

На правах рукописи



Лебедев Сергей Анатольевич

**СПУТНИКОВАЯ АЛЬТИМЕТРИЯ
КАСПИЙСКОГО МОРЯ**

Специальность 25.00.29 – Физика атмосферы и гидросфера

Автореферат

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

Москва – 2014

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки
Геофизическом центре Российской академии наук

Научный консультант:

доктор физико-математических наук **Костянин Андрей Геннадьевич**

Официальные оппоненты:

Лапшин Владимир Борисович, доктор физико-математических наук, профессор, директор Федерального государственного бюджетного учреждения «Институт прикладной геофизики им. академика Е.К. Федорова» Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

Фролов Анатолий Васильевич, доктор технических наук, ведущий научный сотрудник Лаборатории моделирования поверхностных вод Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института водных проблем Российской академии наук

Фукс Виктор Робертович, доктор географических наук, профессор кафедры океанологии Института наук о Земле Федерального государственного бюджетного образовательного учреждения высшего профессионального образования «Санкт-Петербургский государственный университет»

Ведущая организация:

Федеральное государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Российский государственный гидрометеорологический университет»

Защита состоится 16 октября 2014 г. в 11 ч. 00 мин. на заседании Диссертационного совета Д 002.096.01 при Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук по адресу: 119017, г. Москва, Пыжевский пер., д. 3.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке и на сайте (www.ifaran.ru)
Федерального государственного бюджетного учреждения науки
Института физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук.

Автореферат разослан «___» 2014 г.

Ученый секретарь диссертационного совета,
кандидат географических наук

Краснокутская
Людмила Дмитриевна

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность темы. В настоящее время большое внимание уделяется комплексному изучению Каспийского моря. И связано это не только с интенсивным развитием добычи нефти, но и с продолжающимися значительными колебаниями уровня Каспия. За время инструментальных наблюдений (с 1837 г.) амплитуда колебаний уровня Каспийского моря составила более 3 м. Самый высокий уровень наблюдался в 1882 г. и составил –25,5 м (в Балтийской системе высот), а самый низкий — в 1977 г. и составил –29 м, что является самой низкой отметкой за последние 400–500 лет. К середине 1995 г. уровень вырос на 2,5 м до отметки –26,5 м, после чего стал снижаться.

Необходимость физически оправданного прогноза дальнейшей эволюции уровня моря, потенциальная возможность затопления прибрежных районов Российской Федерации и других государств на его берегах, а также обострение экологических проблем, связанных с подтоплением (осушением) огромных территорий, на которых осуществляется интенсивная добыча и транспортировка нефти — все это требует постоянного мониторинга изменчивости уровня Каспия.

Учитывая, что ни минимальное значение уровня в 1977 г., ни максимальное в 1995 г., ни смена знака изменений уровня не были предсказаны существующими моделями и методами, особое значение имеет оперативный контроль уровня моря.

За последние 25 лет значительно уменьшился объем регулярных гидрологических работ в море, а также объем информации с метеостанций и постов Гидрометслужбы. По сравнению с 1960 г. сеть метеостанций и уровенных постов на Каспии стремительно сократилась почти в 3 раза, а их техническое оснащение морально устарело. После распада СССР затруднен и обмен данными между государствами каспийского региона.

Уровенные посты проводят измерения вблизи береговой линии с разной точностью и временным разрешением в отсутствие единой высотной привязки. В большинстве случаев существенное влияние на точность измерений оказывают как особенности рельефа суши, так и очертания береговой линии. На точность измерений уровня также оказывают влияние вертикальные движения земной коры в каспийском регионе, которые вдоль побережья моря различаются не только по величине, но и по знаку. Это вносит значительную ошибку в расчеты межгодовой изменчивости уровня моря.

В сложившейся ситуации организация спутникового мониторинга уровня Каспийского моря становится все более актуальной задачей. Использование спутниковой альтиметрии способно не только восполнить потерю традиционной информации, но и исследовать изменения уровня Каспийского моря на всей его акватории.

Измерения высоты морской поверхности спутниковым альтиметром проводятся относительно центра масс Земли, что позволяет исключить вертикальное движение земной коры из межгодового хода изменения уровня. Они не зависят от погоды и проводятся по акватории всего моря. Пространственно-временные масштабы данных спутниковой альтиметрии позволяют исследовать сезонную и многолетнюю изменчивость уровня Каспийского моря с точностью, соответствующей требованиям океанологической практики.

Помимо измерений уровня спутниковая альтиметрия предоставляет уникальную информацию о модуле скорости приводного ветра и высотах ветровых волн.

Кроме мониторинга уровня моря, этот тип данных дистанционного зондирования Земли может использоваться для контроля измерений на уровенных постах, верификации и ассимиляции данных в моделях динамики вод и ветрового волнения.

Основной целью работы является разработка теоретических обоснований и методов исследования гидрометеорологического и гидродинамического режимов Каспийского моря по данным спутниковой альтиметрии.

