показано, что действие ветра в три раза большей скорости (5 и 15 м/с) приводит к увеличению максимальных нагонов в заливе на 1,2 м и 6-кратному увеличению скоростей установившихся течений. Выявлены районы, подверженные опасности затоплений/осушений при сгонно-нагонных ветрах, – Мысовое, Темрюк, Геническ и Таганрог.

3. Важную роль в формировании экстремальных течений и амплитуд уровня моря имеют сейшеобразные колебания, регулярно возникающие в бассейне Азовского моря, приводящие к усилению эффектов, возникающих при штормовых сгонах и нагонах. Максимальные значения размахов сейшеобразных колебаний в прибрежной зоне Азовского моря и штормовых сгонов и нагонов сопоставимы, при этом амплитуды свободных колебаний в открытой части моря составляют 50–89% от их значений в его прибрежной зоне. Численно подтверждена гипотеза о роли резонансного механизма в возникновении экстремальных амплитуд сейшевых колебаний. Установлено, что возмущения, движущиеся со скоростью, близкой к скорости свободной длинной волны, вызывают генерацию колебаний уровня с большими амплитудами, чем при том же ветре и постоянном атмосферном давлении. Их наибольшие значения достигаются при скорости перемещения границы барических возмущений 9,4 м/с, соответствующей глубине моря 9 м. Собственные колебания уровня с периодами 27,3 и 23,1 ч имеют по одной амфидромической системе, центры которых смещены к северному побережью относительно центральной части Азовского моря. Главные пучности у этих колебаний расположены на востоке Таганрогского залива и в Ясенском заливе,

а менее выраженные – на западе моря. Вращение максимумов уровня вокруг амфидромического центра происходит против часовой стрелки.

4. Нестационарные атмосферные возмущения нарушают характер фоновой стационарной циркуляции. Действие вихревого атмосферного образования нарушает картину распределения стационарных сгонов и нагонов, а также областей затоплений/осушений. Установлено, что циклон, движущийся на запад, вызывает течения с бóльшими значениями максимальной скорости, чем циклоны других направлений. Показано, что циклон с кратно бóльшим основанием (например, южный циклон) приводит к появлению сгонов и нагонов с бóльшими амплитудами. Так, циклон, имеющий в 2 раза бóльшее основание, обуславливает рост значений сгонов и нагонов в 2,3 раза, а имеющий в 4 раза бóльшее основание – в 3 раза. Также увеличение размеров действующих атмосферных образований приводит к уменьшению времени, в течение которого происходит формирование экстремальных значений уровня. Вихревые атмосферные возмущения зональных направлений (например, западный циклон) не приводят к заметному изменению величин сгонов и нагонов по сравнению с действием циклонов, передвигающихся в меридиональном направлении (например, южный циклон).

5. Исследовано влияние поступления морской воды через Керченский пролив на экстремальные отклонения уровня и скорость течений в Азовском море, вызываемые действием полей квазипостоянного ветра. Установлено, что южный ветер при учете водообмена через пролив вызывает течения, максимальные скорости которых на 30% превышают скорости установившихся движений, вызванных западным и северным ветром. Учет водообмена через пролив приводит к существенно бóльшим значениям скорости установившихся течений только при скоростях ветра 10 и 15 м/с (возрастают до 53% по сравнению с действием ветра того же направления со скоростью 5 м/с). Получены выводы об опасности поступления морской воды через Керченский пролив под действием перемещающихся антициклонов. Перемещение антициклонов над Восточной Европой с северных румбов, проходящих по акватории Азовского моря, способно

приводить к увеличению поверхностной скорости азовского течения до максимального значения 0,54 м/с, а уровня моря – до 52 см.

6. Трансформация загрязняющих субстанций обусловлена величиной и направлением ветровых течений. Время полного рассеяния примеси увеличивается с глубиной и под действием ветра бóльшей скорости. Проникновение субстанций, поступивших в поверхностный слой моря, на глубину $z = -H/2$ происходит через 4 ч, в придонный слой через 16 ч. Действие циклонических образований приводит к дроблению области, содержащей субстанции, на ряд фрагментов, распространению их от места поступления и, следовательно, к увеличению площади объема загрязнения по сравнению со случаем действия квазипостоянного ветра. Прохождение циклонических возмущений приводит к более чем 7-кратному увеличению размеров области, занятой субстанцией, и 11-кратному увеличению времени рассеивания по сравнению с ее распространением в поле стационарных течений.

7. Результаты численного моделирования экстремальных штормов во время экстремальных приазовских явлений 2013 и 2014 гг. подтвердили наблюдаемые максимальные значения сгонов и нагонов, протяженность области затопления. Наибольшие нагоны имели место в Таганроге (2,14 и 2,94 м). Как следствие, в этом районе возникали обширные области затоплений, распространяющиеся на 360 м от уреза воды по данным наблюдений и 336,9 м по данным моделирования. Максимальные по величине сгоны по расчетным данным наблюдались в Геническе и Мысовом (1,07 и 1,23 м).

8. Предложены новые процедуры усвоения биооптических индексов в трехмерную гидродинамическую модель, позволяющие использовать результаты моделирования для восстановления потерь спутниковой информации (в первую очередь из-за облачности), необходимые для мониторинга содержания субстанций в Азовском море. Предложенные процедуры позволили получить непрерывную информацию о содержании взвешенных веществ в морской среде и оценить их наибольшее и общее содержание в поверхностном и глубинных слоях Азовского моря за 2013–2014 гг.

9. Выполнен анализ климатических трендов термохалинной структуры Азовского моря по данным наблюдений *in situ* за 1913–2018 гг. Сделаны выводы о многолетних средних климатических значениях температуры и солености, построены климатические тренды, выделены периоды осолонения/опреснения моря.

10. Получены коэффициенты сезонных регрессий по четырем биооптическим параметрам для восстановления солености Азовского моря. Предложенный метод позволяет удешевить работы по оценке солености прямыми способами, восполнить пробелы в гидрохимическом исследовании моря. Систематизированная информация о температуре, солености морской воды по *in situ* наблюдениям явилась основой создания базы данных «Термохалинный электронный атлас Азовского моря». Дополнением базы данных наблюдений являются смоделированные данные о солености, полученные с использованием предложенных сезонных регрессионных моделей, а также информация об основных биооптических показателях в Азовском море за 2000–2019 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абузьяров, З. К. Морское волнение и его прогнозирование / З. К. Абузьяров. – Л. : Гидрометеиздат, 1981. – 166 с.
2. Авербух, Е. Л. Режимы динамики загрязнений и примесей в поле топографических захваченных волн / Е. Л. Авербух, Д. Ю. Тюгин, А. А. Куркин, О. Е. Куркина // Вестник Московского государственного областного университета. Серия: Естественные науки. – 2011. – № 5. – С. 27–38.
3. Аксенов, А. А. Морфология и динамика северного берега Азовского моря / А. А. Аксенов // Труды ГОИН. – М. : Гидрометеиздат, 1955. – Вып. 29(41). – С. 107–143.
4. Альтман, Э. Н. Особенности горизонтальной турбулентности в мелководном проливе / Э. Н. Альтман, Б. Л. Лагутин, Д. М. Толмазин // Сборник работ Бассейновой гидрометобсерватории Черного и Азовского морей. – Л. : Гидрометеиздат, 1966. – Вып. 4. – С. 75–87.
5. Альтман, Э. Н. Структура течений Керченского пролива / Э. Н. Альтман // Труды ГОИН. – Л. : Гидрометеиздат, 1975. – Вып. 125. – С. 3–16.
6. Альтман, Э. Н. К вопросу об изменчивости расходов воды в Керченском проливе по натурным наблюдениям / Э. Н. Альтман // Труды ГОИН. – М. : Гидрометеиздат, 1976. – Вып. 132. – С. 17–28.
7. Альтман, Э. Н. Динамика вод Керченского пролива / Э. Н. Альтман // Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 4: Черное море. Вып. 1: Гидрометеорологические условия. – Л. : Гидрометеиздат, 1991. – С. 291–328. – URL: <http://www.geokniga.org/books/10858> (дата обращения: 10.01.2019).
8. Аппелль, П. Фигуры равновесия вращающейся однородной жидкости / П. Аппелль. – Л.-М. : ОНТИ, 1936. – 375 с.
9. Атлас волнения, течений и уровня Азовского моря / [В. В. Фомин [и др.] ; под ред. В. В. Фомина. – Киев : Феникс, 2012. – 240 с.
10. Атлас льдов Черного и Азовского морей [Карты] / Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет), Федеральное гос. бюджетное учреждение «Гос. океанографический ин-т им. Н. Н. Зубова», Севастопольское отд-ние ; [сост.]: Н. Н. Дьяков [и др.]. – Севастополь : Гос. океанографический ин-т им. Н. Н. Зубова, 2015. – 1 атл. (219 с.).
11. Белов, В. П. Основные черты динамики вод Азовского моря и Керченского пролива / В. П. Белов, Ю. Г. Филиппов // Труды ГОИН. – М. : Гидрометеиздат, 1978. – Вып. 139. – С. 11–20.
12. Белов, В. П. Динамика и вертикальная структура течений Азовского моря / В. П. Белов, Ю. Г. Филиппов // Труды ГОИН. – М. : Гидрометеиздат, 1980. – Вып. 159. – С. 127–134.
13. Бронфман, А. М. Некоторые черты циркуляции на устьевом взморье Дона при сгонах / А. М. Бронфман // Труды ГОИН. – М. : Гидрометеиздат, 1964. – Вып 78.

