

На правах рукописи

Попов Сергей Константинович

**Моделирование и прогноз изменений уровня и скорости течений в
морях России**

Специальность 25.00.29-Физика атмосферы и гидросферы

Автореферат

**диссертации на соискание ученой степени
доктора физико-математических наук**

Москва 2019

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении "Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации" (ФГБУ "Гидрометцентр России"), в отделе морских гидрологических прогнозов.

Официальные оппоненты:

Беляев Константин Павлович, доктор физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук (ИО РАН).

Дианский Николай Ардальянович, доктор физико-математических наук, доцент, Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования "Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова" (МГУ им. М.В. Ломоносова)

Ибраев Рашит Ахметзиевич, доктор физико-математических наук, член-корреспондент РАН, главный научный сотрудник, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука Российской академии наук (ИВМ РАН).

Ведущая организация:

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки "Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН" (ИВМиМГ СО РАН).

Защита состоится 9 октября 2019 г. в 15 часов 00 мин. на заседании диссертационного совета Д 327.003.01 при Федеральном государственном бюджетном учреждении "Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации" (ФГБУ "Гидрометцентр России") по адресу: г. Москва 123242, Большой Предтеченский переулок, д. 11-13.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Федерального государственного бюджетного учреждения "Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации" и на сайте центра: <https://meteoinfo.ru/disserboard>

Автореферат разослан «___» _____ 2019 г.

Ученый секретарь диссертационного
совета, кандидат физико-математических наук

Шатунова М.В

Общая характеристика работы

Актуальность темы.

Для гидрометеорологического обеспечения морских отраслей экономики страны необходимы сведения о гидрометеорологическом режиме на обширных акваториях морей России. Организация непрерывных многолетних наблюдений в открытом море практически не реальна. Объем информации, поступающей с береговых наблюдательных постов Гидрометслужбы РФ, в последнее время сокращается. До сравнительно недавнего прошлого исследования морей ограничивались статистическим обобщением материалов судовых наблюдений и наблюдений на сети прибрежных станций. Суммарным итогом многолетних исследований морей стали режимные обобщения по характеристикам основных гидрометеорологических элементов, которые легли в основу выпусков серий справочных пособий и монографий по морям России [Гидрометеорология, Баренцево море, 1990; Гидрометеорология, Каспийское море, 1992 и др.].

Проблема освоения природных ресурсов морей и, в первую очередь, их шельфовой зоны потребовала иного качественного и количественного уровня гидрометеорологической информации. Работы на открытых пространствах шельфовой зоны по освоению нефтегазоносных ресурсов потребовали создания новых технологий и методов определения экстремальных характеристик редкой повторяемости основных элементов гидрометеорологического режима (ветра, уровня моря, скорости течений) в районах, где отсутствуют данные наблюдений или их недостаточно. Эти новые технологии расчета основаны на совместном использовании гидродинамических и вероятностных моделей гидрометеорологических явлений [Зильберштейн и др., 2001]. Такая технология соответствует современному мировому уровню развития науки и аналогична подобным разработкам в Германии, Великобритании и США.

В настоящее время гидродинамическое моделирование широко применяется в мировой практике для исследования циркуляции на континентальном шельфе, в эстуариях, заливах, озерах. Первые работы хорошо известны, например, работы Хипса, Бэкхауса, Бламберга, Ойи, Меллора, Хариса и т.д. [Heaps, 1973; Backhaus, 1985; Blumberg, Mellor, 1985; Oey, Mellor, Hires, 1985]. В этих работах гидродинамическое моделирование используется для исследования ветровой и приливной циркуляции в различных регионах: в Ирландском и Северном морях, в Мексиканском заливе, в эстуарии Гудзон-Раритан, на Европейском шельфе.

Гидродинамическое моделирование с успехом используется для расчета экстремальных характеристик основных динамических элементов (уровня моря, приливов,

штормовых нагонов, суммарных течений) для целей гидротехнического строительства [Flather, 1987; Davies and Flather, 1987]. В сочетании с вероятностными моделями гидродинамическое моделирование позволяет получать характеристики динамического режима редкой повторяемости, возможные 1 раз в N лет ($N=1, 5, 10, 25, 50$ и 100 лет). Эти характеристики необходимы для гидрометеорологического обеспечения работ по разведке и добыче минеральных ресурсов [Pugh, 1982].

В России первоначально характеристики редкой повторяемости были получены с использованием двумерной модели приливов и штормовых нагонов [Ryabinin, Zilberstein, 1996; Safronov, Zilberstein, 1996; Zilberstein et al. 1997]. Однако, двумерные модели, несмотря на их преимущество в быстродействии расчетов, не могли дать распределение скорости течения по горизонтам и в придонном слое. Трехмерные модели могут решить многие океанологические задачи, включая расчет уровня моря, плотности воды, скорости течения на различных горизонтах, возбуждаемых ветром, стоком рек и неравномерностью полей плотности. Уровень развития вычислительной техники в настоящее время позволяет проводить расчеты течений в морях России на длительные промежутки времени (десятки лет) с заданным на поверхности моря атмосферным форсингом и использованием z - координатной трехмерной гидродинамической модели со свободной поверхностью [Попов и др., 2009].

В настоящее время для исследования изменчивости уровня моря, скорости течений, температуры и солености применяются, как z - координатные трехмерные гидротермодинамические модели: MOM [Pacanovsky, Griffies, 2000], МГВМ [Ибраев, 2008], ИВМиМГ СО РАН [Голубева, 2008], так и σ - координатные: POM [Mellor, 2004], ROMS [Shchepetkin, McWilliams, 2005], INMOM [Дианский, 2013]. В развитых странах для обеспечения безопасности мореплавания и предупреждения населения об опасных штормовых нагонах используются оперативные гидродинамические модели.

Первая двумерная модель, пригодная для прогноза колебаний уровня моря [Вольцингер, Пясковский, 1977], появилась давно, но модель не была доведена до использования в оперативных прогнозах. Начиная с 2000 г., в ААНИИ появляются первые оперативные двумерные модели расчета и прогноза колебаний уровня моря в Финском заливе [Ашик, 2002], а затем в Юго-восточной части Баренцева и юго-западной части Карского моря [Ашик, 2006]. В ДВНИГМИ первой оперативной моделью стала двумерная модель для прогноза штормовых нагонов в Охотском море [Любицкий, 2010].

На основе модели, разработанной автором диссертации, в Гидрометцентре России внедрен в 2001 г. метод краткосрочного прогноза уровня и течений Каспийского моря [Вербицкая и др., 2003, 2006]. Позднее, в 2013 г., метод краткосрочного прогноза уровня и

течений был внедрен в оперативную практику для Белого и Баренцева морей [Попов и др., 2014]. Для Каспийского, Белого и Баренцева морей методы краткосрочного прогноза уровня моря и скорости течений внедрены в качестве основных в оперативную практику ФГБУ «Гидрометцентр России» по решению Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам Росгидромета (ЦМКП).

В настоящее время, еще не прошли ЦМКП, но уже внедрены в Гидрометцентре России, еще две оперативные модели прогноза уровня и течений для Балтийского и Азовского морей.

Основная цель работы.

Разработка трехмерной численной гидродинамической модели со свободной поверхностью для расчета приливов и штормовых нагонов в морях России. Применение модели к расчету уровня и трехмерных полей скоростей течений по заданным на поверхности моря полям ветра и атмосферного давления с учетом приливов, стратификации вод, сплоченности льда.

Для реализации поставленной цели решались **следующие задачи:**

- 1) Разработка численных гидродинамических моделей разных уровней пространственного разрешения для расчета скоростей течений и уровня в морях России.
- 2) Включение в модель алгоритма осушения и затопления прибрежных территорий.
- 3) Подготовка среднемесячных климатических полей температуры и солёности морской воды по данным наблюдений.
- 4) Подготовка цифровой информации о сплоченности льда.
- 5) В приливных морях (Баренцево и Белое) – верификация гидродинамической модели по наблюдениям за главными приливными гармониками на 60 уровневых береговых постах.
- 6) Выполнение непрерывных гидродинамических расчетов суммарных течений и уровня моря по данным о ветре и давлении на поверхности моря (реанализ NCEP) продолжительностью несколько десятков лет в Каспийском и Баренцевом морях.
- 7) Применение вероятностной модели для расчета характеристик редкой повторяемости (1 раз в 5, 10 25,50 и 100 лет) уровня моря и скорости течений по направлениям в Каспийском и Баренцевом морях.
- 8) Исследование внутригодовой и межгодовой изменчивости уровня Каспийского моря.
- 9) Разработка метода краткосрочного прогноза уровня моря и скорости течения и внедрение его в оперативную практику ФГБУ «Гидрометцентр России» для Каспийского, Баренцева, Белого, Балтийского и Азовского морей.

10) Создание оперативной модели Балтийского моря и прогноз наводнений в Санкт-Петербурге с учетом работающей дамбы.

11) Разработка оперативной модели Азовского моря и прогноз наводнений в Таганроге.

Положения, выносимые на защиту и их новизна.

1. Трехмерная модель гидродинамики моря, предназначенная для исследования приливных движений и штормовых нагонов в морях России. Модель основана на системе уравнений гидродинамики со свободной поверхностью, позволяющей проводить расчеты с изменяемой массой моря, учитывающей сток рек и испарение с поверхности моря, осушение и затопление прибрежных территорий. Численная модель включает конечно-разностную аппроксимацию исходной системы уравнений, вычислительную реализацию в виде программного кода и комплекс программ для обработки результатов численного моделирования.

2. Впервые созданные и внедренные в оперативную практику ФГБУ «Гидрометцентр России» технологии краткосрочного прогноза изменений уровня моря и скорости течений для Каспийского, Баренцева, Белого, Балтийского и Азовского морей на основе трехмерной гидродинамической модели

3. Результаты исследования изменений уровня Каспийского моря на различных временных масштабах (сезонные и сгонно-нагонные колебания), полученные на основе численных экспериментов и данных наблюдений. Экстремальные характеристики уровня моря и скорости течений Каспийского моря, впервые полученные с учетом сплоченности льда на основе непрерывных расчетов по модели за 60-летний период (1948 –2007 гг.).

4. Уточнено влияние горизонтально-неподвижного льда на приливные гармоники в Баренцевом море. Впервые получено, что под влиянием льда происходит перестроение картины приливных колебаний уровня моря и смещение амфидромий, приводящее к росту амплитуды колебаний уровня моря в отдельных районах.

5. Модификация модели гидродинамики моря для расчета Балтийского моря (BALT-P) с разрешением по горизонтали 2 морские мили для Балтийского моря и 90 м для верхней части Финского залива, позволяющая рассчитывать уровень моря и прогнозировать катастрофические нагоны во время наводнений в Санкт-Петербурге с учетом постепенного закрытия и открытия ворот дамбы.

6. Впервые установлен механизм возникновения второго максимума уровня моря, который часто наблюдается во время наводнений в Санкт-Петербурге. Анализ результатов численных расчетов показал, что этот максимум вызывается возбуждением в результате ветрового воздействия одноузловой сейши Балтийского моря, вершина которой находится в

Финском заливе. В большинстве случаев второй максимум уровня моря меньше первого и ветер препятствует росту собственных колебаний, но иногда воздействие ветра приводит к раскачке собственных колебаний и увеличению второго максимума уровня моря.

Достоверность.

Определяется использованием верифицированной по данным наблюдений и физически полной численной модели, учитывающей поля ветра, атмосферного давления, приливные движения, стратификацию вод, сплоченность льда, батиметрию, включая топографию берегов.

Практическая значимость.

Полученные с использованием гидродинамической и вероятностной моделей характеристики редкой повторяемости основных элементов гидрометеорологического режима, (ветра, уровня моря, скорости течений) необходимы для проектирования и строительства морских сооружений на шельфах морей. Распараллеленная версия модели является составной частью высокопроизводительного программного комплекса для моделирования экстремальных явлений в атмосфере и океане [Бухановский и др., 2008].

Оперативные прогнозы уровня моря служат для обеспечения безопасности мореплавания и предупреждения населения об опасных штормовых нагонах

Разработанная в диссертации морская модель BALT-P используется в качестве вспомогательной модели для расчета прогнозов уровня воды в системе предупреждения угрозы наводнений комплекса защитных сооружений г. Санкт-Петербурга.

Гидродинамическая модель течений необходима для расчета переноса нефтепродуктов [Орадовский и др., 1999], и прогнозов распространения аварийных разливов нефти в море [Овсиенко и др., 2007], для расчета водообмена и переноса загрязняющих веществ между различными частями моря [Попов и др., 2015]. Информация о скорости течений необходима для моделирования распространения взвеси при проведении дноуглубительных работ [Шапочкин и др., 2003].

В работах, посвященных дистанционному зондированию Земли [Лебедев, 2005; Лебедев, 2014], в качестве динамической топографии использовались результаты расчетов уровня моря, полученные с помощью гидродинамической модели автора диссертации.

Апробация работы.

Результаты работы докладывались на следующих семинарах и конференциях:

1. Международные конференции «Освоение шельфа арктических морей России» (РАО-99), (РАО-01), (РАО-03), (РАО-05), (РАО-07), (РАО-09), Санкт-Петербург.
2. Международная конференция «ГИС для устойчивого развития территорий InterCarto9», Новороссийск, Севастополь, 25-29 июня 2003.

3. International Workshop The Black Sea Coastal Air-Sea Interaction/Phenomena and related impacts and applications, 13-15 May, 2004, Constanta, Romania.

4. The Seventh International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, Medcoast 05, E. Ozhan (Editor), 25-29 October, 2005, Kusadasi, Turkey.

5. Международная научная конференция «Изменения климата и водного баланса Каспийского региона», 19-21 октября 2010 г., Астрахань.

6. Международная конференция, посвященная первой официальной встрече делегаций Росгидромета и Норвежского метеорологического института Санкт-Петербург, ААНИИ 30-31.03.2011 по подписанию двустороннего соглашения о сотрудничестве Росгидромета и Норвежского метеорологического института.

7. Вторая Всероссийская конференция по прикладной океанографии 22-24 октября 2013 г., ГОИН, Москва.

8. Конференция "Современные проблемы моделирования и анализа процессов в морях и океанах в интересах гидрометеорологического обеспечения хозяйственной деятельности", 28-29 октября, 2014, ГОИН, Москва.

9. Международная научно-практическая конференция "Обеспечение гидрометеорологической и экологической безопасности морской деятельности", 16-17 октября, 2015 г., Астрахань.

Личный вклад автора

Автором разработана численная трехмерная гидродинамическая морская модель для расчетов приливов и штормовых нагонов с учетом осушения и затопления прибрежных территорий. Вычислительные программы модели написаны автором. Все расчеты по модели и сравнение с данными наблюдений выполнены автором. Модели Баренцева, Белого, Балтийского и Азовского морей внедрены автором в оперативную практику Гидрометцентра России.

Автором получены 4 авторских свидетельства о государственной регистрации программ и 4 акта внедрения.

Публикации

Результаты диссертационной работы изложены в 53 публикациях, из них 19 - в журналах, включенных в список ВАК.

Структура и объем диссертации

Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения и списка литературы из 167 наименований (из них 48 на зарубежные источники). В ней содержится 300 страниц, 32 таблицы и 150 рисунков.

Благодарности. Автор выражает благодарность за поддержку и внимание своим учителям: Залесному В.Б., Архипову Б.В., Сафронову Г.Ф., Нестерову Е.С., Шапиро Н.Б. и за сотрудничество коллегам по работе: Лобову А.Л., Зильберштейну О.И., Елисову В.В., Батову В.В., Шапочкину Д.А., Вербицкой О.А., Лопатухину Л.И., Бухановскому А.В., Чернышевой Е.С., Лебедеву С.А.

Основное содержание работы

Во **Введении** обосновывается актуальность темы диссертации, ставятся цели и задачи диссертации, формулируются положения, выносимые на защиту.