14. Букатов, А. Е. Численное моделирование динамики Азовского моря при сгонно-нагонных явлениях / А. Е. Букатов, Д. Д. Завьялов, Т. А. Соломаха // Метрология и гидрология. – 2006. – № 6. – С. 69–75.
15. Буфетова, М. В. Загрязнение вод Азовского моря тяжелыми металлами / М. В. Буфетова // Юг России: экология, развитие. – 2015. – Т. 10, № 3. – С. 112–120. – <https://doi.org/10.18470/1992-1098-2015-3-112-120>.
16. Быков, Ф. Л. Объективный анализ трехмерной структуры атмосферных фронтов / Ф. Л. Быков, В. А. Гордин // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2012. – Т. 48, № 2. – С. 172–188.
17. Влияние Керченского пролива на сгонно-нагонные явления и течения в Азовском море, вызываемые циклоническими возмущениями / В. А. Иванов, В. В. Фомин, Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга // Морской гидрофизический журнал. – 2009. – № 4. – С. 3–18.
18. Внутривековые флуктуации климата Азовского моря (по термохалинным данным за 120 лет) / Г. Г. Матишов [и др.] // Доклады Академии наук. – 2008. – Т. 422, № 1. – С. 106–109.
19. Вольцингер, Н. Е. Основные океанологические задачи теории мелкой воды / Н. Е. Вольцингер, Р. В. Пяковский. – Л. : Гидрометеиздат, 1968. – 300 с.
20. Вольцингер, Н. Е. Длинные волны на мелкой воде / Н. Е. Вольцингер. – Л. : Гидрометеиздат, 1985. – 160 с.
21. Вольцингер, Н. Е. Длинноволновая динамика прибрежной зоны / Н. Е. Вольцингер, К. А. Клеванный, Е. Н. Пелиновский. – Л. : Гидрометеиздат, 1989. – 271 с.
22. Врангель, Ф. Ф. О физических исследованиях в Черном и Азовском морях / Ф. Ф. Врангель. – СПб. : Б. и., 1875. – Мор. сб. № 12. – С. 9–29.
23. Геология шельфа УССР : Керч. пролив / Е. Ф. Шнюков [и др.] ; Отв. ред. Д. Е. Макаренко. – Киев : Наук. думка, 1981. – 158 с.
24. Герман, В. Х. Спектральный анализ колебаний уровня Азовского, Черного и Каспийского морей в диапазоне частот от одного цикла за несколько часов до одного цикла за несколько суток / В. Х. Герман // Труды ГОИН. – М. : Гидрометеиздат, 1970. – Вып. 103. – С. 52–73.
25. Герман, В. Х. Исследование и расчет вероятностных характеристик экстремальных уровней моря / В. Х. Герман ; Под ред. Б. Х. Глуховского. // Труды ГОИН. – М. : Гидрометеиздат, 1971. – Вып. 107. – 148 с.
26. Гидродинамика береговой зоны и эстуариев / Пер. с англ. А. В. Некрасова. – Л. : Гидрометеиздат, 1970. – 392 с.
27. Гидрология дельты и устьевого взморья Кубани / [Д. В. Магрицкий и др.] ; под ред. В. Н. Михайлова, Д. В. Магрицкого, А. А. Иванова. – М. : ГЕОС, 2010. – 728 с.
28. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Том III: Азовское море. – Л. : Гидрометеиздат, 1986. – С. 218.
29. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 1: Азовское море / Ю. П. Ильин [и др.] ; МЧС и НАН Украины, Морское отделение Украинского

- научно-исследовательского гидрометеорологического института. – Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. – 400 с.
30. Гидрометеорологический справочник Азовского моря / Глав. упр. гидрометеорол. службы при Совете Министров СССР. Упр. гидрометеорол. службы УССР. Гидрометеорол. обсерватория Черного и Азовского морей ; Под ред. А. А. Аксенова. – Л. : Гидрометеиздат, 1962. – С. 247.
 31. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. V: Азовское море / [Н. П. Гоптарев и др.]; Под ред. Н. П. Гоптарева и др. – СПб. : Гидрометеиздат, 1991. – С. 234. – (Проект «Моря СССР»).
 32. Гилл А. Динамика атмосферы и океана в 2 т. / Гилл А.; пер. с англ. В. Э. Рябинина, А. Н. Филатова; под ред. Г. П. Курбаткина. М. : Мир, 1986.
 33. Гольдштейн, Р. В. Механика сплошных сред. Часть 1. Основы и классические модели жидкостей / Р. В. Гольдштейн, В. А. Городцов. – М. : Наука; Физматлит, 2000. – 255 с.
 34. Григоркина, Р. Г. Воздействие тайфунов на океан / Р. Г. Григоркина, В. Р. Фукс. – Л. : Гидрометеиздат, 1986. – 242 с.
 35. Гришин, Г. А. Об эволюции южных циклонов, выходящих на Черное море и территорию Украины, по данным спутниковых и наземных наблюдений / Г. А. Гришин [и др.] // Исследование земли из космоса. – 1991. – № 3. – С. 89–94.
 36. Гулев, С. К. Синоптическое взаимодействие океана и атмосферы в средних широтах / С. К. Гулев, А. В. Колинко, С. С. Лаппо. – СПб. : Гидрометеиздат, 1994. – 320 с.
 37. Исследования о состоянии рыболовства в России. – СПб. : изданы Министерством государственных имуществ, 1860–1876 (в Типографии В. Безобразова и комп.), 1871. – Т. 8: Описание рыболовства на Черном и Азовских морях / сост. начальником Экспедиции [для исследования рыбных промыслов на Азовском и Черном морях], инспектором сельского хозяйства Н. Я. Данилевским. – 316 с.
 38. Дацюк, В. Н. Моделирование экстремального наводнения в дельте Дона на многопроцессорных вычислительных системах / В. Н. Дацюк [и др.] // Вестник Южно-Уральского государственного университета. Серия: Вычислительная математика и информатика. – 2014. – Т. 3, вып. 1. – С. 80–88.
 39. Дашкевич, Л. В. Математическое моделирование температурного режима и тепловой баланс Азовского моря / Л. В. Дашкевич, С. В. Бердников // Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества. – 2008. – № 4. – С. 5–18.
 40. Демышев, С. Г. Численное моделирование сезонной изменчивости гидрофизических полей Черного моря / С. Г. Демышев, В. В. Кныш, Г. К. Коротаев // Морской гидрофизический журнал. – 2002. – № 3. – С. 12–27.
 41. Демышев, С. Г. Анализ влияния постоянного ветра на скорость течений и сейшевые колебания уровня Азовского моря / С. Г. Демышев, Л. В. Черкесов,

- Т. Я. Шульга // Метеорология и гидрология. – 2017. – № 6. – С. 46–54. – DOI:10.3103/S1068373917060048
42. Диденкулова, И. И. Накат одиночных волн различной формы на берег / И. И. Диденкулова, А. А. Куркин, Е. Н. Пелиновский // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2007. – Т. 43. № 3. – С. 419–425.
43. Доценко, С. Ф. Природные катастрофы Азово-Черноморского региона / С. Ф. Доценко, В. А. Иванов. – Севастополь : ЭКОСИ Гидрофизика, 2010. – 174 с.
44. Дроздов, В. В. Особенности многолетней динамики экосистемы Азовского моря под влиянием климатических и антропогенных факторов / В. В. Дроздов // Ученые записки РГГМУ. – 2010. – № 15. – С. 155–176.
45. Дубинин, М. Источники метеорологических данных на территорию РФ по станциям [Электронный ресурс] / М. Дубинин, И. Поспелов. – 03.12.2018 г. – URL: <http://gis-lab.info/qa/meteo-station-sources.html> (дата обращения: 05.01.2019).
46. Дьяков, Н. Н. Синоптические условия возникновения аномальных колебаний уровня Азовского моря / Н. Н. Дьяков, В. В. Фомин // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2002. – Вип. 250. – 10 с. – URL: http://uhmi.org.ua/pub/np/250/28_Djakov.pdf (дата обращения: 09.01.2019).
47. Еремеев, В. Н. Моделирование длинных волн в Азовском море, вызываемых прохождением циклонов / В. Н. Еремеев [и др.] // Океанология. – 2000. – Т. 40, № 5. – С. 658–665.
48. Ефимов, В. В. Численное моделирование влияния температурных контрастов суша – море на атмосферную циркуляцию в Черноморском регионе / В. В. Ефимов, А. Е. Анисимов // Морской гидрофизический журнал. – 2011. – № 4. – С. 3–12.
49. Закономерности экосистемных процессов в Азовском море / Г. Г. Матишов [и др.]. – М. : Наука, 2006. – 304 с.
50. Залесный, В. Б. Численная модель гидродинамики Черного и Азовского морей с вариационной инициализацией температуры и солености / В. Б. Залесный, А. В. Гусев, С. Н. Мошонкин // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2013. – Т. 49, № 6. – С. 699–716. – DOI:10.7868/S000235151306014X.
51. Захарчук, Е. А. О пространственно-временной структуре и механизмах формирования невских наводнений / Е. А. Захарчук, Н. А. Тихонова // Метеорология и гидрология. – 2011. – № 8. – С. 54–64.
52. Захарчук, Е. А. О пространственной структуре и распространении волн невских наводнений / Е. А. Захарчук, В. Н. Сухачёв, Н. А. Тихонова // Метеорология и гидрология. – 2020. – № 4. – С. 42–53.
53. Иванов, В. А. Мониторинг экосистемы шельфовой зоны на примере Черного моря (Стратегия и тактика реализации программы исследования экосистемы Черного моря) / В. А. Иванов. – Севастополь : Изд-е ЧФ МГУ, 2002. – 151 с.

54. Иванов, В. А. Влияние циклонов на изменение уровенной поверхности Азовского и Черного морей / В. А. Иванов, А. В. Коновалов, Л. В. Черкесов // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 4. – С. 73–80.
55. Иванов, В. А. Исследование влияния ветрового воздействия на течения и распространение примеси в Азовском море / В. А. Иванов, В. В. Фомин, Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – № 3. – С. 15–28.
56. Иванов, В. А. Учет влияния водообмена через Керченский пролив на стгонно-нагонные процессы и течения в Азовском море / В. А. Иванов, Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – № 4. – С. 3–14.
57. Иванов, В. А. Экстремальные отклонения уровня и скорости течений, вызываемые постоянным ветром в Азовском море / В. А. Иванов, Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга // Морской гидрофизический журнал. – 2011. – № 2. – С. 24–32.
58. Иванов, В. А. Компьютерное моделирование динамических процессов в Азовском море / В. А. Иванов, Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2011. – Вып. 25, т. 2. – С. 294–304.
59. Иванов, В. А. Атлас стгонно-нагонных процессов, волн и течений, вызываемых действием атмосферных возмущений в Азовском море / В. А. Иванов, Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга. – Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012. – 96 с.
60. Иванов, В. А. Исследование влияния переменного по пространству и времени ветра на течения, стгонно-нагонные процессы и распространение примеси в Азовском море / В. А. Иванов, Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга // Метеорология и гидрология. – 2012. – № 8. – С. 69–78.
61. Иванов, В. А. Динамические процессы и их влияние на трансформацию пассивной примеси в Азовском море / В. А. Иванов, Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга // Океанология. – 2014. – Т. 54, № 4. – С. 464–472. – DOI:10.7868/S0030157414030022.
62. Иванов, В. А. Численный анализ течений, стгонно-нагонных процессов, и эволюции загрязняющих веществ, вызванных действием нестационарного ветра в Азовском море / В. А. Иванов, Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2014. – Вып. 28. – С. 375–386.
63. Иванов, В. А. Изучение методом математического моделирования пространственной структуры свободных колебаний в Азовском море / В. А. Иванов, Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2014. – Вып. 28. – С. 453–461.
64. Иванов, В. А. Численный анализ воздействия динамических процессов на эволюцию загрязнений в Азовском море / В. А. Иванов, Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга // Морской гидрофизический журнал. – 2014. – № 4. – С. 3–13.

65. Иванов, В. А. Исследование свободных колебаний уровня Азовского моря, возникающих после прекращения длительного действия ветра / В. А. Иванов, Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга // Морской гидрофизический журнал. – 2015. – № 2. – С. 15–25. – DOI:10.22449/0233-7584-2015-2-15-25
66. Иванов, В. А. Исследование влияния стационарных течений на динамические процессы и эволюцию примеси в Азовском море, вызванные действием ветра / В. А. Иванов, Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга // Морской гидрофизический журнал. – 2013. – № 3. – С. 13–24.
67. Иванов, В. А. Численный анализ влияния параметров перемещающихся атмосферных фронтов на течения, свободные и вынужденные колебания уровня Азовского моря / В. А. Иванов, Т. Я. Шульга // Прикладная механика и техническая физика. – 2018. – Т. 59, № 5 (351). – С. 166–177. – DOI:10.15372/PMTF20180519.
68. Иванов, В. А. Численный анализ сгонно-нагонных процессов, течений и распространения загрязнений в Азовском море / В. А. Иванов, Т. Я. Шульга // Доклады Академии наук. – 2018. – Т. 479, № 6. – С. 692–696. – DOI:10.1134/S1028334X18040256.
69. Иванов, В. А. Влияние атмосферных фронтов на свободные и вынужденные колебания уровня Азовского моря / В. А. Иванов, Т. Я. Шульга // Доклады Академии наук. – 2019. – Т. 486, № 6. – С. 737–741. – DOI:10.31857/S0869-56524866737-741.
70. Инжебейкин, Ю. И. Особенности формирования кратковременных наводнений и экстремальных течений в Азовском море / Ю. И. Инжебейкин // Труды Государственного океанографического института. – М. : ГОИН, 2011. – Вып. 213. – С. 91–102.
71. Инжебейкин, Ю. И. Морская программа ЮНЦ РАН и некоторые научные результаты экспедиционных исследований (субинерционные процессы на северо-восточном шельфе Черного моря) / Ю. И. Инжебейкин, Д. Г. Матишов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012. – Т. 26, вып. 2. – С. 380–392.
72. Исследование влияния циклонических возмущений на динамические процессы и эволюцию примеси в Азовском море при наличии стационарных течений / В. А. Иванов, В. В. Фомин, Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга // Морской гидрофизический журнал. – 2009. – № 2. – С. 12–25.
73. Каменкович, В. М. Основы динамики океана. Л., 1973.
74. Каракаш, А. Метод предсказаний краткосрочных изменений уровня на внутренних морях СССР (Каспийское, Черное, Азовское) / А. Каракаш // Метеорология и гидрология. – 1939. – № 3. – С. 78–82.
75. Климова, Е. Г. Численные эксперименты по усвоению метеорологических данных с помощью субоптимального фильтра Калмана / Е. Г. Климова // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 10. – С. 54–67.
76. Книпович, Н. М. Работа Азовской научно-промысловой экспедиции в 1922–1924 гг. (предварительный отчет) / Н. М. Книпович // Тр. Азово-

- Черноморской научно-промысловой экспедиции / Под ред. Н. М. Книповича. – Керчь, 1926. – Вып. 1. – С. 4–51.
77. Книпович, Н. М. Гидрологический справочник морей СССР / Н. М. Книпович, Г. Р. Брегман // Глав. упр. гидромет. службы СССР при СНК Союза ССР. Гос. гидрологический ин-т. Ленинград. – М. : Гидрометеорологическое издательство, 1937. – Т. 3, вып. 2. – С. 229–463.
78. Книпович, Н. М. Гидрология морей и солоноватых вод : (В применении к промысл. делу) / Н. М. Книпович, почетный член Акад. наук СССР ; Всес. науч.-иссл. ин-т морского рыбного хоз-ва и океанографии. – М. ; Л. : Пищепромиздат, 1938. – 514 с.
79. Кожухов, В. П. Математические основы судовождения / В. П. Кожухов, А. М. Жухлин. – М. : Транспорт, 1987. – 208 с.
80. Комплексный спутниковый мониторинг морей России / О. Ю. Лаврова [и др.]. – М. : ИКИ РАН, 2011. – 470 с.
81. Коновалов, А. В. Влияние Азовского моря и Керченского пролива на стонно-нагонные колебания в Черном море / А. В. Коновалов, Ю. В. Манилюк, Л. В. Черкесов // Морской гидрофизический журнал. – 2000. – № 5. – С. 5–14.
82. Коротенко, К. А. Моделирование циркуляции и переноса нефтяных пятен в Черном море / К. А. Коротенко, Д. Е. Дитрих, М. Дж. Боуман // Океанология. – 2003. – Т. 43, № 4. – С. 504–515.
83. Кочин, Н. Е., Теоретическая гидромеханика, Часть 1 (6-е издание) / Н. Е. Кочин, И. А. Кибель, Н. В. Розе. – М. : Физматлит, 1963. – 584 с.
84. Кочин, Н. Е. Теоретическая гидромеханика, Часть 2 (4-е издание) / Н. Е. Кочин, И. А. Кибель, Н. В. Розе. – М. : Физматлит, 1963. – 728 с.
85. Крукиер, Л. А. Математическое моделирование гидродинамики Азовского моря при реализации проектов реконструкции его экосистемы / Л. А. Крукиер // Математическое моделирование. – 1991. – Т. 3, № 9. – С. 3–20.
86. Крылов, Ю. М. Орбиты водных частиц в прогрессивно-стоячей волне на примере Белого моря / Ю. М. Крылов // Метеорология и гидрология. – 1946. – № 2. – С. 69–74.
87. Куликов, Е. А. Изменчивость уровня Балтийского моря и наводнения в Финском заливе / Е. А. Куликов, И. П. Медведев // Океанология. – 2013. – Т. 53, № 2. – С. 161–174.
88. Куликов, Е. А. Численное моделирование анемобарических колебаний уровня Балтийского моря / Е. А. Куликов, И. В. Файн, И. П. Медведев // Метеорология и гидрология. – 2015. – № 2. – С. 41–52.
89. Куркин, А. А. Нелинейная и нестационарная динамика длинных волн в прибрежной зоне: монография / А. А. Куркин. – Н. Новгород : Тип. ННГУ, 2005. – 329 с.
90. Лабзовский, Н. А. Непериодические колебания уровня моря / Н. А. Лабзовский. – Л. : Гидрометеоиздат, 1971. – 237 с.
91. Ламб, Г. Гидродинамика / Г. Ламб. – М.-Л. : Гос. изд. технико-теоретической литературы, 1947. – 928 с.