В **главе 1 Гидродинамическая численная трехмерная модель расчета уровня моря и скорости течения** выписана исходная система уравнений модели со свободной поверхностью в декартовой системе координат в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial uu}{\partial x} + \frac{\partial vu}{\partial y} + \frac{\partial wu}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + N_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} N_z \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial uv}{\partial x} + \frac{\partial vv}{\partial y} + \frac{\partial wv}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + N_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} N_z \frac{\partial v}{\partial z}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \rho g, \quad (3)$$

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

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial uT}{\partial x} + \frac{\partial vT}{\partial y} + \frac{\partial wT}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial uS}{\partial x} + \frac{\partial vS}{\partial y} + \frac{\partial wS}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial S}{\partial z}, \quad (6)$$

$$\rho = f(T, S, p). \quad (7)$$

Начало координат расположено на невозмущенной поверхности моря, ось z направлена вниз, ось y направлена на север, ось x – на восток. Используются следующие обозначения: f – параметр Кориолиса; p – давление; ρ – плотность; ρ_0 – отсчетное значение плотности, T – температура, S – соленость, u, v, w составляющие поля скорости по осям x, y, z соответственно; g – гравитационное ускорение.

Давление представлено с использованием уравнения гидростатики:

$$p = \int_{\zeta}^z \rho g dz = p_s + p_a - \rho_{\zeta} g \zeta, \quad (8)$$

где ζ – отклонение свободной поверхности от невозмущенного положения определяет внешнюю баротропную составляющую давления; ρ_{ζ} – плотность в поверхностном слое. N_z , N_h – коэффициенты вертикальной и горизонтальной вязкости; K_z – коэффициент

вертикальной диффузии; $p_s = \int_0^z \rho g dz$ – внутренняя бароклинная компонента давления; p_a – атмосферное давление.

Использована параметризация для коэффициента вертикальной турбулентной вязкости N_z следующего вида:

$$N_z = (c_{ML} \cdot h_{ML})^2 \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2 - \frac{1}{S_M} \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}, \quad (9)$$

где c_{ML} – коэффициент пропорциональности, h_{ML} – толщина перемешанного слоя; S_M – число Шмидта, которое определяется по Меллору и Дурбину [Mellor, Durbin, 1975] через число Ричардсона

$$Ri = \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} / \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2 \right], \quad (10)$$

$$S_M = \frac{Ri}{\left[0,725 \left(Ri + 0,186 - \sqrt{Ri^2 - 0,316 Ri + 0,0346} \right) \right]}$$

С помощью частных решений k-ε -уравнений Кочергин [Kochergin, 1987] определил коэффициент c_{ML} , который для случая устойчивой стратификации оказался равным 0,05. В формуле (9) толщины верхнего и придонного перемешанных слоев h_{ML} зависят от критического числа Ri равного 0,22 [Pohlmann, 1996].

В перемешанном слое число Ri меньше критического. Таким образом, интенсивность турбулентного перемешивания зависит как от скорости течения, ее вертикальных сдвигов, так и от стратификации. При устойчивой стратификации коэффициент вертикальной вязкости уменьшается.

На твердых боковых границах задается условие непротекания, т.е. равенства нулю нормальной компоненты скорости и скольжения, т.е. равенства нулю производной по нормали от тангенциальной скорости. Потоки температуры и солёности равны нулю.

На поверхности моря $z = \zeta(x, y, t)$ задаются касательные напряжения ветра, кинематическое условие, потоки тепла и соли:

$$N_z \frac{\partial u}{\partial z} = -\tau_{sx}, \quad N_z \frac{\partial v}{\partial z} = -\tau_{sy}, \quad \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} - w = -\rho_f^{-1} W,$$

$$K_z \frac{\partial T}{\partial z} = -Q_{ow}, \quad K_z \frac{\partial S}{\partial z} = S \rho_f^{-1} W; \quad (11)$$

$$(\tau_{sx}, \tau_{sy}) = (C_d U_{ax} |\vec{U}_a|, C_d U_{ay} |\vec{U}_a|) \quad (12)$$

где \vec{U}_a – вектор скорости ветра на высоте 10 м.

В настоящее время для определения коэффициента сопротивления C_d используется выражение из [Holthuijsen et al., 2012]. Поток тепла Q_{ow} рассчитывается аналогично работе

[Дианский, 2013]. Кинематическое условие на поверхности моря выписано с учетом потока массы. $W=P-E$ – интенсивность потока воды в море, где P , E – интенсивность осадков и испарения, ρ_f – плотность пресной воды. В работе [Ибраев, 2008], где используется кинематическое условие на поверхности моря, которое учитывает поток массы, показано, что соленость в верхнем слое моря уменьшается за счет притока пресной воды на поверхности моря. При испарении с поверхности моря пресной воды соленость верхнего слоя моря увеличивается.

На дне $z = H(x, y)$ принимается квадратичный закон трения, задаются кинематическое условие обтекания течением неровностей рельефа дна $H(x, y)$ и отсутствие потоков тепла и соли:

$$N_z \frac{\partial u}{\partial z} = -\tau_{bx}, N_z \frac{\partial v}{\partial z} = -\tau_{by}, \quad w = u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y}, \quad K_z \frac{\partial T}{\partial z} = 0, K_z \frac{\partial S}{\partial z} = 0; \quad (13)$$

$$((\tau_{bx}, \tau_{by}) = (\alpha u_b |\vec{U}_b|, \alpha v_b |\vec{U}_b|)) \quad (14)$$

где \vec{U}_b – вектор придонного течения, $\alpha = 2,5 * 10^{-3}$ – коэффициент придонного трения.

Узлы расчетной сетки модели u, v смещены относительно узлов ζ на половину временного шага. Такая сетка, известная под названием сетки Ричардсона, оптимальна для расчета инерционно-гравитационных волн, к которым принадлежат приливы и штормовые нагоны [Wajslowicz, 1986]. Пространственный шаблон, носящий название сетки «С» по классификации Аракавы [Mesinger, Arakawa, 1976], обладает наилучшими дисперсионными свойствами и позволяет проводить расчеты с наименьшими затратами времени и памяти компьютера.

Боковые границы аппроксимируются вертикальными плоскостями, проходящими по узлам сетки. Верхняя граница поверхностных ячеек изменяется по времени, а нижняя граница придонных ячеек определяется рельефом дна. Число расчетных слоев определяется глубиной места и изменяется по пространству от 1 (верхний и нижний слои совпадают) до заданного максимума. Глубина моря и уровень моря в точках u, v компонент скорости определяются как средние значения по двум соседним точкам температуры и солёности.

Для аппроксимации уравнений по времени используется полуявная схема с перешагиванием. Компоненты скорости определены на четных шагах, а температура, солёность и уровенная поверхность на нечетных шагах по времени. Вертикальная турбулентная вязкость и диффузия описываются неявным образом, что позволяет избежать ограничения на шаг по времени, присущего явной схеме. Получившееся трехточечное уравнение решается методом прогонки [Роуч, 1980].

При аппроксимации силы Кориолиса на сетке «С» используется полуявное

представление. При этом две компоненты скорости берутся с неявного шага по времени, а две – с явного.

Наиболее сильное ограничение на шаг по времени возникает из-за явной аппроксимации внешних гравитационных волн.

Для адвективных нелинейных членов в уравнениях для скорости течения, температуры и солености используется вторая схема с разностями против потока [Роуч, 1980], которая обладает как свойством консервативности, так и свойством транспортности.

При моделировании штормовых нагонов возможно затопление и осушение прибрежных областей. Для учета этих эффектов расчетная область содержит дополнительные точки, которые считаются «сухими» в начале расчета и могут затопляться в процессе штормового нагона. В этом случае предполагается задание в виде цифрового массива не только батиметрии акватории, соответствующей невозмущенному положению уровня моря, но и топографии прибрежных участков суши – районов возможного затопления. Учет осушения и затопления осуществлялся с помощью специальной технологии, разработанной на основе процедуры, изложенной в работах [Flather, Hearn, 1975].

Глава 2 Моделирование уровня моря и циркуляции воды в Каспийском море посвящена моделированию скорости течений и уровня Каспийского моря. В разделе 2.1 рассмотрены термохалинные и стоковые течения как наиболее медленные течения в море, которые создают фон, на котором под действием ветра формируются относительно короткопериодные, но интенсивные стонно-нагонные течения. Под действием ветра возникают дрейфовые течения на поверхности моря, которые вызывают изменения уровня моря и приводят к возникновению градиентов уровня моря и градиентных течений. Когда ветер стихает, то уровень моря и течения через непродолжительное время устанавливаются в соответствии с градиентами температуры и солености; в отсутствие ветра картина течений отражает термохалинную циркуляцию.

Для получения термохалинных течений применяется метод гидродинамического диагноза и адаптации, то есть расчеты проведены аналогично работе [Ибраев, 2001]. Отличие состоит в том, что среднемесячный климатический ветер на поверхности моря при расчетах термохалинных течений не задается, так как планируется получить течения, вызванные только градиентами температуры и солености.

При проведении адаптационных расчетов, на поверхности моря потоки тепла и соли, а также поля ветра и градиенты атмосферного давления полагались равными нулю. Такие граничные условия вместе с коротким временем адаптационного расчета позволяют рассчитывать на то, что заданные из наблюдений термохалинные поля не изменятся в

течение адаптации слишком сильно. В результате адаптации происходит быстрое взаимное согласование температуры, солености и скоростей течений, причем поля температуры и солености остаются близкими к заданным из наблюдений полям, а скорости течений характеризуют термохалинную циркуляцию.

Среднемесячные климатические поля температуры и солености на 30 стандартных горизонтах подготовлены Лобовым А. Л. с использованием данных судовых наблюдений, описанных в работе [Косарев, Тужилкин, 1995].

В результате расчетов термохалинной циркуляции, была получена для четырех характерных месяцев сезонов похожая циклоническая картина циркуляции в Среднем Каспии: вдоль всего восточного берега всегда существует направленное на север течение, а вдоль северной части западного берега течение направлено на юг. В Южном Каспии общим для термохалинной циркуляции для всех характерных месяцев сезонов является наличие циклонического круговорота в центре и направленного на север течения, начинающегося на восточной периферии этого круговорота.

В разделе 2.2 описываются результаты моделирования с учетом воздействия атмосферы (ветер и давление) на поверхности моря. На фоне климатических термохалинных полей была рассчитана сезонная изменчивость уровня моря.

Горизонтальное разрешение сетки модели Каспия составляет 3*3 морские мили, всего (126*216) точек из которых часть точек занимает суша. Начальный уровень моря соответствует – 27 м Балтийской системы высот (БС). По вертикали сетка неравномерная и содержит 30 расчетных горизонтов. Шаг по времени 40 сек.

В качестве входной информации задаются поля давления на уровне моря по данным глобального реанализа метеорологических полей NCEP/NCAR с дискретностью 6 часов по времени и 2.5*2.5 градуса по горизонтали.

Данные реанализа по ветру не используются, поскольку ветер по реанализу оказался значительно слабее реально наблюдавшегося на станциях. Специально была разработана методика расчета приводного ветра по полям атмосферного давления. Поле скоростей приводного ветра определяется по полю атмосферного давления с учетом кривизны изобар и агеострофической составляющей. При моделировании учитываются климатические поля температуры и солености для 12 месяцев, полученные адаптационным расчетом, по данным наблюдений на 30 стандартных горизонтах. При переходе от месяца к месяцу поля температуры и солености изменяются и остаются постоянными в течение месяца.

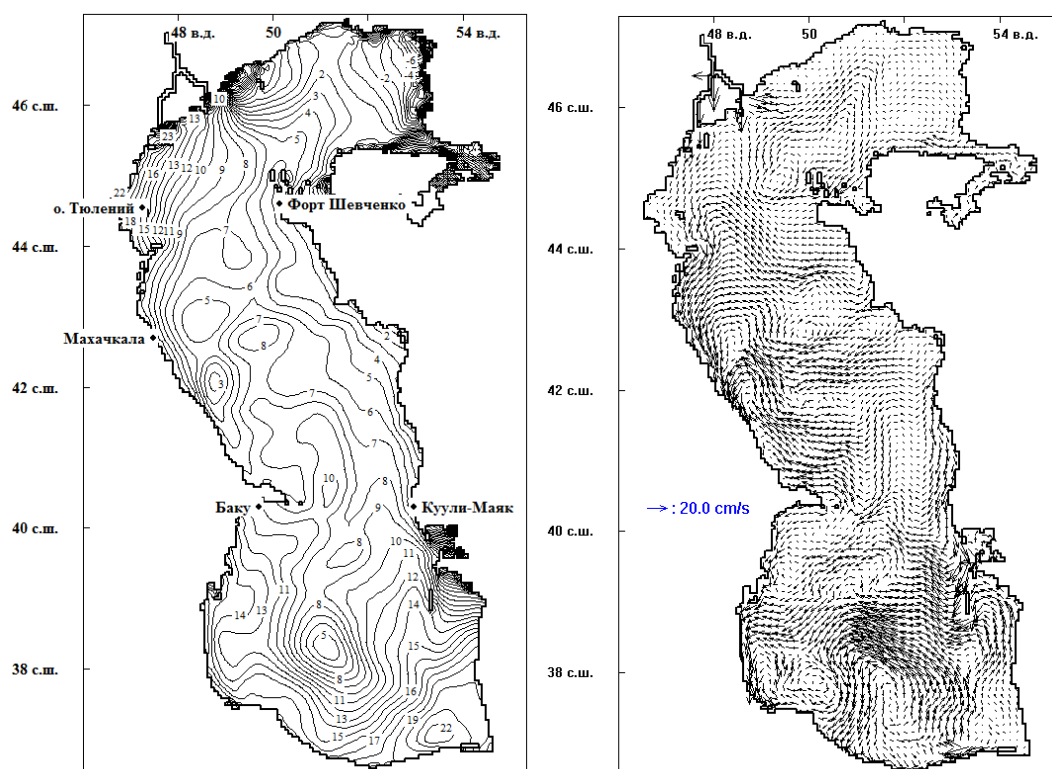
В зимние месяцы задавалась ежесуточная сплоченность льда вместо климатической сплоченности льда, используемой в работе [Попов, 2009].

На поверхности моря задавались неравномерные по пространству среднемесячные климатические поля разности осадков и испарения [Панин, 1987]. Также были заданы среднемесячные климатические значения стока Волги.

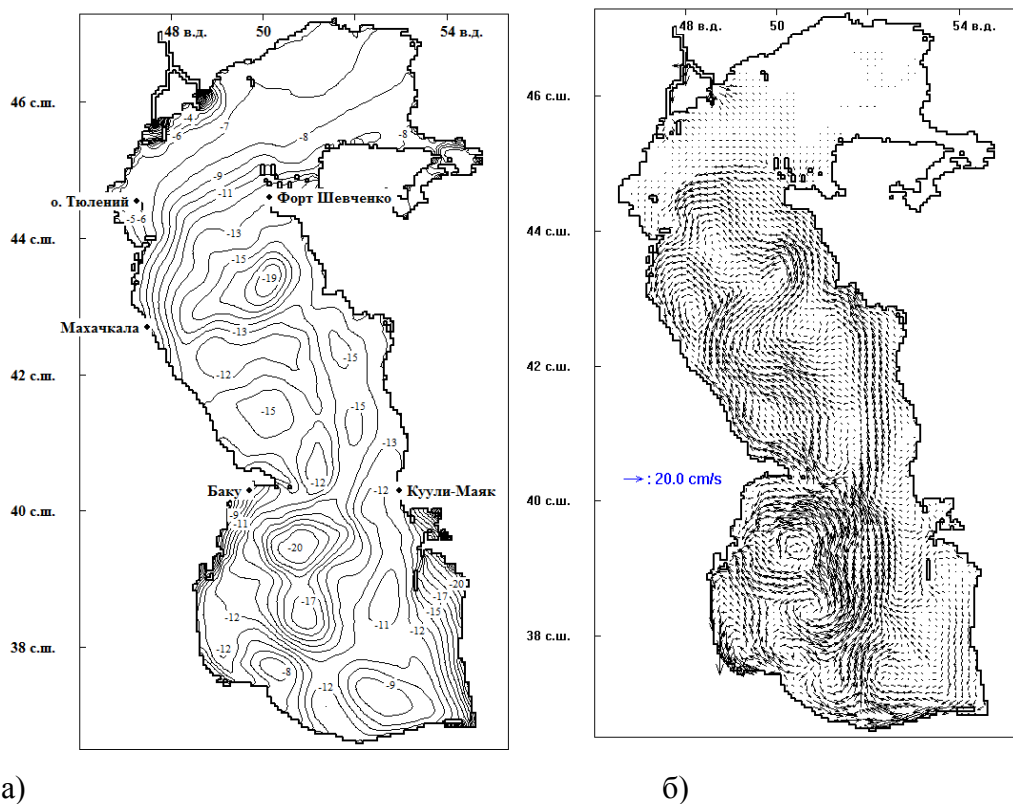
В течение года для каждого месяца сток Волги не балансируется видимым испарением, и возникает сезонный ход среднего уровня моря. Поля видимого климатического испарения и сток Волги в сумме за год балансируются, так что изменения СУМ за год равны нулю и каждый год сезонный ход СУМ одинаковый.

Всего было рассчитано по модели 60 лет “морского реанализа” с 1948 по 2007 годы. Расчеты на такое большое время с шагом по времени 40 сек потребовало значительных вычислительных ресурсов. Применение параллельного алгоритма позволило значительно ускорить расчеты на современных многопроцессорных вычислительных системах.

В зимние месяцы преобладает ветер, направленный на северо-запад, который вызывает течения северного направления. В летние месяцы начинают преобладать ветер, направленный на юг, в результате, вдоль восточного берега Среднего Каспия течения летом направлены на юг. Средний уровень Каспийского моря (СУМ), полученный осреднением по площади среднемесячных полей уровня (рис. 1, 2) составляет 9,4 см в августе, -11 см в феврале, при этом максимум СУМ достигается в июне и равен 16 см, а минимум в январе -12,8 см.



а) б)
Рис. 1. Среднемесячные климатические а) уровень моря и б) скорость течения на поверхности в августе.



а)

б)

Рис. 2. Среднемесячные климатические а) уровень моря и б) скорость течения на поверхности в феврале.

СУМ определяется балансом между стоком рек и видимым испарением с поверхности моря и не зависит от сгонно-нагонных колебаний уровня, которые не изменяют средний уровень всего моря в целом (рис. 3).

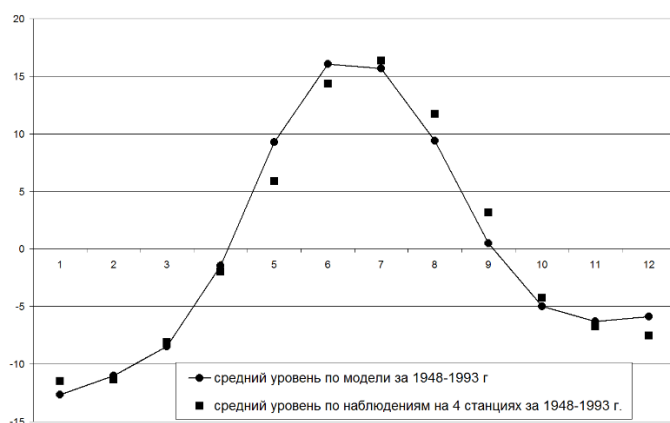


Рис. 3. Сезонный ход климатического СУМ по расчетам и наблюдениям за период 1948-1993 г.

В разделе 2.3 для моделирования межгодовых изменений уровня Каспийского моря задавался реальный среднемесячный сток Волги в течение 47 лет (1948 –1994 гг.), что позволяет воспроизвести не только сезонные, но и межгодовые изменения СУМ. В зимние месяцы задавались поля реальной ежесуточной сплоченности льда, позволяющие правильно воспроизводить сгоны и нагоны в Северном Каспии. Расхождения с наблюдениями связаны с

тем, что в модели задано климатическое видимое испарение на поверхности моря. При задании реального стока Волги, кроме межгодовых изменений среднегодового СУМ, возникают межгодовые изменения сезонного хода СУМ.

На рис. 4 приводится СУМ по модели и наблюдениям. Реальное испарение по наблюдениям было выше, чем заданное для расчетов климатическое испарение в период спада уровня моря в 1948-1955 годах [Фролов, 2003]. Расчеты с климатическим испарением дали даже небольшой рост уровня. Можно утверждать, что, согласно расчетам по модели с учетом реального стока Волги, причиной спада уровня моря в 1948-1955 годах было увеличенное испарение, а не уменьшение стока Волги. Наоборот, реальное испарение в период роста уровня в 1977-1994 годах было меньше климатического [Панин, 2005], но это не учитывалось, поэтому рост уровня получился меньше по модели, чем по наблюдениям. Для улучшения качества расчетов по модели необходимо климатическое видимое испарение заменить реальным.

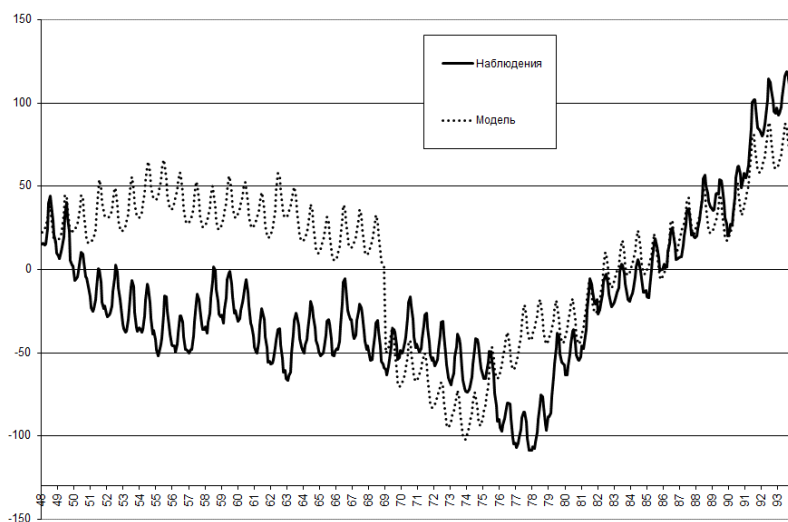


Рис. 4. Межгодовые и сезонные изменения среднего уровня моря (СУМ) по наблюдениям и по модели с реальным ежемесячным стоком Волги в течение 1948-1994 годов относительно -28 м БС.

Модель воспроизвела баротропный отклик уровня моря на изменения расхода Волги. Возмущения уровня моря распространяются по поверхности моря очень быстро, со скоростью внешней гравитационной волны. В некоторых работах встречается упоминание о волне паводка, где сказано, что волна паводка распространяется по поверхности Каспия с запозданием на 1–2 месяца. Чтобы рассчитать волну паводка, которая представляет собой бароклинный отклик на изменение расхода Волги, нужно рассчитать изменения полей температуры и солености морской воды как реакцию на изменение расхода Волги. В данной постановке заданы среднемесячные климатические поля температуры и солености, поэтому сезонные изменения уровня моря, связанные с изменениями полей температуры и солености, каждый год одинаковы. В данной постановке воспроизводится баротропный отклик на изменение расхода Волги на фоне климатических изменений температуры и солености.

С 1950 по 1965 годы отклонение уровня моря от СУМ в пункте Баку выросло на 16 см по наблюдениям, а расчеты по модели с заданием климатического расхода Волги или реального расхода Волги показали, что относительно среднего уровня моря положение п. Баку не изменилось. Такой рост уровня моря в пункте Баку относительно СУМ по наблюдениям, скорее всего связан с вертикальным перемещением нуля водомерной рейки вследствие движения земной коры, которое составляет примерно -1 см в год (16 см за 16 лет). При опускании нуля водомерной рейки, наблюдаемый относительно нуля рейки уровень моря возрастает.

В разделе 2.4 рассматривается технология расчетов экстремальных характеристик уровня моря, использующая как гидродинамическое, так и вероятностное моделирование.

Метод определения уровней редкой повторяемости на основе данных наблюдений над уровнем моря, теоретической основой которого является статистическая теория экстремальных значений, подробно изложен в работе [Герман, Левиков, 1988].

В результате расчетов по вероятностной модели были получены экстремальные характеристики уровня моря, возможные 1 раз в 5, 10, 25, 50 и 100 лет. На рис. 5 приведены максимальные значения уровня моря, возможные 1 раз в 100 лет. Максимум уровня моря по вероятностной модели, возможный 1 раз в 100 лет, полученный по непрерывному ряду максимумов уровня моря в течение 60 лет, составил 3,2 м в районе Лаганы.

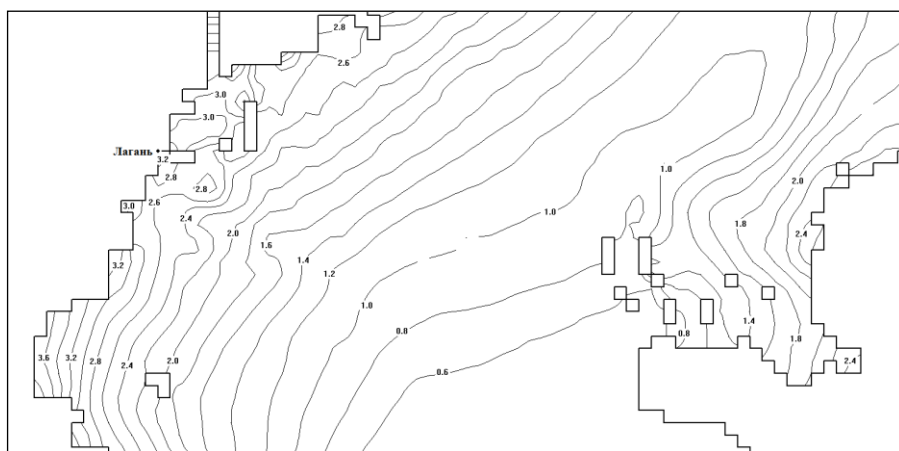


Рис. 5. Максимальный уровень моря, возможный 1 раз в 100 лет, в Северном Каспии. Жирные линии – границы берегового контура, соответствующие СУМ= -27 м БС

Для оценки влияния среднего уровня моря на экстремальные характеристики, проведены расчеты для других отметок среднего уровня моря $-25,9$ м БС и $-29,5$ м БС и получены экстремумы уровня моря при этих значениях СУМ.

В районе о. Тюлений при СУМ= $-25,9$ м БС максимум за 60 лет в расчете по модели 2 м, а минимум $-1,5$ м. При СУМ= $-29,5$ м БС максимум за 60 лет в расчете по модели 2,5 м, а минимум -2 м. Размах колебаний уровня моря вырос с 3,5 м при СУМ= $-25,9$ м БС до 4,5 м при СУМ= $-29,5$ м БС. В результате моделирования получено, что при одинаковых

атмосферных воздействиях на поверхность моря, размах колебаний уровня моря увеличивается при уменьшении площади поверхности моря. По наблюдениям максимум уровня моря 2,5 м, а минимум $-1,5$ м, размах колебаний уровня моря составил 4 м в районе о. Тюлений.

По данным расчетов суммарных течений за период 60 лет с шагом 1 ч определяются максимальные значения скоростей течений по 24 направлениям на различных горизонтах. Затем для каждого горизонта на основе вероятностной модели строятся функции распределения модуля максимальных скоростей суммарных течений за период 60 лет в каждом из 24 пятнадцатиградусных секторов. На основе полученной функции распределения определяются в этом секторе максимальные течения, возможные 1 раз в 5, 10, 25, 50 и 100 лет

Методика расчетов характеристик редкой повторяемости скоростей течений применяется отдельно для каждого узла расчетной сетки, горизонта и сектора. Были получены методически обоснованные значения экстремальных характеристик скорости течения по 24 направлениям и без учета направления в каждой точке на отдельном горизонте.

Влияние площади зеркала моря на экстремальные характеристики скорости течения значительно меньше, чем на экстремальные характеристики уровня моря. Размах колебаний уровня моря значительно увеличивается при уменьшении площади моря, а скорость течения незначительно уменьшается.

Реалистичность расчетов скорости течения в зимние месяцы обеспечивается учетом данных о сплоченности льда, при этом первые расчеты проводились с заданием среднемесячных полей сплоченности льда. Однако, в процессе работы выяснилось, что для адекватного воспроизведения уровня моря нельзя задавать неподвижную кромку льда в течение месяца. Вблизи неподвижной в течение месяца кромки льда образуются нереально большие сгоны воды. Для более точного расчета уровня моря и скорости течения в настоящее время учитываются ежедневные поля сплоченности льда

В диссертации приведены карты пространственного распределения модуля скорости течения на поверхностном горизонте, возможной 1 раз в 100 лет без учета направления в Северном Каспии для каждого месяца ледового периода. Также показаны розы скорости течения, возможной 1 раз в 100 лет, в некоторых характерных точках Северного Каспия. Анализ приведенных на рисунках данных позволяет сделать вывод о наличии значительной корреляции между полями экстремальных течений и распределением значений сплоченности льда. По мере роста сплоченности льда происходит уменьшение значений скорости течения. В районах устойчивого существования припая величина экстремальной (возможной 1 раз в

100 лет) скорости течения на поверхностном горизонте не будет превосходить 60 см/с. Однако, неравномерность распределения сплоченности ледяного покрова, которая характерна для центральных районов Северного Каспия, обуславливает возможность существования в этих районах значительных скоростей течений, направленных на восток и запад – юго-запад.

В **разделе 2.5** представлено сравнение расчетов и наблюдений за уровнем моря на береговых станциях Каспийского моря в течение 2012 года. Были проведены численные эксперименты с расчетом полей температуры и солёности. На поверхности моря задавались среднемесячные климатические поля температуры и солёности. Температура и солёность рассчитываются по уравнениям переноса-диффузии. В качестве начальных трехмерных полей задаются климатические поля температуры и солёности. Были выполнены тестовые расчеты полей температуры и солёности на установление, когда в течение шести лет на поверхности моря задавались среднемесячные климатические поля температуры и солёности, повторяющиеся в течение шести лет давление и ветер для 2012 года с шагом по времени 6 часов. В результате численных экспериментов выяснилось, что происходит установление по времени годового хода температуры и солёности. Средняя температура на придонном горизонте увеличивается в течение пяти лет, после этого стабилизируется годовой ход температуры на придонном горизонте. По сравнению с климатическими полями температуры и солёности, полученными по данным наблюдений, в расчетах получается более высокая температура воды на придонных горизонтах. Профиль изменения температуры с глубиной в расчетах более гладкий, чем в наблюдениях. Размывание термоклина происходит за счет искусственной схемной вязкости, поскольку используется схема направленных разностей. В настоящее время используется 30 расчетных слоев по вертикали, для уменьшения схемной вязкости планируется использовать не менее 100 расчетных слоев по вертикали.

В **разделе 2.6** продемонстрирована принципиальная возможность использования оперативной гидродинамической модели Каспийского моря в ее усовершенствованном виде для оценки трансграничного переноса загрязняющих веществ на границе лицензионного участка (а также на границе российского сектора недропользования Каспийского моря). Разработанная технология расчета трансграничного переноса загрязняющих веществ с использованием данных мониторинга и моделирования представляет собой яркий пример расширяющегося использования методов и технологий оперативной метеорологии и океанографии для охраны окружающей среды.

В **разделе 2.7** рассматривается применение оперативной гидродинамической модели для диагноза и прогноза уровня Каспийского моря. Целью оперативной гидродинамической

модели является расчет скорости течений и уровня Каспийского моря на короткий промежуток времени от 2 до 7 суток.

В оперативной модели Каспийского моря используются еженедельные данные о ледовой обстановке – цифровые поля сплоченности льда, полученные по картам, составляемым в Гидрометцентре России.

Входными данными являются поля прогноза на 48 ч давления и ветра модели COSMO–RU07 с разрешением примерно 7 км по горизонтали.

Выходными данными являются прогностические трехмерные поля скорости течений и уровня Каспийского моря на 1 мильной сетке (шаг по горизонтали 1856 метров, 376*646 расчетных точек). Результаты прогноза на 48 ч записываются в базу данных Гидрометцентра России с шагом 1 час по времени.

Верификация оперативной модели проводится путем сравнения диагностических и прогностических расчетов уровня моря с наблюдениями на станции о. Тюлений в Каспийском море. Для проведения диагностического расчета был создан непрерывный ряд полей атмосферного давления и скорости ветра на сетке Каспийского моря в течение 2014 года. Этот непрерывный ряд состоял из прогностических полей модели COSMO–RU07 с заблаговременностью 6, 9 12, 15 часов, рассчитываемых два раза в сутки от 00 и 12 часов.