92. Ле Блон, П. Волны в океане / П. Ле Блон, Л. Майсек. – М. : Мир. – 1981. – Т. 1. – 680 с.
93. Ледовый режим Азовского моря и климат в начале XXI века / Г. Г. Матишов [и др.] // Доклады Академии наук. – 2014. – Т. 457, № 5. – С. 603. – DOI:10.7868/S0869565214230200.
94. Лоция Азовского моря [Электронный ресурс]. – URL: http://parusa.narod.ru/bib/books/azov_loc (дата обращения: 11.01.2019).
95. Марчук, А. Г. Численное моделирование наката волн цунами на берег произвольного профиля / А. Г. Марчук, П. С. Мошкалев // Вестник Новосибирского государственного университета. Серия: Информационные технологии. – 2014. – Т. 12, № 2. – С. 55–63.
96. Марчук, Г. И. Математическое моделирование циркуляции океана / Г. И. Марчук, А. С. Саркисян. – М. : Наука, 1988. – 301 с.
97. Мастерских, М. А. Методическое пособие по составлению прогноза фронтальной боры / М. А. Мастерских; Под ред. М. А. Сорочинского. – Л. : Гидрометеиздат, 1980. – 35 с.
98. Матишов, Г. Г. Керченский пролив и дельта Дона: безопасность коммуникаций и населения / Г. Г. Матишов // Вестник Южного научного центра РАН. – 2015. – Т. 11, № 1. – С. 6–15.
99. Матишов, Г. Г. Влияние сейш на формирование экстремальных уровней и течений в Азовском море / Г. Г. Матишов, Д. Г. Матишов, Ю. И. Инжебейкин // Вестник Южного научного центра РАН. – 2008. – Т. 4, № 2. – С. 46–61.
100. Матишов, Г. Г. Условия и последствия аварий судов в Керченском проливе во время шторма 11 ноября 2007 г. / Г. Г. Матишов, Р. М. Савицкий, Ю. И. Инжебейкин // Вестник Южного научного центра РАН. – 2008. – Т. 4, № 3. – С. 54–63.
101. Матишов, Г. Г. Численные исследования сейшеобразных колебаний уровня Азовского моря / Г. Г. Матишов, Ю. И. Инжебейкин // Океанология. – 2009. – Т. 49, № 4. – С. 485–493.
102. Матишов, Г. Г. Моделирование ледостава в Азовском море с учетом климатического тренда в начале XXI века / Г. Г. Матишов, Ю. М. Гаргопа, А. Л. Чикин // Доклады Академии наук. – 2012. – Т. 445, № 5. – С. 590–593.
103. Матишов, Г. Г. Исследование ветровых течений в Керченском проливе с помощью математического моделирования / Г. Г. Матишов, А. Л. Чикин // Вестник Южного научного центра РАН. – 2012. – Т. 8, № 2. – С. 27–32.
104. Матишов, Г. Г. Один из подходов к моделированию ветровых течений в Керченском проливе / Г. Г. Матишов, А. Л. Чикин // Доклады Академии наук. – 2012. – Т. 445, № 3. – С. 342–345.
105. Матишов, Г. Г. Воздействие на среду и биоту аварийного разлива нефтепродуктов в Керченском проливе в ноябре 2007 г. / Г. Г. Матишов, Ю. И. Инжебейкин, Р. М. Савицкий // Водные ресурсы. – 2013. – Т. 40, № 3. – С. 259–273. – DOI:10.7868/S0321059613020041.
106. Матишов, Г. Г. Современные природные и социальные риски в Азово-Черноморском регионе / Г. Г. Матишов, Д. Г. Матишов // Вестник

- Российской академии наук. – 2013. – Т. 83, № 12. – С. 1059–1067. – DOI:10.7868/S0869587313100071.
107. Матишов, Г. Г. Экстремальное затопление дельты Дона весной 2013 г. / Г. Г. Матишов, С. В. Бердников // Изв. РАН. Серия географическая. – 2015. – № 1. – С. 111–118. – DOI:10.15356/0373-2444-2015-1-111-118.
108. Матишов, Г. Г. Исследование распространения взвешенных веществ в Азовском море по данным Aqua-MODIS и результатам моделирования / Г. Г. Матишов, Т. Я. Шульга, С. М. Хартиев, А. Р. Иошпа // Доклады Академии наук. – 2018. – Т. 481, № 3. – С. 324–328. – DOI:10.31857/S086956520001388-9.
109. Медведев, И. П. Численное моделирование мезомасштабных колебаний уровня Капийского моря / И. П. Медведев, Е. А. Куликов, И. В. Файн, А. Е. Куликов // Метеорология и гидрология. – 2019. – № 8. – С. 42–56.
110. Михайлова, Э. Н. Моделирование распространения пассивной примеси в севастопольских бухтах / Э. Н. Михайлова, Н. Б. Шапиро, С. А. Ющенко // Морской гидрофизический журнал. – 1999. – № 3. – С. 29–42.
111. Миропольский, Ю. З. Динамика внутренних гравитационных волн в океане. – Л., 1981. – 302 с.
112. Моделирование сгонно-нагонных явлений и трансформации поля примеси в Азовском море при наличии стационарных течений / В. А. Иванов [и др.] // Морской гидрофизический журнал. – 2008. – № 4. – С. 52–68.
113. Монин, А. С. Классификация нестационарных процессов в океане / А. С. Монин // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1972. – № 7. – С. 26–30.
114. Монин, А. С. Физика океана. Т. 1: Гидрофизика океана / В. М. Каменкович, А. С. Монин. – М. : Наука, 1978. – 455 с.
115. Морские экспедиционные исследования на научно исследовательских судах «Денеб» и »Профессор Панов» в 2013 г. / Г. Г. Матишов [и др.] // Океанология. – 2015. – Т. 55, № 5. – С. 861–865. – DOI:10.7868/S0030157415050135.
116. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3: Многолетние данные. Части 1–6. Вып. 10: Украинская ССР. Кн. 1. – Л. : Гидрометеиздат, 1990. – 604 с.
117. Некрасов, А. В. Приливные волны в окраинных морях / А. В. Некрасов. – Л. : Гидрометеиздат, 1975. – 248 с.
118. Овсиенко, С. Н. Расчет сгонно-нагонных колебаний уровня Азовского моря / С. Н. Овсиенко // Труды Гидрометцентра СССР. – Л. : Гидрометеиздат, 1972. – Вып. 60. – С. 55–58.
119. Овсиенко, С. Н. Расчет катастрофического нагона у юго-восточного побережья Азовского моря / С. Н. Овсиенко // Труды Гидрометцентра СССР. – Л. : Гидрометеиздат, 1973. – Вып. 127. – С. 33–36.
120. Океанографический атлас Черного и Азовского морей. – Киев : Укрморкартография, 2009. – 356 с.

121. Особенности циркуляции вод в окрестности острова Змеиный при воздействии ветров различной направленности / Э. Н. Михайлова [и др.] // Морской гидрофизический журнал. – 1998. – № 4. – С. 17–23.
122. Особенности циркуляции в проливе с учетом влияния Азовского и Черного морей / В. А. Иванов, В. В. Фомин, Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга // Моделирование динамики вод в Керченском проливе и предпроливных зонах / под ред. В. А. Иванова. – Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010. – С. 18.
123. Оценка изменчивости оптических свойств воды в Черном море летом 1998 года по данным спутникового прибора SeaWiFS / В. С. Суетин [и др.] // Морской гидрофизический журнал. – 2002. – № 6. – С. 44–54.
124. Расчет переноса нефтепродуктов от источников сброса в Таганрогском заливе Азовского моря / О. И. Орадовский [и др.] // Метеорология и гидрология. – 1999. – № 5. – С. 77–90.
125. Режим, диагноз и прогноз ветрового волнения в океанах и морях / [З. К. Абузьяров и др.] ; Федеральная служба гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет) ; под ред. Е. С. Нестерова. – М. : Гидрометеорологический науч.-исслед. центр Российской Федерации, 2013. – 292 с.
126. Полупанов, В. Н. О моделировании переноса и осаждения взвеси с использованием клеточных автоматов / В. Н. Полупанов, С. С. Жугайло // Системы контроля окружающей среды. – 2017. – № 8(28). – С. 37–46.
127. Пухтяр, Л. Д. Турбулентные характеристики прибрежной зоны моря / Л. Д. Пухтяр, Ю. С. Осипов // Труды ГОИН. – М. : Гидрометеиздат, 1981. – Вып. 158. – С. 35–41.
128. Реанализ среднесуточных значений атмосферного давления в период начиная с 1.01.1948 г. [Электронный ресурс]. – URL: <ftp.cdc.noaa.gov/Datasets/ncep.reanalysis.dailyavgs/levelsea/> (дата обращения: 10.01.2024).
129. Сиротов, К. М. Опыт расчета скорости ветра и высоты волн в зоне холодного фронта / К. М. Сиротов, Т. М. Сидельникова // Труды Гидрометцентра СССР. – 1984. – Вып. 263. – С. 72–34.
130. Скриптунов, Н. А. Течения на устьевом взморье Дона (Таганрогский залив) / Н. А. Скриптунов // Труды ГОИН. – М. : Гидрометеиздат, 1978. – Вып. 139. – С. 43–57.
131. Современные опасные экзогенные процессы в береговой зоне Азовского моря / Г. Г. Матишов [и др.]. – Ростов н/Д. : Изд-во ЮФУ, 2015. – 324 с.
132. Сретенский, Л. Н. Теория волновых движений жидкости (2-е издание) / Л. Н. Сретенский. – М. : Наука, 1977. – 816 с.
133. Судольский, Р. В. Динамические явления в водоемах / А. С. Судольский. – Л. : Гидрометеиздат, 1991. – 261 с.
134. Термохалинный электронный атлас Азовского моря : база данных [Электронный ресурс] / Т. Я. Шульга, Д. М. Шукало ; ФГБУН ФИЦ МГИ. Электрон. дан. Москва, 2023. № гос. регистрации № 2023621161.