Были проведены непрерывные расчеты уровня моря по заданному на поверхности моря атмосферному воздействию (ветер и давление) в течение 5 месяцев на сетках с горизонтальным разрешением 3 мили и 1 мили. Начальное поле уровня Каспийского моря было задано постоянным по всей площади моря и равным $-27,6$ м БС, начальные скорости течений равны нулю. Результаты сравнения расчетов уровня моря с наблюдениями представлены на рис. 6.

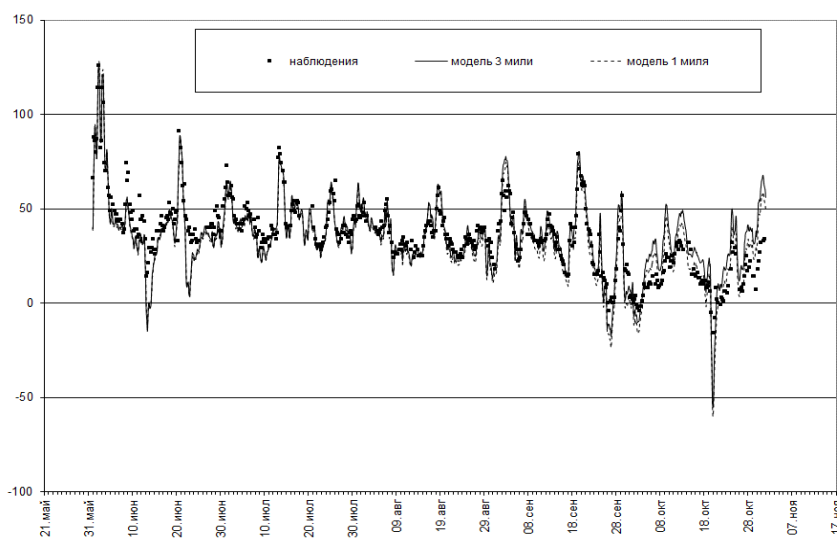


Рис. 6. Уровень моря (см) на станции о. Тюлений в течение июня–октября 2014 года по данным наблюдений и расчета на сетке с разрешением 3 мили и 1 мили.

Значения уровня моря при расчетах на различных сетках практически совпадают, хотя ожидалось, что увеличение пространственного разрешения заметно повысит качество расчета уровня моря. Оправдываемость рассчитанных значений изменяется по месяцам, наивысшая оправдываемость составила 97,6% в августе на 3-мильной сетке, а самая низкая 50,8% в октябре на 3-мильной сетке. Результаты расчетов на 1-мильной сетке более стабильные, оправдываемость изменяется от 96% в августе до 75% в октябре.

Было проведено сравнение результатов расчетов и наблюдений за уровнем моря на станции о. Тюлений за 5 месяцев 2014 г. На этой станции в июне 2014 года наблюдалась высота нагона 77 см, а в сентябре 45 см. В эти месяцы были получены максимальные коэффициенты корреляции для июня (0,91) и сентября (0,92). В июле величина наблюдавшаяся высота нагона составила 37 см, а в августе и октябре нагонов выше 30 см не было зафиксировано. При этом коэффициенты корреляции для июля, августа и октября составили 0,85, 0,89 и 0,85, соответственно. Основной внешней силой, вызывающей движение воды, является ветер и модель хорошо воспроизводит влияние ветра на уровень моря, отсюда получаются высокие значения коэффициентов корреляции при высоких скоростях ветра, вызывающих нагоны на о. Тюлений. Когда ветровое воздействие на уровень моря уменьшается, возрастает вклад других (не учитываемых моделью) факторов.

Кроме этого, были проведены расчеты трех отдельных месяцев с нагонами (февраль 2014 г., январь и март 2015 г.), когда наблюдались три значительные нагона на о. Тюлений (24–26.02.2014 г., 25–27.01.2015 г., 29–31.03.2015 г.). В первом случае высота нагона составила 71 см, во втором 80 см и в третьем - 125 см. Наиболее удачно рассчитан самый высокий нагон в марте 2015 г. Расчеты уровня моря в марте 2015 г. имели наименьшую абсолютную и относительную ошибки и наибольший коэффициент корреляции с наблюдениями (0,961). Процент расчетных значений уровня, не выходящих за предел $0,674\sigma$, также наибольший из трех случаев (95,4%).

В двух других случаях – при нагоне 71 см в феврале 2014 года – коэффициент корреляции составил 0,926, при нагоне 80 см в январе 2015 г. – 0,938. Прослеживается тенденция роста коэффициента корреляции с ростом величины нагона, что является подтверждением адекватного воспроизведения морской моделью ветрового воздействия на поверхности моря. Чем сильнее ветер и его воздействие на уровень моря, тем лучше получается модельное воспроизведение уровня моря.

Прогностические поля уровня моря в оперативной практике Гидрометцентра России рассчитываются по морской модели дважды в сутки в 0 и 12 часов, после окончания расчета атмосферной модели. Начальное модельное поле уровня для каждого морского прогноза на

48 часов не корректируется наблюдениями за уровнем моря и представляет собой полученное в предыдущем прогнозе и сохраненное на 12 часов расчетное поле уровня моря.

Проведено сравнение с наблюдениями за уровнем моря в пункте о. Тюлений в сентябре 2014 года для 60 прогнозов (30 суток по 2 прогноза в сутки). Средняя по 60 прогнозам абсолютная ошибка составила 7,4 см на 3-мильной и 7,2 см на 1-мильной сетках, коэффициент корреляции 0,899 на 3-мильной и 0,906 на 1-мильной сетке, оправдываемость – 78,9% на 3-мильной и 80,2% на 1-мильной сетке. Невысокие проценты оправдываемости связаны с погрешностями начальных полей уровня моря, которые в идеале должны совпадать с данными наблюдений, а в данных прогнозах средняя оправдываемость начального поля уровня моря составила 78,3%.

Глава 3 Моделирование уровня моря и скорости течений в Баренцевом море.

Баренцево море принадлежит к морям приливного типа, поскольку приливы играют главную роль в колебаниях уровня моря. Наиболее яркими особенностями отличаются области резонанса полусуточных приливов в области Воронки Белого моря, Мезенского залива (амплитуда колебаний уровня 4 м) и Чешской губы (3 м). Максимальная амплитуда штормовых нагонов в целом меньше, чем приливных колебаний уровня, и составляет 1-2 м.

В разделе 3.1 описывается технология расчета суммарных характеристик уровня моря и скорости течений. Влияние льда учитывается, во-первых, через касательное напряжение ветра, уменьшающееся пропорционально сплоченности льда так, что при сплоченности льда 100% напряжение трения ветра равно нулю; и, во-вторых, путем задания трения воды о лед по квадратичному закону (аналогично придонному трению) с коэффициентом трения $\alpha = 5,5 \cdot 10^{-3}$, аналогично работе [Яковлев, 2003], где моделируется движущийся лед. Информация о ледовых условиях важна для моделирования динамики течений и уровня моря, поскольку положение кромки льда и его сплоченность определяют характер взаимодействия атмосферы и поверхности моря. Для учета льда использовались официальные данные режимных обобщений [Гидрометеорология, 1990], в которых приведены сведения о подекадном (климатическом) положении кромки льда с 50%-ной обеспеченностью вероятности встречи со льдом.

На жидких границах задаются колебания уровня моря в виде суммы приливной и непериодической составляющих уровня моря. Приливная составляющая задавалась в виде суммы 8 гармоник прилива. Непериодическая составляющая уровня моря – в виде суммы двух компонентов: нестационарного (синоптического), рассчитываемого по закону обратного барометра, и квазистационарного, формируемого системой плотностных течений, полученных по среднемесячным климатическим полям температуры и солёности.

Модель численно реализована на равномерной горизонтальной сетке с шагом 5 морских миль, всего 156×201 узлов, часть которых находится на суше. Шаг по вертикали неравномерный и содержит 20 расчетных горизонтов, шаг по времени 90 сек, коэффициент горизонтальной вязкости $N_h = 1500 \text{ м}^2/\text{с}$.

Раздел 3.2 посвящен расчету приливных характеристик уровня моря и скорости течений. Качество работы оперативной модели моря во многом определяется точностью воспроизведения приливов. При расчете по оперативной модели в качестве периодического компонента на жидкой границе задается уровень моря в виде суммы восьми приливных волн.

Чтобы убедиться в правильном воспроизведении прилива моделью, были сделаны предварительные расчеты, в которых восемь приливных волн рассчитывались по модели отдельно друг от друга, при этом для каждой волны на жидкой границе задавался уровень моря. Уровень моря в точках жидкой границы рассчитывался по гармоническим постоянным, полученным в модели Арктического бассейна на сферической сетке с разрешением 10×10 мин ($1/6^\circ$) [Kowalik, 1993].

В данном разделе представлены расчеты восьми приливных гармоник для апреля (наибольшее количество льда) и для сентября (наименьшее количество льда). По результатам расчетов построены котидальные карты и карты эллипсов приливных течений для каждой из восьми главных волн прилива M_2 , S_2 , N_2 , K_2 , K_1 , O_1 , Q_1 , P_1 для сентября и апреля. Результаты подтверждают правильный полусуточный характер приливов в Баренцевом море: амплитуды волн K_1 и O_1 малы по сравнению с амплитудами волн M_2 и S_2 .

На рис. 7а приведена котидальная карта доминирующей гармоникой – волны M_2 для сентября. Амплитуда волны M_2 увеличивается от архипелага Земля Франца-Иосифа до границы Белого и Баренцева морей. Максимальные ее значения отмечаются вдоль Кольского берега и на входе в Белое море, в Мезенском заливе и в Чешской губе. Амфидромии волны M_2 находятся к северо-востоку от о. Медвежий и в Горле Белого моря, в районе м. Вепревский. Центр вырожденной амфидромии M_2 в сентябре расположен в юго-западной части архипелага Новая Земля, в апреле (рис. 7б) центр амфидромии смещается на юго-запад, и вырожденная амфидромия сменяется на истинную.

Наличие неподвижного льда сильно влияет на амплитуду колебаний уровня моря для полусуточных гармоник: в Мезенском заливе амплитуда колебаний уровня для полусуточных гармоник примерно в два раза, а в Чешской губе примерно в полтора раза меньше в апреле, чем в сентябре. На амплитуду колебаний уровня суточной гармоникой K_1 очень мало влияет лед, амплитуда волны в апреле по сравнению с сентябрем незначительно уменьшается в Мезенском заливе и в Чешской губе. По наблюдениям [Войнов, 2016] волны с большим периодом гасятся меньше, чем волны с меньшим периодом.

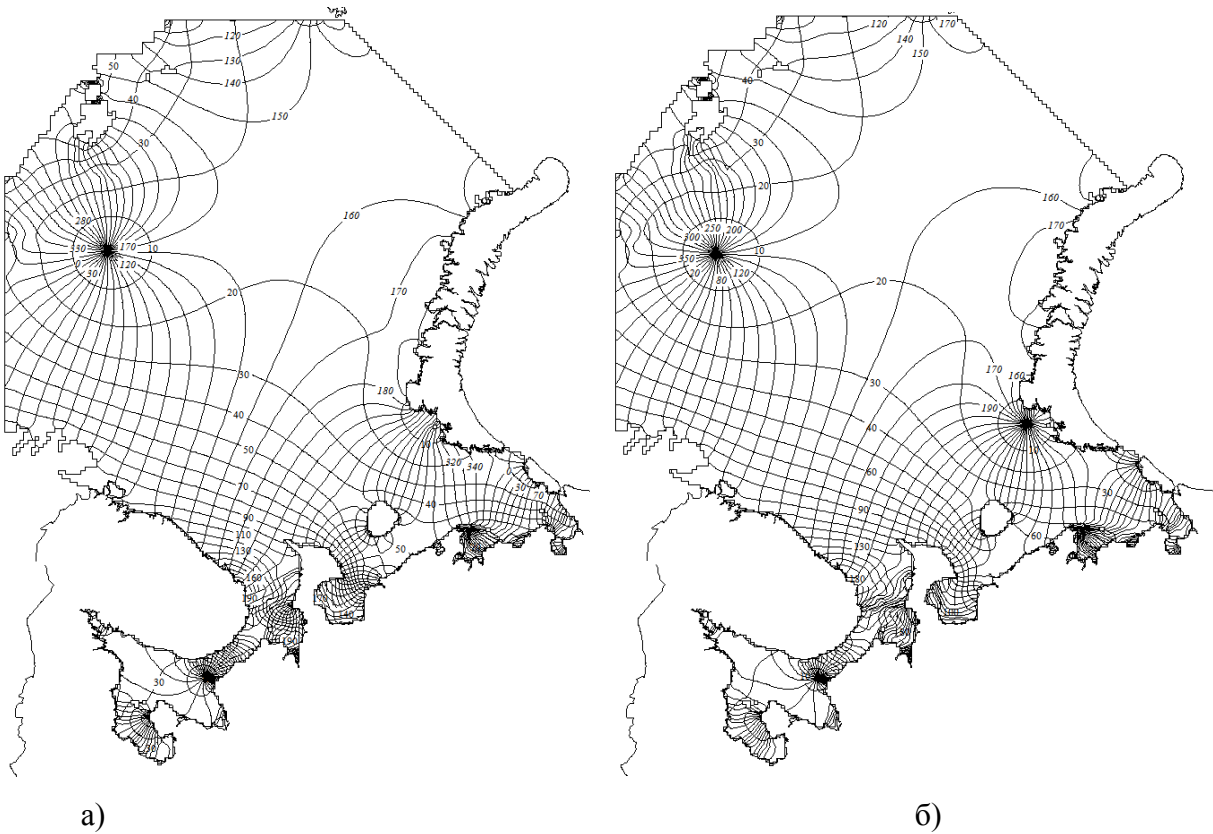


Рис. 7. Котидальные карты волны M_2 – а) сентябрь б) апрель

В разделе 3.3 рассмотрено влияние неподвижного льда на приливные характеристики уровня моря и скорости течений. Построены карты разности амплитуд и фаз волны M_2 в апреле и сентябре. В свободном ото льда районе вдоль Кольского побережья наблюдается положительная разность амплитуд, увеличивающаяся от 1 до 5 см, перед самой кромкой льда на входе в Белое море. Такое увеличение амплитуды перед кромкой льда напоминает увеличение амплитуды, которое получено в свободном ото льда Баренцевом море перед покрытым льдом Белым морем [Каган, Романенков, 2007]. В Белом море, как и ожидалось, амплитуда колебаний уровня волны M_2 меньше в апреле, чем в сентябре. Но в апреле подо льдом появляются области, где амплитуда волны M_2 выше, чем в сентябре, когда льда нет. Распространяющаяся вдоль Кольского побережья волна M_2 наталкивается на кромку льда, тормозится трением о лед и подо льдом образуются области с положительными значениями разности апрель-сентябрь амплитуды волны M_2 в районах полуострова Канин и п. Индига. Дальше от кромки льда расположены области больших отрицательных значений разности уровня апрель-сентябрь в Мезенском заливе и Чешской губе.

На основной части Баренцева и Белого морей наблюдается увеличение фаз приливных колебаний уровня при наличии льда. Однако существуют области в Белом море, в район п. Индига, в районе амфидромии у побережья Новой Земли, районе амфидромии севернее

острова Медвежий, где в апреле фаза волны M_2 меньше, чем в сентябре.

Представлены максимальные приливные течения волны M_2 на горизонте 2 м в сентябре. Характерные скорости течений в Мезенском заливе 150 см/с, а в Горле Белого моря и Чешской губе – 120 см/с. В апреле подо льдом скорость течения резко уменьшается: характерные величины уменьшения скорости в апреле по сравнению с сентябрем 90 см/с в Мезенском заливе и Горле Белого моря и 60 см/с в Чешской губе.

Присутствие неподвижного льда сильно повлияло на подледную скорость приливного течения и гораздо меньше на среднюю по глубине (баротропную) скорость течения. Модуль максимальной скорости баротропного приливного течения волны M_2 в сентябре в северо-восточной части моря не превышает 5 см/с и достигает 120 см/с в Мезенском заливе и Чешской губе. Характерные величины уменьшения баротропной скорости в апреле по сравнению с сентябрем 40 см/с в Мезенском заливе и Горле Белого моря и 30 см/с в Чешской губе. Это уменьшение баротропной скорости составляет примерно половину от уменьшения полной скорости на горизонте 2 м.

Было обнаружено, что подо льдом возникают районы, где баротропная скорость течения больше, чем в отсутствие льда. Эти области расположены на севере и западе от полуострова Канин, между полуостровом Канин и островом Колгуев, а также с восточной стороны острова Колгуев. Это возрастание баротропной скорости течения подо льдом приводит к возрастанию амплитуды волны M_2 в апреле по сравнению с сентябрем с запада от полуострова Канин, между полуостровом Канин и островом Колгуев и в п. Индига. Под кромкой льда в апреле баротропные скорости даже увеличиваются, а затем, дальше от кромки, уменьшаются в Мезенском заливе и Чешской губе. Амплитуда волны M_2 в апреле, подо льдом, близко к кромке увеличивается, а затем резко уменьшается в Мезенском заливе и Чешской губе.

Для волны S_2 на входе в Белое море наблюдается положительная разность амплитуд, увеличивающаяся от 0 до 20 см у западного берега полуострова Канин, где для волны M_2 амплитуда в апреле больше, чем в сентябре также на 20 см. В районе п. Индига разность амплитуд волны S_2 в апреле и сентябре только 5 см, а для волны M_2 достигает 30 см. Амплитуда волны S_2 снижается в апреле (при наличии льда) в Мезенском заливе на 40 см, а в Чешской губе на 25 см. Для волны S_2 также, как для волны M_2 , подо льдом возникают районы, где баротропная скорость течения больше, чем в отсутствие льда. Основная такая область расположена от побережья Кольского полуострова до северо-западного берега полуострова Канин, также имеется небольшая область с восточной стороны острова Колгуев. Возрастание баротропной скорости течения подо льдом на северо-западном берегу острова Канин связано с возрастанием амплитуды волны S_2 в апреле в этом районе.

По результатам численного моделирования получено, что за счет смещения положения амфидромических систем в зимнее время, при наличии льда, амплитуды приливных волн, M_2 и S_2 , например, в пункте р. Индига, увеличиваются по сравнению с безледным периодом.

В разделе 3.4 выполнено сравнение модельных расчетов с натурными наблюдениями за уровнем моря. Верификация модели проводилась путем сравнения результатов расчетов с данными гармонического анализа наблюдений на 60 береговых постах Баренцева и Белого морей. Сравнение расчетов и наблюдений было выполнено по расчетам гармоник M_2 , S_2 , K_1 , O_1 для сентября – месяца наименьшей ледовитости Баренцева моря и по наблюдениям для безледного периода [Таблицы приливов, 1958].

Наибольшее совпадение данных наблюдений и модельных расчетов получено для волны M_2 – доминирующей приливной волны в данном регионе. Для Кольского побережья Баренцева моря и Терского берега Белого моря (до широты положения амфидромической точки) результаты более чем удовлетворительные. Точность расчетов несколько выше, по сравнению с результатами [Gjevik B., Nost E, Straume T, 1994].

В бассейне Белого моря и в трех заливах – Кандалакшском, Онежском и Двинском точность модельных результатов снижается, в среднем высота волны на 13 см ниже, чем по данным гармонического анализа. Большинство водомерных пунктов расположено именно в заливах. Для Зимнего и Канинского берегов Белого моря, полученная по расчетам высота волны M_2 , наоборот, несколько выше (почти на 14 см), чем по результатам гармонического анализа. Наименьшая точность расчетов получена для Мезенского залива, где ошибка в модельных результатах превышает 28 см. В восточной части Баренцева моря точность расчетов близка к таковой для западного побережья Баренцева моря.

Расчеты на 5-ти мильной сетке хорошо воспроизводят приливные колебания в Баренцевом море. Для Белого моря желательно использовать более подробную расчетную сетку, хотя расчеты на 5-мильной сетке правильно воспроизводят основные черты режима волны M_2 , в частности, амфидромические области.

Высота волны S_2 в целом по расчетной области на 4 см выше, чем по данным наблюдений. В особенности это проявляется в Мезенском заливе, где в отличие от волны M_2 , высота волны S_2 больше данных наблюдений почти на 24 см. Установлено хорошее совпадение с наблюдениями высоты и фазы волны S_2 в западной части Баренцева моря, в Бассейне Белого моря и в трех заливах – Кандалакшском, Онежском и Двинском.

Средние величины амплитуды волны K_1 по данным наблюдений и по модельным расчетам близки между собой, но точность расчетов уступает результатам [Gjevik, Nost, Straume, 1994].

Кроме сравнения отдельных гармоник, было выполнено сравнение модельного и наблюдаемого суммарного уровня моря в течение месяца для станции в губе Долгой на побережье Кольского полуострова. При размахе колебаний уровня от 200 до –220 см, величина разности между модельными и наблюдаемыми уровнями лежит в пределах от 40 до –35 см.

Месячные серии наблюдений за уровнем моря и расчетов суммарного уровня моря по гидродинамической модели (на открытых границах задана сумма 8 гармоник) обрабатывались с помощью гармонического анализа. Полученные таким образом гармонические постоянные немного отличаются от значений гармонических постоянных, полученных в расчетах отдельно для каждой гармоники. Амплитуда волны M_2 в районе Териберки выросла до 120,4 см и лучше совпадает с наблюдениями, чем при расчете этой гармоники отдельно. Разность амплитуд гармоник по расчетам и наблюдениям в губе Долгой не превышает 5 см, разность фаз менее 15° .

Раздел 3.5 посвящен расчету экстремальных характеристик уровня моря и скорости течений. В этом разделе рассчитываются суммарные течения, вызванные приливной волной на жидких границах моря, ветром и атмосферным давлением на его поверхности, неравномерным распределением температуры и солености

Расчеты суммарного уровня моря по данным метеорологического реанализа NCEP с шагом 6 часов и 2,5 градуса по горизонтали, выполнены в течение 20 лет (1968-1987 гг.) и записаны с шагом 1 час. Расчет приливного уровня (с учетом неравномерного распределения температуры и солености) проводится отдельно, также в течение 20 лет (1968-1987 гг.), и записывается с шагом 1 час. Чтобы получить нагонный уровень, из суммарного уровня моря с шагом 1 час вычитается приливной уровень.

В отличие от ветра приливные силы действуют постоянно, поэтому в приливном море постоянно существуют приливные колебания уровня. Невозможно существование только вызванных ветром нагонов и сгонов без участия прилива. Ветер всегда воздействует на уже имеющиеся приливные колебания уровня, при этом происходит взаимодействие прилива и нагона. Суммарный уровень моря рассчитан с учетом взаимодействия прилива и нагона, что приближает модель к описанию реальной ситуации в природе и улучшает соответствие расчетов с наблюдениями.

По результатам моделирования установлено, что в сентябре в районе амфидромии волны M_2 , расположенной к северо-востоку от о. Медвежий, максимумы суммарного и приливного уровней 45 см и 15 см и возрастают соответственно до 390 см и 360 см на входе в Белое море, в Чешской губе максимум суммарного 345 см и приливного 315 см. В апреле, подо льдом, уменьшаются максимумы, как суммарного, так и приливного уровней моря. В

апреле, на входе в Белое море максимальный суммарный уровень 330 см, а максимальный приливной уровень 315 см, в Чешской губе соответственно 210 см и 165 см.

Минимальные значения суммарного и приливного уровня в сентябре в районе амфидромии волны M_2 , расположенной к северо-востоку от о. Медвежий, -30 см и -15 см, а на входе в Белое море -335 см и -330 см, в Чешской губе минимум суммарного -270 см и приливного -230 см.

Рассмотрим поведение нагонного уровня, полученного как разность суммарного и приливного уровней моря. В сентябре в районе амфидромии волны M_2 , расположенной к северо-востоку от о. Медвежий, максимальный нагон 30 см, на входе в Белое море 60 см, в Чешской губе 150 см. В сентябре максимальный нагон в Печорском море 260 см (максимум суммарного уровня 320 см, а приливного 120 см), в Хайпудырской губе 390 см (максимум суммарного уровня 420 см, а приливного 120 см).

В сентябре в районе амфидромии волны M_2 , расположенной к северо-востоку от о. Медвежий, максимальный сгон -20 см, на входе в Белое море -40 см, в Чешской губе -150 см. В сентябре в Печорском море максимальный сгон -200 см, а в Хайпудырской губе -180 см. Нагоны и сгоны сильно зависят от наличия льда, в апреле нагоны и сгоны не превышают 60 см по абсолютной величине.

Эти оценки влияния льда сделаны в предположении, что лед не движется в горизонтальном направлении, поэтому влияние льда сильно завышено. В Баренцевом и Белом морях существует как неподвижный лед (припай), так и дрейфующий лед. Грубое приближение о неподвижности льда приводит к сильному тормозящему воздействию льда на течения, поэтому к оценкам экстремумов уровня и течений в зимнее время нужно относиться осторожно.

Для расчета скорости движения льда необходимо использовать модель льда, как это сделано, например, в работе [Яковлев, 2009], где по совместной модели динамики вод и морского льда получены среднемесячные и среднегодовые скорости дрейфа льда в Северном Ледовитом Океане. Скорости движения льда с учетом прилива по другой гидродинамической модели воды с использованием аналогичной модели льда получены в работах [Дианский и др., 2018, Марченко и др. 2016], где результаты расчета скорости приливного движения льда представлены для района наблюдений в северо-западной части Баренцева моря вблизи кромки льда.

В разделе 3.6 получены среднемесячные характеристики уровня моря и скорости течений. Расчетные поля среднего уровня моря позволяют уточнить экстремальные оценки уровня моря в различных пунктах строительства морских сооружений; кроме того, расчетные значения среднего уровня моря можно использовать для гидродинамического

нивелирования уровенных постов. Средний суммарный уровень моря формируется под действием градиентов температуры и солености, атмосферного воздействия и остаточной приливной циркуляции. В центральной глубоководной части моря определяющую роль играют градиенты температуры и солености, а пространственное распределение суммарного уровня моря похоже на распределение плотностного уровня. В Белом море уровень в целом выше, чем в Баренцевом море, что, по-видимому, является проявлением "приливной накачки" [Зырянов, Лейбо, 1985]. Общая картина течений в сентябре соответствует рассчитанной схеме постоянных течений в навигационном слое для безледного периода [Гидрометеорология, 1990].

В разделе 3.7 рассматривается краткосрочный прогноз уровня моря и скорости течений в Баренцевом и Белом морях. Оперативная технология расчета уровня моря и скоростей течений реализована и функционирует в ФГБУ «Гидрометцентр России» с 2009 года. Для верификации модели использованы данные наблюдений за уровнем моря, проведенные в юго-западной части Баренцева моря в летне-осенний период 2006 года. Сравнение диагностических и прогностических расчетов с наблюдениями в 6 точках, расположенных в открытой части акватории Баренцева моря, показало, что качество как диагностических, так и прогностических расчетов достаточно высокое, средний коэффициент корреляции 0,95.

В неприливных морях за допустимую ошибку расчета принята величина $0,674\sigma$, то есть ошибка составляет 67,4% σ , а ошибка расчетов по модели всего 20,6% σ . В приливных морях изменчивость уровня очень велика по сравнению с неприливными морями, и допустимая ошибка становится очень большой (60 см). Поэтому, для приливного Баренцева моря посчитана оправдываемость при фиксированных допустимых ошибках 10 см, 20 см, 30 см, не зависящих от изменчивости процесса. Средняя оправдываемость прогнозов лежит в пределах 82-100% при допустимой ошибке <30 см, что вполне соответствует нормативным требованиям.

Глава 4. Моделирование и прогноз скорости течений и уровня в Балтийском море и Финском заливе. В разделе 4.1 обсуждается моделирование наводнений в Санкт-Петербурге. В летописи Санкт-Петербурга отмечено 308 наводнений, из них три наводнения были катастрофическими, когда уровень воды дельте Невы поднимался на 3 м выше ординара. Прежде полагали, что главной причиной наводнения является река Нева. Выход из положения видели в отводе ее вод, для чего были построены многочисленные каналы. После самого катастрофического наводнения 7 ноября 1824 г. (уровень воды поднялся на 421 см выше ординара) французский инженер Базен установил, что причиной наводнений является море и предложил построить дамбу в Финском заливе. Проектные работы по защите Санкт-

Петербурга от наводнений были начаты уже в 20-х гг. XX в. Официальное открытие комплекса защитных сооружений (КЗС) Санкт-Петербурга от наводнений состоялось 12 августа 2011 г.

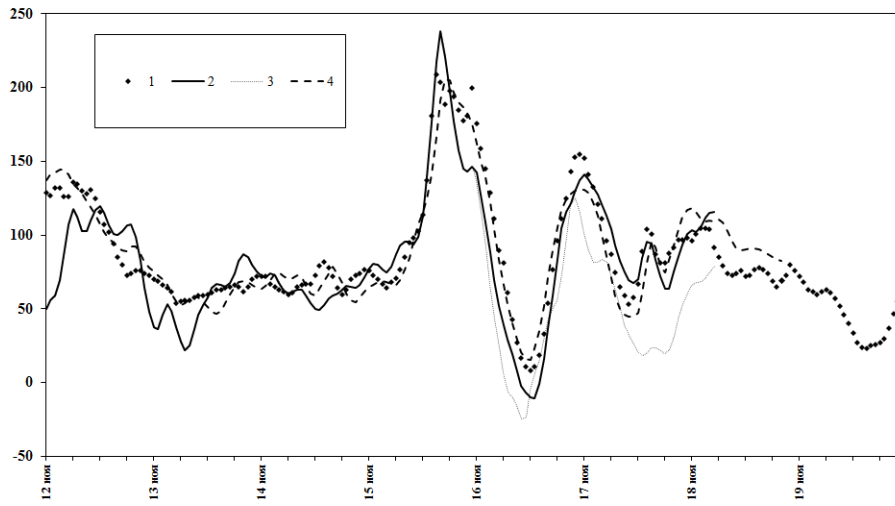
С декабря 1999 г. в Санкт-Петербургском центре по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды работает система прогноза уровня воды в Петербурге, основанная на двухмерной модели Балтийского моря BSM5. В настоящее время в системе предупреждения угрозы наводнений (СПУН) КЗС г. Санкт-Петербурга в качестве основной используется модель BSM2010. В работе [Клеванный и др., 2015] представлены результаты расчетов по модели BSM2010 трех штормовых нагонов, которые произошли в октябре-декабре 2013 г. Ограничением модели BSM2010 является мгновенное открытие и закрытие каждого водопропускного сооружения, хотя фактически этот процесс может происходить в течение нескольких часов.

В 2014 году в систему предупреждения угрозы наводнений в Санкт-Петербурге была включена дополнительная модель расчета уровня воды с учетом работающей дамбы BALT_P [Попов, Лобов, 2017].