135. Тимонов, В. В. О кинематическом анализе приливов / В. В. Тимонов // «Труды ГОИН». – М. : Гидрометеиздат, 1959. – Вып. 37. – С. 181–204.
136. Толмазин, Д. М. Проблемы динамики вод северо-западной части Черного моря / Д. М. Толмазин, В. А. Шнайдман, Ж. М. Ациховская. – К. : Наукова думка, 1969. – 130 с.
137. Фащук, Д. Я. Экологические проблемы Боспора Киммерийского / Д. Я. Фащук, С. Н. Овсиенко, О. А. Петренко // Черноморский вестник. – 2007. – № 1. – С. 52–78.
138. Фащук, Д. Я. Эколого-географические последствия катастрофы танкера «Волгонепфть-139» в Керченском проливе 11 ноября 2007 г / Д. Я. Фащук // Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2009. – № 1. – С. 105–117.
139. Филиппов, Ю. Г. Об одном способе расчета морских течений / Ю. Г. Филиппов // Труды ГОИН. – М. : Гидрометеиздат, 1970. – Вып. 103. – С. 87–94.
140. Филиппов, Ю. Г. Исследование некоторых разностных схем расчета распространения примеси в море / Ю. Г. Филиппов // Труды ГОИН. – М. : Гидрометеиздат, 1975. – Вып. 126. – С. 49–73.
141. Фомин, В. В. Численная модель циркуляции вод Азовского моря / В. В. Фомин // Научные труды УкрНИГМИ. – 2002. – Вып. 249. – С. 246–255.
142. Фомин, В. В. Моделирование дрейфовых течений в мелководном бассейне с учетом изменения касательных напряжений, вызванных ветровыми волнами / В. В. Фомин, Л. В. Черкесов // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2006. – Т. 42, № 3. – С. 393–402.
143. Черкесов, Л. В. Введение в гидродинамику и теорию волн / Л. В. Черкесов, В. А. Иванов, С. М. Хартиев. – СПб. : Гидрометеиздат, 1992. – 264 с.
144. Черкесов, Л. В. Исследование зависимости эволюции примеси от начального распределения ее концентрации и параметров циклона / Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга // Морской гидрофизический журнал. – 2012. – № 5. – С. 24–33.
145. Черкесов, Л. В. Исследование влияния параметров барических образований на свободные и вынужденные колебания уровня и течения в Азовском море / Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга // Морской гидрофизический журнал. – 2016. – № 4. – С. 13–26. – DOI:10.22449/0233-7584-2016-4-13-26.
146. Черкесов, Л. В. Моделирование и раннее предупреждение природных и техногенных воздействий в прибрежных районах Азовского моря / Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета № 45. – СПб.: РГГМУ, 2016. – С. 100–112.
147. Черкесов, Л. В. Изучение трансформации загрязнений, вызываемых прохождением циклонов над Азовским морем / Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга // Труды Карельского научного центра РАН. – 2016. – № 8. – С. 108–115.

148. Черкесов, Л. В. Численный анализ влияния перемещающихся барических полей на течения, свободные и вынужденные колебания уровня в Азовском море / Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга // Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества. – 2016. – № 2. – С. 99–110.
149. Черкесов, Л. В. Волны, течения, сгонно-нагонные процессы и трансформация загрязнений в Азовском море / Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга. – Севастополь : ФГБУН МГИ, 2017. – 228 с.
150. Черкесов, Л. В. Численное исследование сгонно-нагонных процессов и течений Азовского моря в период экстремальных ветров / Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга, Н. Н. Дьяков, Р. Р. Станичная // Морской гидрофизический журнал. – 2017. – № 5. – С. 3–20. – DOI:10.22449/0233-7584-2017-5-3-20.
151. Черкесов, Л. В. Исследование влияния стационарных течений на динамические процессы и эволюцию загрязнений в Азовском море / Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга // Вестник Южно-Уральского государственного университета. Серия: Вычислительная математика и информатика. – 2017. – Т. 6, вып. 1. – С. 56–72.
152. Черкесов, Л. В. Численный анализ влияния параметров атмосферных фронтов на свободные и вынужденные колебания уровня и течения в Азовском море / Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга // Труды ГОИН. – М. : ГОИН, 2017. – Вып. 218. – С. 120–136.
153. Черкесов, Л. В. Численный анализ влияния скорости и направления продолжительно действующего ветра на циркуляцию вод Азовского моря с учетом и без учета водообмена через Керченский пролив / Л. В. Черкесов, Т. Я. Шульга // Океанология. – 2018. – Т. 58, № 1. – С. 23–33. – DOI:10.7868/S0030157418010033.
154. Чернякова, А. П. Типовые поля ветра Черного моря / А. П. Чернякова // Сб. работ Бассейновой гидрометеорологической обсерватории Черного и Азовского морей. – Л. : Гидрометеиздат, 1965. – Вып. 3. – С. 78–121.
155. Чикин, А. Л. Трехмерная задача расчета гидродинамики Азовского моря / А. Л. Чикин // Математическое моделирование. – 2001. – Т. 13, № 2. – С. 86–92.
156. Чикин, А. Л. Моделирование процесса переноса загрязняющего вещества в Цимлянском водохранилище / А. Л. Чикин, И. Н. Шабас, С. Г. Сидиропуло // Водные ресурсы. – 2008. – Т. 35, № 1. – С. 53–59.
157. Чикин, А. Л. Двухслойная математическая модель ветровых течений в водоемах, имеющих большие площади мелководья / А. Л. Чикин // Математическое моделирование. – 2009. – Т. 21, № 12. – С. 152–160.
158. Чикин, А. Л. Математическая модель ветровых течений в Керченском проливе / А. Л. Чикин // Вестник Южного научного центра РАН. – 2009. – Т. 5, № 2. – С. 58–63.
159. Чикин, А. Л. Расчет ветровых течений в Керченском проливе с помощью двухслойной математической модели / А. Л. Чикин, П. А. Бирюков

- // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Серия: Технические науки. – 2010. – № 5. – С. 12–16.
160. Шабас, И. Н. Трехмерная задача распространения примесей / И. Н. Шабас, А. Л. Чикин // Математическое моделирование. – 2001. – Т. 13, № 3. – С. 85–89.
161. Шамин, Р. В. Вычислительные эксперименты в моделировании поверхностных волн в океане / Р. В. Шамин. – М. : Наука, 2008. – 132 с.
162. Шереметевская, О. И. Сгонно-нагонные колебания уровня Азовского моря, методы их расчетов и прогнозов / О. И. Шереметевская ; Всесоюзный научно-исследовательский институт гидрометеорол. информации – Мировой центр данных. – Обнинск : ВНИИГМИ МЦД, 1977. – 39 с. – (Серия «Океанология»).
163. Шнюков, Е. Ф. Катастрофы в Черном море / Е. Ф. Шнюков, Л. И. Митин, В. П. Цемко ; Нац. акад. наук Украины, Отд-ние мор. геологии и осадочного рудообразования ЦНПМ. – К. : Манускрипт, 1994. – 296 с.
164. Шпиндлер, И.Б. Материалы по гидрологии Черного и Азовского морей, собранные в экспедициях 1890 и 1891 гг. / И. Б. Шпиндлер, Ф. Ф. Врангель // Приложение к выпуску XX записок по гидрографии. – СПб. : Тип. Имп. Акад. наук, 1899. – 70 с.
165. Шукало, Д. М. Исследование многолетней изменчивости температуры и солености Азовского моря за период 1913–2018 гг. / Д. М. Шукало, Т. Я. Шульга // Экология. Экономика. Информатика. Серия: Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем. – 2020. – Т. 1, № 5. – С. 220–223.
166. Шульга, Т. Я. Влияние интенсивности полей приводного ветра на динамические процессы и трансформацию пассивной примеси при наличии стационарных течений в Азовском море // Морской гидрофизический журнал. – 2013. – № 4. – С. 3–16.
167. Шульга, Т. Я. Численное исследование процессов эволюции загрязнений в Азовском море с использованием данных спутниковых наблюдений / Т. Я. Шульга, В. В. Суслин, Р. Р. Станичная // Морской гидрофизический журнал. – 2017. – № 6. – С. 40–52. – DOI:10.22449/0233-7584-2017-6-40-52.
168. Шульга Т.Я. Эволюция загрязнений в Азовском море по данным спутниковых наблюдений и результатам моделирования / Т. Я. Шульга // Вестник Удмуртского университета. Математика. Механика. Компьютерные науки. – 2017. – Т. 27, № 3. – С. 450–459. – DOI:10.20537/vm170312.
169. Шульга, Т. Я. Анализ процессов распространения загрязнений в Азовском море по спутниковым данным и результатам моделирования / Т. Я. Шульга, В. В. Суслин // Труды IX Всероссийской конференции «Современные проблемы оптики естественных вод» (ONW'2017), Санкт-Петербург, 20–22 сентября 2017 г. – СПб., 2017. – С. 156–160.
170. Шульга, Т. Я. Анализ результатов численного моделирования и данных спутниковых наблюдений эволюции загрязнений в Азовском море за период

- с 2013 по 2014 гг. / Т. Я. Шульга // Экология. Экономика. Информатика. Серия: Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем. – 2017. – Т. 1, №2. – С. 123–133.
171. Шульга, Т. Я. Исследование эволюции пассивной примеси в поверхностном слое Азовского моря на основе усвоения данных сканера MODIS-Aqua в гидродинамическую модель / Т. Я. Шульга, В. В. Суслин // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2018. – Т. 11, № 3. – С. 73–80. – DOI:10.7868/S2073667318030097
172. Шульга, Т. Я. Исследование связи между сезонными изменениями солености Азовского моря и биооптическими характеристиками по данным спутникового зондирования в видимом диапазоне спектра / Т. Я. Шульга, В. В. Суслин, Д. М. Шукало, А. В. Ингеров // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2020. – Т. 13, № 2. – С. 68–75. – DOI:10.7868/S2073667320020082
173. Шульга, Т. Я. Восстановление полей солености Азовского моря с использованием регрессионных связей между данными *in situ* и региональными спутниковыми продуктами / Т. Я. Шульга, В. В. Суслин, Д. М. Шукало // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2022. – Т. 15, № 3. – С. 114–124. – DOI:10.48612/fpg/bkug-hzez-xx59.
174. Экологическое картирование акватории Азовского моря и береговой зоны на основе комплексного экосистемного мониторинга и современных информационных технологий / Г. Г. Матишов [и др.] // Наука Кубани. – 2008. – Т. 12, № 3. – С. 57–63.
175. Экосистема Азовского моря: антропогенное загрязнение / А. А. Кленкин, К. И. Горпакова, Л. Ф. Павленко. З. А. Темердашев. – Краснодар : Просвещение-Юг, 2007. – 324 с.
176. Экстремальное затопление дельты Дона весной 2013 г.: хронология, условия формирования и последствия [Статья] / Г. Г. Матишов [и др.] // Вестник Южного научного центра РАН. – 2014. – Т. 10, № 1. – С. 17–24.
177. Экстремальное наводнение в дельте Дона (23–24 марта 2013 г.) и факторы, его определяющие / Г. Г. Матишов [и др.] // Доклады Академии наук. – 2014. – Т. 455, № 3. – С. 342–345. – DOI:10.7868/S0869565214090229
178. Якушев, Е. В. Комплексные океанологические исследования Азовского моря в 28-м рейсе научно-исследовательского судна «Акванавт» (июль-август 2001 г.) / Е. В. Якушев [и др.] // Океанология. – 2003. – Т. 43, № 1. – С. 44–53.
179. Aiken, J. The SeaWiFS CZCS-Type Pigment Algorithm / James Aiken [et al.]. – Greenbelt, Maryland : Ed. NASA Goddard Space Flight Center, 1995. – NASA Technical Memorandum 104566, Vol. 29. – 34 p. – URL: https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/docs/technical/seawifs_reports/prelaunch/PreLVol29.pdf (accessed: 05.01.2019). – (SeaWiFS Technical Report Series).
180. Application of SeaWiFS data for studying variability of bio-optical characteristics in the Barents, Black and Caspian Seas / O. V. Kopelevich [et al.] //

- Deep-Sea Research. Part II: Tropical Studies in Oceanography. – 2004. – Vol. 51, iss. 10–11. – P. 10P63-1091. – <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2003.10.009>
181. Bautista, E. G. Propagation of shallow water waves in an open parabolic channel using the WKB perturbation technique / E. G. Bautista [et al.] // *Applied Ocean Research*. – 2011. – Vol. 33, iss. 3. – P. 186-192. – <https://doi.org/10.1016/j.apor.2011.03.002>.
 182. Bio-optical characteristics of the Russian seas from satellite ocean color data of 1998-2010 / O. V. Kopelevich [et al.] // *Proc. VI Int. Conf. Current problems in optics of natural waters*. – St-Petersburg, 2011. – P. 181–182.
 183. Black Sea and Sea of Azov. – Taunton : United Kingdom Hydrographic office, 2003. – 292 p. –URL: <http://b-ok.xyz/ireader/3087211> (accessed: 05.01.2019).
 184. Blumberg, A. F. A description of three dimensional coastal ocean circulation model / A. F. Blumberg, G. L. Mellor // *Three-Dimensional Coast Ocean Models*. / Ed. N. S. Heaps. – Washington DC : American Geophysical Union, 1987. – Vol. 4. – P. 1–16. – <https://doi.org/10.1029/CO004p0001>. – (Coastal and Estuarine Sciences).
 185. Chang, H. K. Long wave reflection from submerged trapezoidal breakwaters / Hsien-Kuo Chang, Jin-Cheng Liou // *Ocean Engineering*. – 2007. – Vol. 34, iss. 1. – P. 185–191. – <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2005.11.017>.
 186. Churilova, T. Ya. Spectral Light Absorption Coefficient of Particles and Colored Dissolved Organic Matter in the Sea of Azov / Churilova, T. Ya., Efimova T.V., Moiseeva N.A., E. Yu. Skorokhod // *Fundamental and Applied Hydrophysics*. – 2022. – 15 (3). – P. 73–83. DOI:10.48612/fpg/ex1p-9vtp-phu8.
 187. Climatic Atlas of the Sea of Azov / Matishov G. [et al.] ; G. Matishov, S. Levitus, Ed. – U.S. Govern, 2006. – (NOAA Atlas NESDIS 59).
 188. Climatic Atlas of the Sea of Azov 2008. / Matishov G. [et al.] ; G. Matishov, S. Levitus, Ed. – U.S. Govern, 2008. – (NOAA Atlas NESDIS 65). 148 p., CD-ROM.
 189. Courant, R. On the partial difference equations of mathematical physics / R. Courant, K. Friedrichs, H. Lewy // *IBM Journal of Research and Development*. – 1967. – Vol. 11, iss. 2. – P. 215–234. – DOI:10.1147/rd.112.0215.
 190. Dall’Olmo, G. Effect of bio-optical parameter variability on the remote estimation of chlorophyll-a concentration in turbid productive waters: experimental results / G. Dall’Olmo, A. Gitelson // *Applied Optics*. – 2005. – 44 (3). – P. 412–422. – DOI: 10.1364/AO.44.000412.
 191. Dashkevich, L.V. Many-year variations of the average salinity of the Sea of Azov / L.V. Dashkevich, V.V. Kulygin, S.V. Berdnikov // *Water Resources*. – 2017. –44(5). – P. 749–757. DOI:10.1134/S0097807817040042
 192. Entekhabi, D. The Soil Moisture Active Passive (SMAP) Mission / D. Entekhabi, Njoku E. G., O’Neill P. E., Kellogg K. H., Crow W. T., Edelstein W. N., Entin J. K., Goodman S. D., Jackson T. J., Johnson J., Kimball J., Piepmeier J. R., Koster R. D., Martin N., McDonald K. C., Moghaddam M., Moran S., Reichle

- R., Shi J. C., Spencer M. W., Thurman S. W., Tsang L., J. Van Zyl. // *Proceedings of the IEEE*. – 2010. – 98(5). – P. 704–716. – DOI: 10.1109/JPROC.2010.2043918
193. Ezer, T. Developments in terrain-following ocean models: intercomparisons of numerical aspects / Tal Ezer, Hernan Arango, Alexander F. Shchepetkin // *Ocean Modelling*. – 2002. – Vol. 4, iss. 3–4. – P. 249–267. – DOI: [10.1016/S1463-5003\(02\)00003-3](https://doi.org/10.1016/S1463-5003(02)00003-3).
194. Font, J. SMOS: The challenging sea surface salinity measurement from space / J. Font, Camps A., Borges A., Martin-Neira M., Boutin J., Reul N., Kerr Y., Hahne A., S. Mecklenburg // *Proceedings of the IEEE*. – 2010. – 98(5). – P. 649–665. – DOI: 10.1109/JPROC.2009.2033096
195. Fournier, S. Seasonal and interannual variations of sea surface salinity associated with the Mississippi River plume observed by SMOS and Aquarius / S. Fournier, T. Lee, M. M. Gierach. // *Remote Sens. Environ.* – 2016. – 180. – P. 431–439.
196. Ginzburg, A.I. Climate Change in the Hydrometeorological Parameters of the Black and Azov Seas (1980–2020) / A.I. Ginzburg, A.G. Kostianoy, I.V. Serykha, S.A. Lebedev. // *Oceanology*. – 2021. – 61(6). – P. 900–912. – DOI: [10.1134/S0001437021060060](https://doi.org/10.1134/S0001437021060060).
197. Gitelson, A. A. The peak near 700 nm on radiance spectra of algae and water: relationships of its magnitude and position with chlorophyll-a concentration / A. A. Gitelson // *International Journal of Remote Sensing*. – 1992. – 13 (17). – P. 3367–3373. – DOI: 10.1080/01431169208904125.
198. Gitelson, A. A. A simple semi-analytical model for remote estimation of chlorophyll-a in turbid waters: Validation / A. A. Gitelson, G. Dall'Olmo, W. Moses, D. C. Rundquist, T. Barrow, T. R. Fisher, D. Gurlin, J. Holz // *Remote Sensing of Environment*. – 2008. – 112 (9). – P. 3582–3593. – DOI: [10.1016/j.rse.2008.04.015](https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.04.015).
199. Gitelson, A. A. A bio-optical algorithm for the remote estimation of the chloro-phyll-a concentration in case 2 waters / A. A. Gitelson, D. Gurlin, W. J. Moses, T. Barrow // *Environmental Research Letters*. – 2009. – 4 (045003). – P. 5. – DOI: [10.1088/1748-9326/4/4/045003](https://doi.org/10.1088/1748-9326/4/4/045003).
200. Ghil, M. Data Assimilation in Meteorology and Oceanography / Michael Ghil, Paola Malanotte-Rizzoli // *Adv. Geophys.* – 1991. – Vol. 33. – P. 141–266. – DOI: [10.1016/S0065-2687\(08\)60442-2](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60442-2).
201. Glukhovets, D. I. Research of the relationship between salinity and yellow substance fluorescence in the Kara Sea / D. I. Glukhovets, Yu. A. Goldin // *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*. – 2018. – 11 (3). – P. 34–39. – DOI: [10.7868/S2073667318030048](https://doi.org/10.7868/S2073667318030048).
202. Goptarev, N. P. Hydrology and Hydrochemistry of the Seas. V the Azov Sea / N. P. Goptarev, A. I. Simonov B. M. Zatuchnaya D. E. Gershanovich. *Gidrometeoizdat*, St. Petersburg, 1991. – 236 p. (in Russian)
203. Grégoire, M. Monitoring Black Sea environmental changes from space: New products for altimetry, ocean colour and salinity. Potentialities and requirements for a dedicated in-situ observing system / M. Grégoire, Alvera-Azcaráte A., Buga