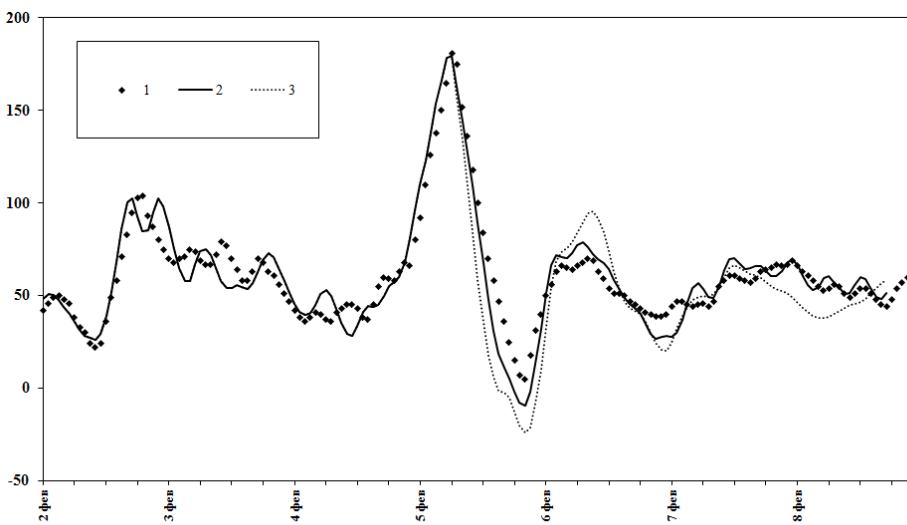
В разделе 4.2 рассмотрена модификация модели, названная BALT-P, сфокусированная на расчете колебаний уровня моря с высоким разрешением в Невской губе Финского залива. Расчет для всего Балтийского моря осуществляется на расчетной сетке с разрешением 2 морские мили по горизонтальным координатам. Расчет ВЧФЗ (Верхняя часть Финского залива), включая КЗС Санкт-Петербурга, проходит на мелкой сетке с разрешением по пространству 90 м. Каждое из восьми водопропускных сооружений дамбы закрывается в заданное время не мгновенно, а в течение промежутка времени, открытие ворот также происходит постепенно.

В разделе 4.3 рассматривается расчет уровня моря в трех исторических наводнениях по модели BALT-P. Для анализа наводнения в Санкт-Петербурге были рассмотрены три ситуации, которые произошли до ввода в строй КЗС. Первая ситуация наводнения 12-18 ноября 2001 г., вторая ситуация 2-8 февраля 2002 г. и третья – 26-31 декабря 2003 г. При этом наводнение, произошедшее в 2001 году, моделировалось с использованием моделей BALT-P и INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model), [Zakharchuk et al, 2017], а наводнения, произошедшие в 2002 и 2003 годах – с использованием модели BALT-P.

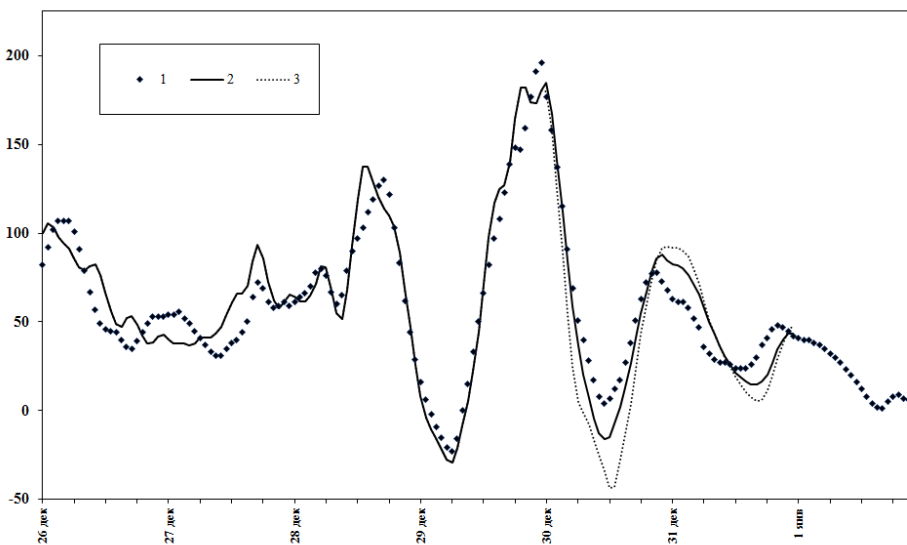
Результаты сравнения расчетов уровня моря с наблюдениями (рис. 8) показали, что используемые модели хорошо воспроизводят как величину, так и время наступления максимального уровня моря в пункте Горный Институт. Представленные на рис. 8 результаты показывают, что реализация уровня моря в период штормового нагона имеет колебательный характер.



a)



б)



в)

Рис. 8. Уровень моря для пункта Горный 1- наблюдения, 2-модель BALT_P, 3- модель BALT_P с отключением ветра после 1-го пика, 4 – модель INMOM а) 12-18 ноября 2001 г., б) 2-8 февраля 2002 г., в) 26-31 декабря 2003 г.

Основные усилия при численном моделировании обычно направлены на воспроизведение первого, наиболее высокого максимума уровня моря. Причиной его возникновения в Санкт-Петербурге являются циклоническая циркуляция, с характерными западными и юго-западными ветрами над Балтийским морем со скоростью 15-20 м/с в течение 1-2 суток. При этом причина спада уровня моря и появления колебаний уровня моря не рассматривается при моделировании наводнений.

Полученные результаты (рис. 8) показывают, что обе модели практически с одинаковой степенью точности воспроизводят как значение экстремального нагона, так и повторные колебания уровня моря в пункте Горный Институт. Совпадают как экстремальные значения в колебании уровня моря, так и фазы колебаний уровня моря.

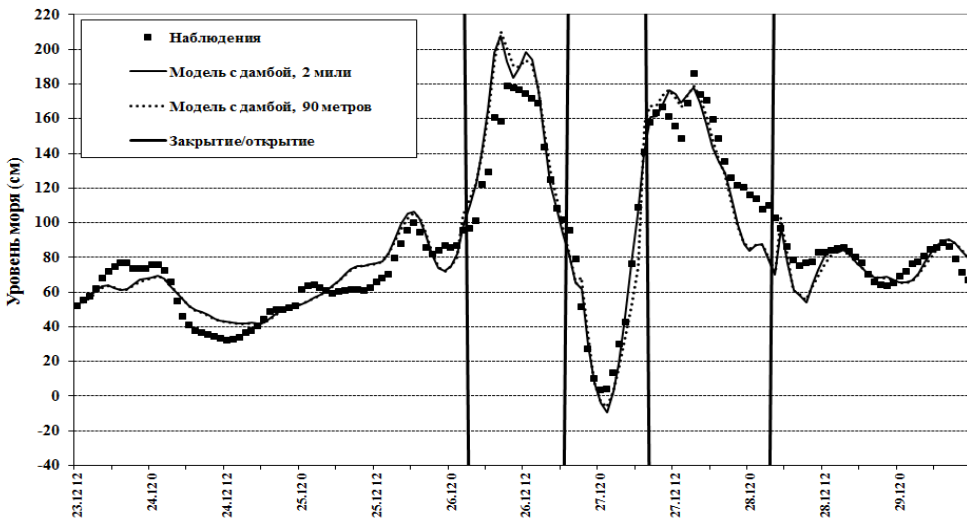
Для выяснения причины появления второго максимума были проведены расчеты по модели BALT-P с отключением действия ветра и градиентов атмосферного давления после достижения первого пика уровня моря в наводнении в пункте Горный Институт. Отключение внешнего воздействия при начальных условиях, когда уровень имеет сильный уклон с запада на восток, приводит к появлению свободных колебаний уровня Балтийского моря. Модель BALT-P с отключенным ветром воспроизводит свободные колебания, которые приводят к опусканию уровня моря в пункте Горный Институт и подъему уровня моря на юго-западном побережье Балтики. Возбуждается фундаментальная одноузловая сейша Балтийского моря с вершиной в Санкт-Петербурге, имеющая период 27-29 часов [Куликов, Файн, 2008].

Во всех трех штормовых нагонах, как и следовало ожидать, расчет уровня моря при реальном ветровом воздействии оказался ближе к уровню в наблюдениях. В шторме 2001 года (рис. 8а) второй максимум уровня в наводнении оказался больше в расчете с непрерывным ветровым воздействием, чем в расчете свободных колебаний с отключением ветра и давления в момент достижения первого максимума уровня моря. В штормах 2002 и 2003 годов (рис. 8б, в) второй максимум уровня моря при реальном ветровом воздействии оказался меньше, чем уровень при свободных колебаниях после первого пика наводнения.

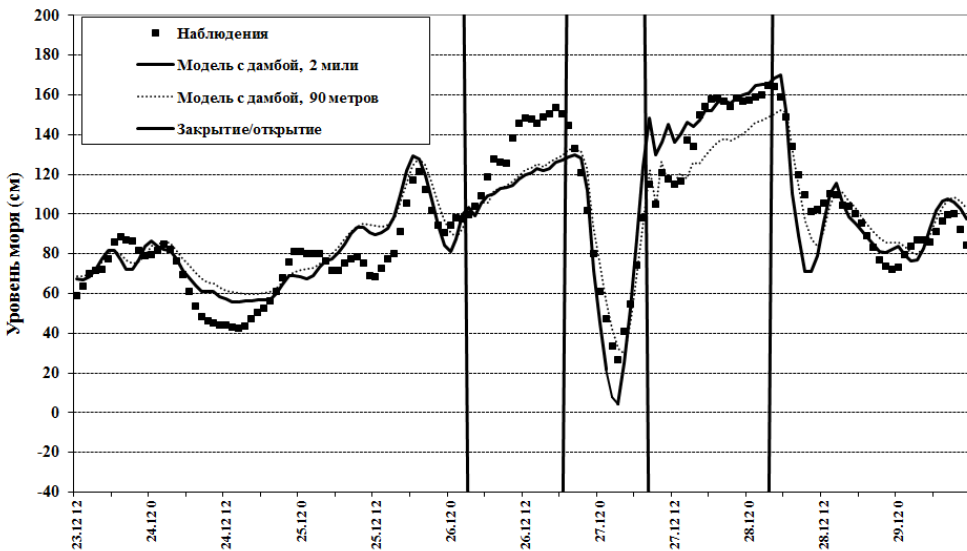
Модель BALT-P и модель INMOM успешно воспроизводят экстремальные колебания уровня моря во время наводнений в Санкт-Петербурге. При этом точность результатов с использованием моделей BALT-P и INMOM находится на сопоставимом уровне. Таким образом, если не ставится задача расчета термодинамики моря, то для воспроизведения экстремальных колебаний уровня Балтийского моря вполне уместным является использование модели BALT-P, которая требует существенно меньшей входной информации.

В основном ветер препятствует росту собственного колебания, но в отдельных случаях воздействие ветра и давления приводит к усилению собственного колебания и увеличению второго максимума уровня моря, как это произошло в наводнении 15-17 ноября 2001 г. в Санкт-Петербурге.

В разделе 4.4 представлено моделирование наводнений с учетом работающей дамбы. Были проведены расчеты по модели для 3-х ситуаций наводнения, которые произошли уже после ввода в строй КЗС Санкт-Петербурга, на рис. 9 представлена ситуация №2.



а)



б)

Рис. 9. Уровень моря для пункта на дамбе со стороны Финского залива (а) и для пункта Горный институт (б) по наблюдениям и расчетам. Ситуация №2 2011 год 23 декабря 12 часов- 29 декабря 11 часов.

Оправдываемость расчетов на 90-метровой сетке возрастает по сравнению с оправдываемостью расчетов на 2-мильной сетке в пункте Горный Институт: в первом наводнении – с 75% до 91%, во втором наводнении – с 86,1% до 92,4%, в третьем наводнении – с 83,5 до 91,7%. Средняя величина коэффициента корреляции (R_{cor}) равна 0,923 при разбросе 0,847–0,970, что свидетельствует о высокой линейной связи между прогнозируемыми и наблюдаемыми значениями уровня моря.

В разделе 4.5 представлены прогнозы уровня моря на 60 часов с использованием атмосферных прогнозовHIRLAM. Расчет 10 прогнозов на 60 часов с 6-часовым интервалом был выполнен на 2-мильной сетке Балтийского моря для ситуации №3. Первый прогноз стартовал в 0 часов 27 октября 2013 года, ровно за 60 часов до пика наводнения, случившегося 29 октября 2013 года в 12 часов. Уже начиная со второго прогноза, который стартовал через 6 часов можно с уверенностью сказать, что модель предсказывает наблюдаемый пик наводнения, а заблаговременность предсказания составляет 54 часа. С уменьшением заблаговременности прогноза его качество повышается.

Преимущество 90-метровой сетки заключается в корректном воспроизведении поведения уровня моря внутри Невской губы. Качество моделирования уровня моря с внешней стороны дамбы полностью определяется качеством расчета на 2-мильной сетке.

Глава 5 Моделирование и прогноз течений и уровня в Азовском море. В работе [Попов, 1995] для моделирования штормовых нагонов использовалась трехмерная модель с переменным по времени числом вертикальных расчетных слоев в каждой расчетной точке Азовского моря. Число слоев в этой модели на каждом временном шаге определялось положением уровня моря и изменялось по времени. Уровень моря в процессе расчета штормового нагона попадал в различные расчетные слои, границы которых не изменялись по времени. Никаких ограничений на изменения уровня моря эта модель не накладывает, что позволяет моделировать большие колебания уровня моря с использованием расчетных слоев одинаковой толщины, без условия задания большой толщины верхнего слоя, необходимого при фиксированном количестве z-слоев. Необходимость вычисления количества слоев, определяемое колебаниями уровня моря на каждом шаге по времени, приводит к увеличению машинного времени счета, что являлось основным ограничением использования модели в 1995 году. Возможно, что в будущем, для более точного расчета штормовых нагонов, будет использоваться модель с переменным по времени числом вертикальных расчетных слоев в каждой точке горизонтальной плоскости.

Весной 2015 года оперативная модель Азовского моря внедрена в оперативную практику Гидрометцентра России. Два раза в сутки, после окончания работы модели COSMO-RU07, запускается на счет модель Азовского моря, которая использует

атмосферные данные из оперативной базы LMW7. В базу данных AZOV в системе АСООИ Гидрометцентра России 2 раза в сутки поступают прогнозы уровня моря с дискретностью 1 час на 14 береговых станциях Азовского моря, а также ежечасные поля уровня на всей 0,5-мильной сетке Азовского моря в течение 48 часов прогноза. Прогностический уровень моря на береговых станциях Азовского моря используется в отделе морских гидрологических прогнозов Гидрометцентра России, а также ежедневно передается в Северо-Кавказское УГМС.

В разделе 5.1 представлены параметры трехмерной гидродинамической модели. Для перехода к конечно-разностному представлению задана прямоугольная сеточная область в декартовой системе с равномерным шагом 0.5 морских миль. Верхняя граница ячеек сетки изменяется во времени, а нижняя – зафиксирована и определяется рельефом дна. Число горизонтов определяется глубиной и изменяется по акватории от единицы (в этом случае верхняя и нижняя ячейки совпадают) до 12 – максимального числа горизонтов модели.

Колебания уровня моря ограничены верхним расчетным слоем, невозмущенная толщина которого равна 2,5 м в тех точках, где глубина моря больше 2,5 м. Если глубина моря меньше, чем 2,5 м, то в этой точке только один расчетный слой и его толщина определяется рельефом дна. Минимальная глубина Азовского моря (и толщина верхнего слоя) составляет 0,1 м. Невозмущенные толщины остальных расчетных слоев равны 1 м. Шаг по времени 40 сек.

В разделе 5.2 рассмотрен диагностический расчет наводнения в Таганроге в сентябре 2014 г., а в разделе 5.3 – диагностический расчет уровня Азовского моря в 2015-2016 гг. Были проведены непрерывные расчеты уровня моря по заданному на поверхности моря атмосферному воздействию (ветер и давление) с 1 июня 2015 г. по 1 декабря 2015 г. и с 1 марта по 1 сентября 2016 г. Береговые станции Азовского моря по величине средней за 9 месяцев оправдываемости располагаются в следующем порядке: Таганрог – 87%, Геническ – 84%, Ейск – 82%, Мариуполь – 82%, Мысовое – 78%. Низкая оправдываемость объясняется очень малыми значениями допустимой ошибки $0,674\sigma_n$, где средние за 9 месяцев значения σ_n на станциях Азовского моря следующие: Таганрог – 33 см, Геническ – 16 см, Ейск – 18 см, Мариуполь – 12 см, Мысовое – 11 см. Для станции Мысовое расчет по модели считается успешным в том случае, если он отличается от наблюдений меньше, чем на $0,674\sigma_n = 7$ см.

В разделе 5.4 представлены прогнозы уровня моря в Таганроге в течение сентября 2014 года и приведены оценки точности прогнозов. Если проследить за изменением оправдываемости с ростом заблаговременности, то получим снижение 96% (6ч), 94% (18ч), 90% (30ч), 86% (42 ч) в расчетах по модели на 0,5-мильной сетке. Время наступления максимума уровня в наводнении было предсказано по модели во всех четырех прогнозах.