- L., Capet A., Constantin S., D'ortenzio F., Doxaran D., Faugeras Y., Garcia-Espriu A., Golumbeanu M., González-Haro C., González-Gambau V., Kasprzyk J-P., Ivanov E., Mason E., Mateescu R., Meulders C., Olmedo E., Pons L., Pujol M-I., Sarbu G, Turiel A., Vandembulcke L., M-H. Rio // *Frontiers in Marine Science*. – 2023. – 9. – P. 998970. – DOI: 10.3389/fmars.2022.998970
204. Grant, W. D. Combined wave and current interaction with a rough bottom / William D. Grant, Ole Secher Madsen // *J. Geophys. Res.* – 1979. – Vol. 84, iss. C. 4. – P. 1797–1808. – DOI:10.1029/JC084iC04p01797.
205. Hsu, S. A. A Mechanism for the Increase of Wind Stress (Drag) Coefficient with Wind Speed over Water Surfaces: A Parametric Model / S. A. Hsu // *J. Phys. Oceanogr.* – 1986. – Vol. 16, no. 1. – P. 144–150. – DOI:10.1175/1520-0485(1986)016<0144:AMFTIO>2.0.CO;2.
206. Johnson, G. C. Global Oceans / G. C. Johnson, et al. // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* – 2021. – 102. – P. 143–198. DOI:10.1175/BAMS-D-21-0083.1
207. Kalman, R. E. A New Approach to Linear Filtering and Prediction Problems / R. E. Kalman // *Journal of Basic Engineering*. – 1960. – Vol. 82, iss. 1. – P. 35–45. DOI:10.1115/1.3662552.
208. Khorram, S. 1982. Remote sensing of salinity in the San Francisco Bay Delta / S. Khorram // *Remote Sens. Environ.* – 1982. – 12. – P. 15–22. – DOI:10.1016/0034-4257(82)90004-9.
209. Kholoptsev, A.V. The Influence of Anticyclonic Movement Over the Sea of Azov on Variations of Maximum Instantaneous Current Speed in the Kerch Strait During 1948-2017 Ice Seasons / A. V.Kholoptsev, T. Ya. Shul'ga, O. Ye.Shchodro, S. A. Podporin // *Physical and Mathematical Modeling of Earth and Environment Processes (2018) / Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences*. – 2019. – P. 1–14. – DOI:10.1007/978-3-030-11533-3_1
210. Konik, M. The operational method of filling information gaps in satel-lite imagery using numerical models / M. Konik, M. Kowalevski, K. Bradtke, M. Darecki // *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. – 2019. – 75. – P. 66–82. – DOI:10.1016/j.jag.2018.09.002.
211. Kopelevich, O. V. Application of Sea-WiFS data for studying variability of bio-optical characteristics in the Barents, Black and Caspian Seas / O. V. Kopelevich, V. I. Burenkov, S. V. Ershova, S. V. Sheberstov, M. A. Evdoshenko // *Deep Sea Research Part II Topical Studies in Oceanography*. – 2004. – 51(10-11). – P. 1063–1091. – DOI:10.1016/S0967-0645(04)00101-8.
212. Large, W. G. Open ocean momentum fluxes in moderate to strong winds / W. G. Large, S. Pond // *J. Phys. Oceanogr.* – 1981. – Vol. 11. – P. 324–326. – DOI:10.1175/1520-0485(1981)011<0324:OOMFMI>2.0.CO;2.
213. Martín-Neira, M. SMOS instrument performance and calibration after six years in orbit / M. Martín-Neira, Oliva R., Corbella I., Torres F., Duffo N., Duran I., Kainulainen J., Closa A., Zurita A., Cabot F., Khazaal A., Anterrieau E., Barbosa J., Lopes G., Tenerelli J., Diez-Garcia R., Fauste J., Martin-Porqueras F., González- Gambau V., Turiel A., Delwart S., Crapolicchio R., M. Suess // *Remote*

- Sensing of Environment. 2016. – 180. – P. 19–39. – DOI:10.1016/j.rse.2016.02.036
214. Mathematical modeling of storm surge in three dimensional primitive equations / W. Wannawong [et al.] // International Journal of Computational and Mathematical Sciences. - 2011. – Vol. 5, no. 6. – P. 797–806. – DOI:10.5281/zenodo.1062708.
215. Matishov, G. G. Studies of Particulate Matter Distribution by *Aqua Modis* Data and Simulation Results / G. G. Matishov [et al.] // Doklady Earth Sciences. – 2018. – Vol. 481, iss. 1. – P. 967–971. – DOI:10.1134/S1028334X18070267.
216. Matsuoka, A. Pan-Arctic optical characteristics of colored dissolved organic matter: Tracing dissolved organic carbon in changing Arctic waters using satellite ocean color data / A. Matsuoka, E.S. Boss, M. Babin, L. Karp-Boss, M.A. Hafez, A. Chekalyuk, C.W. Proctor, P.J. Werdell, A. Bricaud // Remote Sensing of Environment. – 2017. – 200. – P. 89–101. – DOI:10.1016/J.RSE.2017.08.009.
217. Medina-Lopez, E. Machine Learning and the End of Atmospheric Corrections: A Comparison between High-Resolution Sea Surface Salinity in Coastal Areas from Top and Bottom of Atmosphere Sentinel-2 Imagery / E. Medina-Lopez // Remote Sensing. – 2020. – 12 (18). – P. 2924. – DOI:10.3390/rs12182924.
218. Mellor, G. L. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems / G. L. Mellor, T. A. Yamada // Rev. Geophys. – 1982. – Vol. 20, iss. 4. – P. 851– 875. – <http://dx.doi.org/10.1029/RG020i004p00851>.
219. Mellor, G. L. A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers / G. L. Mellor, T. A. Yamada // Journal of Atmospheric Sciences. – 1974. – Vol. 31, no. 7. – P. 1791–1806. DOI:10.1175/1520-0469(1974)031<1791:AHOTCM>2.0.CO;2.
220. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Aqua Ocean Color Data; 2022 Reprocessing. NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. DOI:10.5067/AQUA/MODIS/L2/OC/2022.
221. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Terra Ocean Color Data; 2018 Reprocessing. NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. DOI: 10.5067/TERRA/MODIS/L2/OC/2018.
222. Oguz, T. Seasonal variability of wind and thermohaline-driven circulation in the Black Sea: Modeling studies / Temel Oguz, Paola Malanotte-Rizzoli // J. Geophys. Res. – 1996. – Vol. 101, iss. C7. – P. 16551–16569. – DOI:10.1029/96JC01093.
223. O'Reilly, J. E. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS / J. E. O'Reilly, S. Maritorena, B. G. Mitchell, D. A. Siegel, K. L. Carder, S. A. Garver, M. Kahru, C. R. McClain // Journal of Geophysical Research. – 1988. – 103. – P. 24937–24953. – DOI:10.1029/98JC02160.

224. O'Reilly, J. E. SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses, Part 3 / J. E. O'Reilly, et al. // NASA Tech. Memo. 2000-206892, S.B. Hooker and E.R. Firestone, Eds., NASA Goddard Space Flight Center. – 2000. – 11. – P. 49.
225. Owers, D. G. Optical Properties of a Region of Freshwater Influence (The Clyde Sea) / D.G. Owers, G.E.L. Harker, P.S.D. Smith, P. Tett. // Estuarine Coastal and Shelf Science. – 2000. – 50 (5). – P. 717–726. – DOI:10.1006/ecss.1999.0600.
226. Penny, S.G. A hybrid global ocean data assimilation system at NCEP / S. G. Penn, W.D. Behringer, J.A. Carton, E. Kalnay // Monthly Weather Review. – 2015. – 143. – P. 4660–4677. – DOI:10.1175/MWR-D-14-00376.1.
227. Pietrzak, J. The use of TVD limiters for forward-in-time upstream-biased advection schemes in ocean modeling / J. Pietrzak // Mon. Weather Rev. – 1998. – Vol. 126, no. 3. – P. 812–830. – DOI:10.1175/1520-0493(1998)126<0812:TUOTLF>2.0.CO;2.
228. Schwab, D. Computerized Bathymetry and Shorelines of the Great Lakes / D. Schwab, D. Sellers. – Springfield, Va.: National Technical Information Service, 1980. – (NOAA Data Report ERL-GLERL-16).
229. Qing, S. Retrieval of sea surface salinity with MERIS and MODIS data in the Bohai Sea / Qing, S.; J. Zhang, T. Cui, Y. Bao // Remote Sensing of Environment. – 2013. – 136. – P. 117–125. – DOI:10.1016/j.rse.2013.04.016.
230. Rabinovich, A. B. Seiches and harbor oscillations. In: Handbook of Coastal and Ocean Engineering / Ed. Kim. Y.C. Chapter 9. World Scientific Publ., Singapore, 2009. P. 193–236.
231. Rajabi-Kiasari, S. An efficient model for the prediction of SMAP sea surface salinity using machine learning approaches in the Persian Gulf / S. Rajabi-Kiasari, M. Hasanlou // International Journal of Remote Sensing. – 2020. – 41(8). – P. 3221–3242. – DOI:10.1080/01431161.2019.1701212.
232. Shukalo, D.M. Long-term and seasonal anomalies of the Sea of the Azov thermohaline structure for 1913–2018 / D. M. Shukalo, T. Ya. Shul'ga // Journal of Physics Conference Series. – 2021. – 2057(1): 012133. – DOI:10.1088/1742-6596/2057/1/012133.
233. Shukalo, D.M. Analysis of the monthly average salinity of the surface layer of the Sea of Azov, obtained by remote sensing and in situ measurement methods / D. M. Shukalo, T. Ya. Shul'ga, V. V. Suslin // Proceedings Volume 12780, 29th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. – 2023. – 127804A. – DOI: 10.1117/12.2690983
234. Shul'ga, T. Ya. Analysis of the distribution of pollution in the Sea of Azov by the results of numerical simulation and data of satellite observations / T. Ya. Shul'ga // Journal of Physics: Conf. Series. – 2017. – Vol. 899, Iss. 092013. – DOI:10.1088/1742-6596/899/9/092013
235. Shulga, T.Ya. Remote sensing and modeling of the evolution of suspended matter in the Sea of Azov / T. Ya. Shul'ga, V. V. Suslin // Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering. – 2018. – Vol. 10833, № 108334G. – DOI:10.1117/12.2504196

236. Shul'ga, T.Ya. Numerical Analysis and Prediction of the Consequences of Natural and Technological Impacts in Coastal Areas of the Azov Sea / T. Ya. Shul'ga, S. M. Khartiev, A. R. Ioshpa // *Physical and Mathematical Modeling of Earth and Environment Processes*, Springer Geology 2018, P. 317–326. – DOI:10.1007/978-3-319-77788-7_33
237. Shulga, T.Ya. Assimilation modeling and MODIS color scanner data to obtain continuous information about the thermohaline structure in the Sea of Azov / T. Ya. Shul'ga, V. V. Suslin // *Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering*. – 2020. – Vol. 11560, № 115603J. – DOI:10.1117/12.2574975
238. Shulga, T.Ya. Reconstruction of salinity data in the Sea of Azov from satellite measurements in the visible spectrum / T. Ya. Shul'ga, V. V. Suslin, D. M. Shukalo // *Limnology and Freshwater Biology*. – 2020. – № 4. – P. 942–943. – DOI:10.31951/2658-3518-2020-A-4-942
239. Shul'ga, T.Y. Numerical Analysis of the Velocities of Currents Forming in the Kerch Strait at the Motion of Domains of Higher Atmospheric Pressure / T. Ya. Shul'ga, A. E. Shchodro, A. V. Kholoptsev // *Water Resources*. – 2021. – Vol. 48(3). – P. 378–386. – DOI: 10.1134/S0097807821030131
240. Shulga, T.Ya. Results of salinity recovery in the Sea of Azov according to in situ data and regional biooptical parameters / T. Ya. Shul'ga, V. V. Suslin // *Proc. SPIE 12341, 28th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*. – 2022. – Vol. 12341, № 1234149. – DOI: 10.1117/12.2643239
241. Shulga, T.Ya. The *in situ* and satellite data blended for reconstruction of the surface salinity of the Sea of Azov / T. Ya. Shul'ga, V. V. Suslin // *International Journal of Remote Sensing*. – 2023. – P. 1–25. – DOI:10.1080/01431161.2023.2255355
242. Shulga, T.Ya. Analysis of seasonal anomalies of recovered salinity in the Sea of Azov in 2000–2018 by climatology / T. Ya. Shul'ga, V. V. Suslin // *Proceedings Volume 12780, 29th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*. – 2023. – 127803X. – DOI: 10.1117/12.2685162
243. Smagorinsky, J. General circulation experiments with primitive equations: I. The basic experiment / J. Smagorinsky // *Mon. Weather Rev.* – 1963. – Vol. 91, no. 3. – P. 99–164. – DOI:10.1175/1520-0493(1963)091<0099:GCEWTP>2.3.CO;2.
244. Stanev, E. V. Understanding Black Sea Dynamics: Overview of Recent Numerical Modeling / E. V. Stanev // *Oceanography*. – 2005. – Vol. 18, no. 2. – P. 56–75. – <https://doi.org/10.5670/oceanog.2005.42>.
245. Suetin, V. S. Assessment of the variability of the optical properties of water in the Black Sea in the summer of 1998 using SEAWIFS satellite equipment / V. S. Suetin, V.V. Suslin, S.N. Korolev, A.A. Kucheryavyj // *Physical Oceanography*. – 2002. – 12(6). – P. 331–340. – DOI:10.1023/A:1021729229168.

246. Suslin, V. V. The Seawifs Algorithm of Chlorophyll a in the Black Sea / V. V. Suslin, T. Y. Churilova, H. M. Sosik // *Marine Ecological Journal*. – 2008. – VII (2). – P. 24-42. (in Russian)
247. Suslin, V. A simple approach for modeling of downwelling irradiance in the Black Sea based on satellite data / V. Suslin [et al.] // *Proc. of VI International Conference «Current problems in optics of natural waters» (ONW'2011)*. – Saint-Petersburg : Nauka. – 2011. – P. 199–203.
248. Suslin, V. A regional algorithm for separating light absorption by chlorophyll-a and coloured detrital matter in the Black Sea, using 480–560 nm bands from ocean colour scanners / V. Suslin, T. Churilova // *International Journal of Remote Sensing*. – 2016. – Vol. 37, iss. 18. – P. 4380–4400. – DOI:[10.1080/01431161.2016.1211350](https://doi.org/10.1080/01431161.2016.1211350).
249. Suslin, V. V. Regional bio-optical algorithm for remote estimation of the sea of Azov's IOPS / V. V. Suslin, T. Ya. Churilova, T. V. Efimova, N. A. Moiseeva, E. Yu. Skorokhod, I. Steepochkin. // *Proceedings of SPIE*. – 2020. – V: 115600R. – DOI:[10.1117/12.2574273](https://doi.org/10.1117/12.2574273).
250. Teng, M. H. Evolution of long water waves in variable channels / M. H. Teng, T. Y. Wu // *Fluid Mech.* – 1994. – Vol. 266. – P. 303–317. – DOI:[10.1017/S0022112094001011](https://doi.org/10.1017/S0022112094001011).
251. The Regional Weather Forecasting System SKIRON and its capability for forecasting dust uptake and transport / G. Kallos [et al.] // *Proceedings of the WMO conference on dust storms (1–6 Nov. 1997, Damascus)*. – Damascus, 1997. – P. 9.
252. Weijerman, M. How models can support ecosystem-based management of coral reefs / M. Weijerman [et al.] // *Progress in Oceanography*. – 2015. – Vol. 138, part B. – P. 559–570. – DOI:[10.1016/j.pocean.2014.12.017](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.12.017).
253. Wolanski, E. *Estuarine Ecohydrology: An Introduction* / E. Wolanski, M. Elliott // Elsevier, 2015. – 168 p. – DOI:[10.1016/C2013-0-13014-0](https://doi.org/10.1016/C2013-0-13014-0).
254. Wu, J. Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane / J. Wu // *J. Geophys. Res.* – 1987. – Vol. 87, iss. C12. – P. 9704–9706. – DOI:[10.1029/JC087iC12p09704](https://doi.org/10.1029/JC087iC12p09704).
255. Yang, Zh. Variational inverse parameter estimation in a cohesive sediment transport model: An adjoint approach / Zhaoqing Yang, John M. Hamrick // *Journal of Geophysical Research*. – 2003. – Vol. 108, iss. C2. – Article no. 3055. – DOI:[10.1029/2002JC001423](https://doi.org/10.1029/2002JC001423).
256. Zakharchuk, E. A. Free low frequency waves in the Baltic Sea / E. A. Zakharchuk, N. A. Tikhonova, V. R. Fuks // *Russ. Meteorol. Hydrol.* – 2004. – Vol. 11. – P. 53–64.
257. Zakharchuk, E. A. Spatiotemporal structure of Baltic free sea level oscillations in barotropic and baroclinic conditions from hydrodynamic modelling / E. A. Zakharchuk, N. Tikhonova, E. Zakharova, A. V. Kouraev // *Ocean Sci.* – 2021. – Vol. 17. – P. 543–559. – DOI:[10.5194/os-17-543-2021](https://doi.org/10.5194/os-17-543-2021).