В разделе 5.5 приведено описание катастрофического наводнения в Таганроге 24 сентября 2014 года. Пик нагона, зафиксированный по наблюдениям, наступил в 18 часов 24 сентября, когда уровень моря поднялся на 251 см. Нагон начался в 6 часов 24 сентября (уровень моря 6 см) и закончился в 18 часов 25 сентября (–7 см), период роста уровня 12 часов, период спада уровня – 24 часа, продолжительность нагона составила 36 часов.

Во время наступления максимума уровня моря, скорости течения в Таганрогском заливе только у берегов направлены в сторону ветра, а в середине залива – против ветра. Это происходит потому, что градиентные течения, вызванные наклоном уровня моря, начинают преобладать над ветровыми. В период падения уровня моря, после пика нагона скорости течения в Таганрогском заливе направлены против ветра. Спад уровня моря после пика нагона в Таганроге является результатом возникновения градиентного течения, вызванного наклоном уровня моря. Ветер при этом препятствовал сгону, поэтому нагон происходил в течение 12 часов, а сгон в течение – 24 часов.

В разделе 5.6 представлено сравнение наблюдений с прогнозами уровня Азовского моря в течение 9 месяцев 2017 года. Численная гидродинамическая модель Азовского моря стартовала в сроки 00 часов и 12 часов ежедневно в течение марта–ноября 2017 года. На поверхности моря задавались прогнозы атмосферного воздействия (ветер и давление) с заблаговременностью 48 часов, которые хранятся в архивной базе LM17 модели COSMO-RU07 Гидрометцентра России. В качестве начальных данных для каждого прогноза задается двухмерное поле уровня моря и трехмерное поле скорости течения. В начале расчета поле уровня моря было задано постоянным и равным нулю по всей площади моря, начальные скорости течений также равны нулю.

Начальное модельное поле уровня для каждого прогноза на 48 часов представляет собой полученное в предыдущем прогнозе и сохраненное на 12 часов расчетное поле уровня моря. После расчета первого прогноза, полученное на 12 ч поле уровня моря и скорости течений использовалось в качестве начального условия для второго прогноза, и так далее в течение непрерывного периода расчетов. Модель при расчете каждого прогноза стартует с начальных полей уровня моря, оправдываемость которых ниже 100%, поскольку начальные поля не совпадают с наблюдениями и никак не корректируются по наблюдениям.

Модель хорошо воспроизводит изменения уровня моря, вызванные ветровым воздействием на поверхность моря. Но при слабых ветрах отклик уровня моря на ветровое воздействие также слабый. При уменьшении скорости ветра его роль в изменчивости уровня моря уменьшается и на первое место выходят факторы, которые моделью не воспроизводятся.

Анализ результатов показывает, что на станции Таганрог в летние месяцы оправдываемость прогнозов уровня моря выше или приблизительно равна средней оправдываемости за период расчетов, а на остальных станциях – ниже. Это объясняется высокими значениями допустимой ошибки расчета, вызванной изменчивостью уровня моря, которая на станции Таганрог выше, чем на других станциях. Модель, как уже было сказано, хорошо воспроизводит значительную изменчивость уровня моря и работает тем лучше, чем выше изменчивость уровня моря. В июле, в Таганроге оправдываемость $P = 92,5\%$, $\sigma_n = 30,5$ см, на станции Ейск $P = 74,1\%$, $\sigma_n = 15,9$ см, на станции Приморско-Ахтарск $P = 63,8\%$, $\sigma_n = 10,5$ см, на станции Темрюк $P = 67,2\%$, $\sigma_n = 9,5$ см.

В сентябре качество прогноза на *всех* станциях максимально возможное, поскольку в сентябре максимальная за весь период расчетов изменчивость уровня моря, которая вызвана воздействием ветра и хорошо воспроизводится моделью. В сентябре, в Таганроге оправдываемость $P = 93,5\%$, $\sigma_n = 53$ см, на станции Ейск $P = 94,6\%$, $\sigma_n = 32,2$ см, на станции Приморско-Ахтарск $P = 85,7\%$, $\sigma_n = 21,1$ см, на станции Темрюк $P = 84,5\%$, $\sigma_n = 13,5$ см.

В Заключение сформулированы основные результаты работы.

1. Разработана трехмерная модель гидродинамики моря с условием свободной поверхности, позволяющая проводить расчеты с изменяемой массой моря, учитывающая сток рек и испарение с поверхности моря. В модели учитывается осушение и затопление прибрежных территорий при расчете приливов и штормовых нагонов. Предполагается задание не только батиметрии акватории, соответствующей невозмущенному положению уровня моря, но и топографии прибрежных участков суши – районов возможного затопления. Уровень моря определяется из решения системы трехмерных уравнений движения и неразрывности без выделения баротропной и бароклинной моды. Преимуществом модели является точное описание рельефа дна по сравнению с моделями, где рельеф дна задан с точностью до глубин расчетных горизонтов. Переменная толщина придонной ячейки зависит от точного значения глубины места и изменяется по пространству. Использование переменной толщины придонной ячейки позволяет более точно описывать рельеф дна и скорость движения поверхностных гравитационных волн, что приводит к повышению качества моделирования приливов и нагонов.

На основе этой модели разработаны и впервые в России внедрены в оперативную практику Гидрометцентра России технологии краткосрочного прогноза изменений уровня и течений для Каспийского, Баренцева, Белого, Балтийского и Азовского морей.

2. Для Каспийского моря на 3 мильной сетке были выполнены непрерывные расчеты течений и уровня моря на период 60 лет по синоптическим данным реанализа NCEP/NCAR с

учетом климатического расхода Волги, климатического видимого испарения, климатических полей температуры и солености и ежедневных полей сплоченности льда. На основе полученных и записанных с 1-часовой дискретностью полей уровня моря и скорости течений определялись среднемесячные климатические и экстремальные характеристики, необходимые для проектирования сооружений на шельфе. Среднегодовое поле уровня моря, осредненное за период 60 лет, имеет наклон уровня моря с севера на юг и с запада на восток, что совпадает с данными наблюдений на уровневых постах.

Модель с заданным климатическим видимым испарением и стоком Волги воспроизводит сезонные изменения среднего уровня моря. Для воспроизведения межгодового хода уровня Каспийского моря был выполнен вычислительный эксперимент с заданием реального среднемесячного стока Волги за период 1948-1994 годов. Задание реального стока Волги позволило рассчитывать межгодовые изменения среднего уровня Каспийского моря, что было невозможно при задании климатического стока Волги.

3. В период с 1950 по 1965 г. отклонение уровня моря от СУМ в пункте Баку выросло на 16 см по наблюдениям, а расчеты по модели с заданием климатического расхода Волги или реального расхода Волги показали, что относительно среднего уровня моря положение Баку не изменилось. Такой рост уровня моря в пункте Баку относительно СУМ по наблюдениям связан с вертикальным перемещением нуля водомерной рейки вследствие движения земной коры, которое составляет примерно -1 см в год (16 см за 16 лет). При опускании нуля водомерной рейки, наблюдаемый относительно нуля рейки уровень моря возрастает.

4. Величины нагонов и сгонов в Северном Каспии изменяются при уменьшении или увеличении среднего уровня моря. Для оценки этих изменений были проведены непрерывные расчеты на 60 лет (1948–2007) при трех различных, но постоянных в течение 60 лет значениях среднегодового среднего уровня Каспийского моря (СУМ). При одинаковых атмосферных воздействиях на поверхность моря получено, что понижение СУМ приводит к уменьшению площади поверхности моря и возрастанию экстремумов сгонно-нагонных колебаний уровня. Так, при уменьшении среднего уровня моря на 3,6 м, размах экстремальных сгонно-нагонных колебаний уровня моря увеличивается на 1 м с 3,5 м (СУМ= $-25,9$ м БС) до 4,5 м (СУМ= $-29,5$ м БС) в районе о. Тюлений.

5. Расчеты нагонов в Северном Каспии в 2014 и 2015 году показали, что модель адекватно воспроизводит штормовые нагоны на станции о. Тюлений и качество расчетов уровня моря по модели возрастает при увеличении скорости ветра. Коэффициент корреляции при сравнении с наблюдениями на о. Тюлений при отсутствии нагонов (нагоны меньше 30 см) составляет 0,85 и возрастает до 0,96 при нагоне 125 см.

6. Верификация оперативной модели Баренцева моря с разрешением 5 миль производилась путем сравнения результатов расчетов с данными гармонического анализа наблюдений на 60 прибрежных уровневых постах Баренцева и Белого морей. Для Баренцева моря получено хорошее соответствие расчетов с наблюдениями, а в Белом море амплитуда волны M_2 по расчетам меньше, чем в наблюдениях, хотя 5-мильная сетка в Белом море качественно верно воспроизводит основные черты режима волны M_2 , в частности, амфидромические области.

7. Для Баренцева моря были проведены расчеты суммарного уровня моря в течение 20 лет (1968–1987 годы) с использованием данных метеорологического реанализа NCEP с учетом заданного приливного уровня на жидких границах и климатических полей температуры и солености. Расчет приливного уровня был выполнен отдельно, также в течение 20 лет (1968–1987 годы) с учетом заданных климатических полей температуры и солености. Нагонный уровень получен как разность суммарного и приливного уровня. Исследованы экстремальные и средние характеристики уровня моря (суммарного, приливного и нагонного) и скорости течений для сентября и апреля. Наличие расчетных полей среднего уровня моря позволяет уточнить экстремальные оценки уровня моря в различных пунктах строительства морских сооружений, что имеет важное практическое значение для проектировщиков.

8. В Баренцевом море рассмотрено влияние горизонтально-неподвижного льда на приливные гармоники. В предыдущих работах было обнаружено увеличение амплитуды колебаний гармоники M_2 в свободном ото льда районе Баренцева моря, перед кромкой льда в Белом море, но не под горизонтально-неподвижным льдом, где амплитуда колебаний была меньше. Сравнение гармоник M_2 и S_2 для сентября (минимум льда) и апреля (максимум льда) показало, что в Белом море, как и ожидалось, амплитуда колебаний уровня волн M_2 и S_2 меньше подо льдом в апреле, чем в сентябре. Новым результатом является то, что под горизонтально-неподвижным льдом, в районах полуострова Канин и п. Индига, амплитуда волны M_2 выше в апреле, чем в сентябре, когда льда нет. Под влиянием льда происходит перестроение картины колебаний уровня моря и смещение амфидромий, что приводит к росту амплитуды колебаний уровня в отдельных районах под горизонтально-неподвижным льдом.

9. Созданная оперативная модель BALT-P используется в качестве вспомогательной модели для расчета прогнозов уровня воды в системе предупреждения угрозы наводнений комплекса защитных сооружений г. Санкт-Петербурга. Реализовано постепенное закрытие и открытие ворот дамбы, происходящее в течение заданного промежутка времени. Установлено, что использование ансамблевого прогноза с использованием двух морских

моделей уровня и течений (BSM2010 и BALT-P) и двух источников атмосферных прогнозов (GFS,HIRLAM) позволяет в среднем на 25% снизить ошибку прогноза уровня воды в Санкт-Петербурге.

10. Исследован механизм возникновения второго максимума наводнения в Санкт-Петербурге. Впервые показано, что этот максимум вызывается возбуждением в результате штормового ветрового воздействия одноузловой сейши Балтийского моря, вершина которой находится в Финском заливе. В основном ветер препятствует росту собственного колебания, но в отдельных случаях, воздействие ветра и давления приводит к усилению собственного колебания и возрастанию второго максимума уровня, как это произошло в наводнении 15-17 ноября 2001 г. в Санкт-Петербурге.

11. Представленная оперативная модель Азовского моря с использованием атмосферного форсинга по модели COSMO-RU07 (7 км) предсказала время наступления и величину максимума уровня моря (251 см по данным наблюдений и 249 см в прогнозе) в катастрофическом наводнении в Таганроге 24 сентября 2014 г. Верификация оперативной модели Азовского моря с использованием станционных данных выполнена для 9 месяцев 2017 года. Модель хорошо воспроизводит изменения уровня моря, вызванные ветровым воздействием на поверхность моря. При уменьшении скорости ветра, его роль в изменчивости уровня моря уменьшается и качество работы модели снижается. В сентябре качество прогноза уровня на всех станциях максимально, поскольку в сентябре максимальна изменчивость уровня моря, которая вызвана воздействием ветра и хорошо воспроизводится моделью.

Публикации автора по теме диссертации в изданиях, включенных в список ВАК

1. Залесный В.Б., **Попов С.К.** Адаптационный расчет летней среднесезонной климатической циркуляции в Атлантическом океане // Метеорология и гидрология. 1994. №2. С. 61-70.

2. Архипов Б.В., **Попов С.К.** Моделирование плотностных и ветровых течений в юго-восточной части Баренцева моря // Океанология. 1996. Т. 36. № 6. С. 805-813.

3. Орадовский С.Г., Сафронов Г.Ф., Зильберштейн О. И., **Попов С.К.**, Тихонова О.В. Расчет переноса нефтепродуктов от источников сброса в Таганрогском заливе Азовского моря // Метеорология и гидрология. 1999. №5. С. 77-90.

4. Зильберштейн О.И., **Попов С.К.**, Чумаков М.М., Сафронов Г.Ф. Метод расчета экстремальных характеристик уровня моря в Северном Каспии // Водные ресурсы. 2001. Т. 28. № 6. С. 692-700.

5. **Попов С.К.** Моделирование климатической термохалинной циркуляции в Каспийском море // Метеорология и гидрология. 2004. № 5. С. 76-84.

6. Бухановский А.В., Зильберштейн О.И., Иванов С.В., Ковальчук С.В., Лопатухин Л.И., **Попов С.К.**, Чумаков М.М. Моделирование экстремальных явлений в атмосфере и океане как задача высокопроизводительных вычислений // Вычислительные методы и программирование. 2008. Т.9. С. 141 - 153.
7. **Попов С.К.**, Зильберштейн О.И., Лобов А.Л., Чумаков М.М. Моделирование сезонного хода уровня Каспийского моря с применением параллельных вычислений // Метеорология и гидрология. 2009. № 12. С. 41-53.
8. **Попов С.К.**, Батов В.В., Елисов В.В., Лобов А.Л. Усовершенствованная технология прогноза течений и уровня Каспийского моря // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2013. № 5. С. 53-59.
9. **Попов С.К.**, Лобов А.Л., Елисов В.В., Батов В.И. Прилив в оперативной модели краткосрочного прогноза уровня моря и скорости течений в Белом и Баренцевом морях // Метеорология и гидрология. 2013. №6. С. 68-82.
10. Монахова Г.А., Попова Н.В., **Попов С.К.**, Лобов А.Л., Рахимбирдиев А.М. Расчет водообмена и переноса загрязняющих веществ на границе лицензионного участка // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2014. № 12. С. 33-39.
11. Монахова Г.А., Асаева К.И., Суслов А.В., **Попов С.К.**, Лобов А.Л. Расчет водообмена и трансграничного переноса загрязняющих веществ между различными частями Каспийского моря // Юг России: экология, развитие. 2014. Т. 33. №4(33). С. 126-128.
12. **Попов С.К.**, Лобов А.Л. Диагноз и прогноз наводнения в Таганроге по оперативной гидродинамической модели // Труды Гидрометцентра России. 2016. Вып. 362. С. 92-108.
13. **Попов С.К.**, Лобов А.Л. Гидродинамическое моделирование наводнений в Санкт-Петербурге с учетом работающей дамбы // Метеорология и гидрология. 2017. № 4. С. 80-89.
14. **Попов С.К.**, Лобов А.Л. Моделирование изменений уровня Азовского моря в 2015-2016 годах // Труды Гидрометцентра России. 2017. Вып. 364. С. 131-143.
15. **Попов С.К.**, Лобов А.Л. Диагноз и прогноз уровня Каспийского моря по оперативной гидродинамической модели // Метеорология и гидрология. 2017. № 9. С. 90-99.
16. Нестеров Е.С., **Попов С.К.**, Лобов А.Л. Статистика и моделирование штормовых нагонов в Северном Каспии // Метеорология и гидрология. 2018. № 10. С. 53-59.
17. **Попов С.К.**, Гусев А.В., Фомин В.В. Вторичный максимум уровня моря в наводнениях в Санкт-Петербурге и его воспроизведение в численных моделях // Метеорология и гидрология. 2018. № 12. С. 48-60.

18. **Попов С.К.**, Лобов А.Л. Краткосрочные прогнозы колебаний уровня Азовского моря в безледный период 2017 года // Труды Гидрометцентра России. Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2018. № 3 (369). С. 104-118.

19. **Попов С.К.** Влияние морского льда на приливные колебания уровня моря и скорости течений в Баренцевом и Белом морях // Труды Гидрометцентра России. Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2018. № 4 (370). С. 137-155.

Свидетельства о государственной регистрации программ

20. **Попов С.К.** Трехмерная гидродинамическая модель расчета уровня моря и скоростей течений в Каспийском море с учетом льда, использующая метеорологические данные региональной модели Гидрометцентра России. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2013615876 // Правообладатель: ФГБУ "Гидрометцентр России". Дата государственной регистрации в Реестре программ для ЭВМ 21.06.2013.

21. **Попов С.К.** Программный комплекс краткосрочного прогноза уровня и течений Белого и Баренцева морей с учетом ледового покрова. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2014617279 // Правообладатель: ФГБУ "Гидрометцентр России". Дата государственной регистрации в Реестре программ для ЭВМ 16.07.2014.

22. **Попов С.К.** Трехмерная гидродинамическая модель краткосрочного прогноза скоростей течений и уровня Каспийского моря. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2014619494 // Правообладатель: ФГБУ "Гидрометцентр России". Дата государственной регистрации в Реестре программ для ЭВМ 17.09.2014.

23. **Попов С.К.** Трехмерная гидродинамическая модель краткосрочного прогноза уровня моря и скорости течения в Азовском море, использующая метеорологические данные атмосферной модели COSMO-ru Гидрометцентра России. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2017619429 // Правообладатель: ФГБУ "Гидрометцентр России". Дата государственной регистрации в Реестре программ для ЭВМ 24.08.2017.

Статьи в сборниках и журналах

24. **Попов С.К.** Трехмерная модель для расчета штормовых нагонов в Азовском море // Труды Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова. Исследование океанов и морей. Юбилейный выпуск 2. СПб. Гидрометеоиздат. 1995. С. 205-214.

25. Zilberstein O.I., Safronov G.F, Verbitskaya O.A., **Popov S.K.**, Chumakov M.M Integrated Methods for Obtaining of the Specialized Hydrometeorological Information. // Integrated Approach to Environmental Data Management Systems. Kluwer Publisher. 1997. P. 411-422.

26. Зильберштейн О. И, Сафронов Г.Ф., **Попов С.К.** Исследования приливных движений в Баренцевом море на основе гидродинамического моделирования // Труды

Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова. Исследования океанов и морей. Вып. 207. СПб. Гидрометеиздат. 2000. С. 81-102.

27. Сафронов Г.Ф., Орадовский С.Г, Зильберштейн О. И, **Попов С.К.**, О.В. Тихонова. Расчет переноса нефтяных углеводородов от источников сброса в Таганрогском заливе Азовского моря с учетом процессов биохимической деструкции. // Труды Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова. Исследования океанов и морей. Вып. 207. СПб. Гидрометеиздат. 2000. С. 166-174.

28. **Попов С.К.**, Safronov G.F., Zilberstein O.I., Tikhonova O.V., Verbitskaya O.A. Density and residual tidal circulation and related mean sea level of the Barents Sea // IOC UNESCO. Workshop Report No. 171. Ocean Circulation Science derived from the Atlantic, Indian and Arctic Sea Level Networks. Annex III. Paris. August 2000. P.106-131.

29. Вербицкая О.А., Зильберштейн О.И., **Попов С.К.**, Лобов А.Л. Метод краткосрочного гидродинамического прогноза штормовых нагонов в северной части Каспийского моря и результаты его испытаний // Информационный сборник № 29 Гидрометцентра России. Результаты испытания новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических прогнозов. СПб. Гидрометеиздат. 2002. С.76-89.

30. Вербицкая О.А., Зильберштейн О.И., **Попов С.К.** Лобов А.Л. Метод прогноза штормовых нагонов для Северного Каспия на основе данных региональной модели атмосферы // В сборнике ГГИ. Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. СПб. Гидрометеиздат. 2003. С. 342-350.

31. Шапочкин Д.А., Лобов А.Л., Чумаков М.М., Зильберштейн О.И., Елисов В.В., **Попов С.К.**, Попова Н.В. Опыт моделирования распространения взвеси при проведении дноуглубительных работ // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. №7. 2003. С. 24-31.

32. Овсиенко С.Н., Вербицкая О.А., Зильберштейн О.И., Шапочкин Д.А., **Попов С.К.**, Ивченко А.А., Зацева С.Н., Лосев В.М., Пурина И.Э., Степанов Ю.А., Жабина И.И., Недачина А.Ю., Бухаров В.М. Оперативная технология мониторинга и прогноза гидрометеорологических характеристик и параметров аварийных разливов нефти на акваториях морей // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. №7. 2005. С. 59-68.

33. Вербицкая О.А., Зильберштейн О.И., **Попов С.К.**, Лобов А.Л. О результатах оперативных испытаний технологии краткосрочного прогноза уровня моря и течений в Каспийском море // Информационный сборник № 31 Гидрометцентра России. Результаты испытания новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических прогнозов. 2006. Москва, С.70-84.

34. Бухановский А.В., Зильберштейн О.И., Иванов С.В., Ковальчук С.В., Лопатухин Л.И., **Попов С.К.**, Чумаков М.М. Высокопроизводительный программный комплекс моделирования экстремальных гидрометеорологических явлений. Часть 1: Постановка задачи, модели, методы и параллельные алгоритмы // Научно-технический вестник информационных технологий, механики и оптики. 2008. №54. С. 56-63.

35. **Попов С.К.**, Лобов А.Л. Моделирование пространственно-временной изменчивости уровня Каспийского моря в 1948-1994 г. // Труды Гидрометцентра России. 2013. Вып. 350. С. 68-87.

36. **Попов С.К.**, Зильберштейн О.И., Лобов А.Л., Елисов В.В., Батов В.И. Метод краткосрочного прогноза уровня Баренцева и Белого морей // Информационный сборник №41 Гидрометцентра России. Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. М. 2014. С.98-110.

37. **Попов С.К.** Численное моделирование скоростей течений и уровня морей России // Труды Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова. Выпуск 215. М. 2014. С. 40-52.

38. **Попов С.К.**, Лобов А.Л., Монахова Г.А., Асаева К.И. Использование оперативной гидрометеорологической модели для расчета водообмена и переноса загрязняющих веществ между различными частями Каспийского моря // Труды Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова. Выпуск 216. М. 2015. С. 340-357.

39. **Попов С.К.**, Лобов А.Л., Елисов В.В. Расчет наводнений в Санкт-Петербурге по трехмерной бароклинной модели BALT-P // Труды Гидрометцентра России. 2015. Вып. 354. С. 96-111.

Список цитируемой литературы

1. Ашик И.М. Численный гидродинамический метод прогноза колебаний уровня моря в Финском заливе с учетом влияния ледяного покрова // Информационный сборник № 29 Гидрометцентра России. Результаты испытания новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических прогнозов. СПб. Гидрометеиздат. 2002. С. 90-107.

2. Ашик И.М. Численный гидродинамический метод прогноза колебаний уровня в юго-восточной части Баренцева и юго-западной части Карского морей. // Информационный сборник № 31 Гидрометцентра России. Результаты испытания новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических прогнозов. 2006. М. С. 85-103.

3. Войнов Г.Н. Приливы в Обской губе (Карское море) I. Общая характеристика приливов // Учен. зап. РГГМУ. 2016. № 44. С. 70–95.

4. Герман В.Х., Левиков С.П. Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря – Л., Гидрометеиздат. 1988.

5. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 1. Баренцево море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия /Под ред. Ф. С. Терзиева и др. – Л., Гидрометеиздат. 1990. 280с.

6. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 6, Каспийское море, выпуск 1. Гидрометеорологические условия / Под редакцией Терзиева Ф.С., Косарева А.Н., Керимова А.А. –С Пб, Гидрометеиздат. 1992. 359 с.
7. Голубева Е.Н. Численное моделирование динамики Атлантических вод в Арктическом бассейне с использованием схемы QUICKEST // Вычислительные технологии. 2008. Т. 13, № 5. С. 11–24.
8. Дианский Н.А. Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. – М. 2013 Физматлит, 271с.
9. Дианский Н.А., Марченко А.В., Панасенкова И.И., Фомин В.В. Моделирование траектории айсберга в Баренцевом море по данным попутных судовых наблюдений // Метеорология и гидрология. 2018. № 5. С. 54-67.
10. Зырянов В.Н., Лейбо А.Б. Эволюция приливной волны в устье реки с ледяным покровом. – Гидрофизические процессы в реках и водохранилищах. М. 1985. С. 246-257.
11. Ибраев Р.А., Саркисян А.С., Трухчев Д.И. Сезонная изменчивость циркуляции вод Каспийского моря, реконструированная по среднемноголетним гидрологическим данным // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37. № 1. С.103 – 111.
12. Ибраев Р. А. Математическое моделирование термогидродинамических процессов в Каспийском море – М. ГЕОС. 2008. 128 с.
13. Каган Б. А., Романенков Д.А. Об изменчивости приливных констант, индуцируемой воздействием одной подсистемы на другую // Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 3. С. 392-397.
14. Клеванный К.А., Колесов А.М., Мостаманди М.-С. В. Прогноз наводнений в Санкт-Петербурге и восточной части Финского залива в условиях работы комплекса защитных сооружений // Метеорология и гидрология. 2015. № 2. С. 41-52.
15. Косарев А.Н., Тужилкин В.С. Климатические термохалинные поля Каспийского моря. – М. Изд-во МГУ. 1995. 96 с.
16. Куликов Е.А., Файн И.В. Численное моделирование изменчивости уровня Балтийского моря // Вычислительные технологии. 2008. Т. 13. Спец. вып. 2. С. 39-46.
17. Лебедев С.А., Костяной А.Г. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря – Москва: Изд. центр "Море" Международного института океана. 2005. 366 с.
18. Лебедев С.А. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря – Дисс. на соискание уч. ст. доктора физ.-мат. наук, Москва, 2014, 350 с.
19. Любичский Ю.В. Метод и технология прогноза штормовых нагонов в Амурском лимане и Сахалинском заливе // Юбилейный выпуск "ДВНИГМИ – 60 лет". Владивосток. Дальнаука. 2010. С. 57-73.
20. Панин Г.Н. Испарение и теплообмен Каспийского моря. – М. Наука. 1987. 88 с.
21. Панин Г.Н., Мамедов Р.М., Митрофанов И.В. Современное состояние Каспийского моря – М. Наука. 2005. 356 с.
22. Роуч П. Вычислительная гидродинамика – М. Мир. 1980. 616 с.
23. Таблицы приливов. Воды Европейской части СССР и прилегающих зарубежных районов – Л. Гидрометеиздат. 1958. 196 с.
24. Фролов А.В. Моделирование многолетних колебаний уровня Каспийского моря: Теория и приложения – М., ГЕОС. 2003. 171 с.
25. Яковлев Н.Г. Совместная модель общей циркуляции вод и эволюции морского льда в Северном Ледовитом Океане // Известия РАН. ФАО. 2003. Т. 39. № 3. С. 394-409.
26. Яковлев Н.Г. Восстановление крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948-2002 гг. Часть 1: Численная модель и среднее состояние // Известия РАН. ФАО. 2009. Т. 45. № 3. С. 1-16.
27. Backhaus, J.O. A three-dimensional model for the simulation of shelf-sea dynamics. –Dtsch. Hydrogr. Z. 38, Н. 4. 1985. P. 165-187.
28. Blumberg A.F., Mellor G.L. A simulation of the circulation studies of the Gulf of Mexico. // Israel J. Earth Sci. 1985 Vol. 34. P. 77-97.

29. Davies A.M. and Flather R.A., Computing extreme meteorologically induced currents, with application to north-west European shelf // *Cont. Shelf Res.* 1987. Vol. 7. P. 643-683.
30. Flather R.A., Heaps N.S. Tidal Computations for Morecambe Bay // *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 1975. Vol. 42. P. 489-517.
31. Flather R.A. Estimates of extreme conditions of tide and surge using a numerical model of the north-west European continental shelf. *Estuarine // Coastal, and Shelf Sci.* London. 1987. Vol. 24. N1. P. 69-95.
32. Gjevik B., Nost E and Straume T. Model simulations of the tides in the Barents Sea // *J.Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. No. C2. P. 3337-3350.
33. Heaps N.S. Three-dimensional numerical model of the Irish Sea // *Geophys. J. Roy.Astr. Soc.* 1973. Vol 35. P. 99-120.
34. Holthuijsen L.H., Powell M.D., Pietrzak J.D. Wind and waves in extreme hurricanes // *Journal of Geophysical Research.* 2012. Vol. 117. C09003. Doi: 10.1029/2012JC007983
35. Kochergin V.P. Three-dimensional prognostic models. In: *Three-dimensional coastal ocean models // Coastal and Estuarine Science / Ed. Heaps N.S.* 1987. Vol. 4. P.201-208.
36. Kowalik, Z., A.Y. Proshutinsky. Diurnal Tides in the Arctic Ocean // *J.Geophys. Res.* 1993. Vol 98. N C9. P. 16,449-16,468.
37. Mellor G.L. Users Guide for a Three-dimensional, Primitive Equation, Numerical Ocean Model. // *Program in Atmospheric and Oceanic Sciences.* – Princeton. NY. Princeton University. 2004. 56 p.
38. Mellor G.L., Durbin P.A. The structure and dynamics of the ocean surface mixed layer // *J. Phys. Oceanogr.* 1975. Vol.5. P.718-728.
39. Mesinger, F., Arakawa, A. Numerical methods used in atmospheric models // *JOC. GARP Publication Series.* Vol. 1. N 17. Geneva. WMO-ICSU. 1976. 65 pp.
40. Oey L.Y., Mellor G.L., Hires R.I. A three-dimensional simulation of the Hudson-Raritan estuary. Part 1. Description of the model and model simulations // *Journal of Physical Oceanography.* 1985. Vol.15. N 11. P.1676-1692.
41. Pacanovsky R.C., Griffies S.M. The MOM 3.0 Manual. Geophysic Fluid Dynamics Laboratory. NOAA.Princeton. USA. 2000. 680 p.
42. Pohlmann T. Calculating the annual cycle of the vertical eddy viscosity in the North Sea with a three-dimensional baroclinic shelf circulation model // *Cont. Shelf Res.* 1996. Vol. 16. N 2. P. 147-161.
43. Pugh D.T. Estimating extreme currents by combining tidal and surge probabilities // *Ocean Eng.* 1982. Vol. 9. P. 361-372.
44. Ryabinin V.E., Zilberstein O.I. Numerical prediction of storm surges – a review. – In *Storm Surges.* Report N 33, WMO/TD. – N 779. 1996. P.1-62.
45. Safronov, G.F. and Zilberstein, O.I. Calculation of the climate dynamics characteristics in the coastal sea zone by the methods of hydrodynamics and probabilistic modelling // *J. Mar. Systems.* 1996. Vol. 7. N 2-4. P. 395-410.
46. Shchepetkin A.F. and McWilliams J.C. The regional ocean modeling systems (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. – *Ocean Modeling.* 2005. N 9/4. P. 347-404.
47. Wajsowicz Roxana C., Gill A.E. Adjustment of the Ocean under Buoyancy Forces. Part I. The Role of Kelvin Waves // *Journal of Physical Oceanography.* Vol. 16. 1986. P. 2097-2114.
48. Zakharchuk E., Tikhonova N., Gusev A., Diansky N. Influence of Baroclinicity on Sea Level Oscillations in the Baltic Sea / In *Physical and Mathematical Modeling of Earth and Environment Processes.* (PMMEEP 2017). Karev V., Klimov D., Pokazeev K. (eds). 2018. Cham. Springer.