Для достижения цели исследования решались следующие задачи:

1. Уточнение методов и алгоритмов расчета поправок при обработке данных альтиметрических измерений.
2. Разработка алгоритма регионального адаптивного ретрекинга (анализа формы отраженного импульса) для обработки данных спутниковой альтиметрии в прибрежной зоне и внутренних водоемах (реках, водохранилищах и озерах).
3. Создание специализированной базы данных спутниковой альтиметрии для Каспийского моря на основе разработанных алгоритмов и методов.
4. Создание цифровой модели средних высот морской поверхности Каспийского моря, включая залив Кара-Богаз-Гол.
5. Исследование сезонной и межгодовой изменчивости уровня Каспийского моря в различных его частях, включая залив Кара-Богаз-Гол.
6. Анализ сезонной и межгодовой изменчивости скорости приводного ветра и значимых высот ветровых волн на акватории Каспийского моря в целом и в различных его частях.
7. Расчет и анализ климатической циркуляции моря для различных сезонов на основе данных спутниковой альтиметрии.
8. Исследование прохождение паводка реки Волга по акватории Каспийского моря по альтиметрическим измерениям.

Научную новизну работы составляют **основные положения, выносимые на защиту:**

1. Разработан и программно реализован алгоритм адаптивного регионального ретрекинга для определения уровня воды во внутренних водоемах и прибрежных зонах морей

и океанов, который позволяет существенно повысить точность определения уровня моря и внутренних водоемов за счет увеличения значимых альtimетрических данных вблизи берегов (от 1 км). Обоснованы критерии отбора данных для Каспийского моря и построен региональный алгоритм определения высоты морской поверхности по данным ретрекинга.

2. Разработана и реализована методика обработки данных спутниковой альтиметрии для акватории Каспийского моря, включая залив Кара-Богаз-Гол, которая основана на оптимизации алгоритма расчета ряда обязательных поправок: «сухая» тропосферная поправка, поправка на влажность, ионосферная поправка.

3. Сформулирован принцип интегрированности при создании баз данных спутниковой альтиметрии, который предполагает включение специализированного программного обеспечения в систему управления базами данных. На основе данного принципа впервые созданы Интегральные базы данных спутниковой альтиметрии для Мирового океана и Каспийского моря. Обе базы данных зарегистрированы в Государственном реестре баз данных.

4. На основе анализа межгодовой изменчивости уровня моря по данным альтиметрических измерений выделены периоды роста (1992–1995 гг. и 2001–2005 гг.) и падения (1995–2001 гг. и 2005–2012 гг.) уровня Каспийского моря, для каждого периода рассчитаны скорости изменения уровня, которые варьировались от +20 см/год до –22 см/год. В конце 2012 г. уровень моря составил –27,7 м. Для залива Кара-Богаз-Гол выделены период заполнения залива водой с 1992 по 1996 гг. со скоростью +168,4 см/год, а также периоды роста (2002–2006 гг.) и падения (1996–2002 гг. и 2006–2012 гг.) после выхода водного баланса залива на естественный режим. При этом скорости изменения уровня залива варьировались от +7 см/год до –20 см/год.

5. Впервые построены и проанализированы ежемесячные карты скорости приводного ветра и высоты волн по всей акватории моря на основе данных спутниковой альтиметрии за 1993–2012 гг. Впервые построены и проанализированы временные ряды скорости приводного ветра и высоты волн для акватории моря и центральной части залива Кара-Богаз-Гол с временным шагом около 5 суток. Выделены периоды увеличения (1992–1996 гг., 1996–2001 гг. и 2009–2012 гг.) и уменьшения (2001–2009 гг.) скорости приводного ветра и высоты волн на акватории Каспийского моря. Для каждого периода рассчитаны скорости изменения, которые варьировались от +0,105 м/с в год до –0,045 м/с в год для скорости приводного ветра и +0,043 м/год до –0,045 м/год для высоты волн.

6. Создана региональная модель средних высот морской поверхности для акватории Каспийского моря, которая представляет собой функцию не только широты и долготы, но и времени. На основании данной модели впервые показана пространственная неоднородность скорости межгодовой изменчивости уровня Каспия, которая хорошо согласуется с особенно-

стями гидрологического режима моря и гравитационного поля. Впервые построена карта вероятности максимального роста или падения уровня моря. Установлено, что зоны с максимальной изменчивостью уровня расположены в западной части Южного Каспия и в юго-восточной части Среднего Каспия.

7. Впервые рассчитаны среднемесячные и среднегодовые поля динамической топографии как суперпозиция климатической динамической топографии и соответствующих аномалий уровня относительно построенной модели средних высот морской поверхности. Таким образом, реализован новый подход к изучению динамики вод Каспийского моря по данным дистанционного зондирования.

Достоверность представленных результатов подтверждается сравнением результатов обработки данных спутниковой альтиметрии с данными инструментальных измерений на уровенных постах, гидрометеостанциях и волномерных постах. Разработанные методы и алгоритмы хорошо работают как в других внутренних морях (например, Черное, Азовское, Аральское моря), так и в Мировом океане.

Практическая значимость. Разработанный алгоритм регионального адаптивного ретрекинга апробировался не только в прибрежной зоне Каспийского моря, но и на акваториях пяти водохранилищ Волжского каскада (Рыбинского, Горьковского, Куйбышевского, Саратовского и Волгоградского), может использоваться для оценки изменчивости уровня в прибрежных зонах океанов, внутренних морей и водоемов (водохранилищ, озер и крупных рек). Результаты исследования сезонной и межгодовой изменчивости уровня моря, скорости приводного ветра и высот ветровых волн на акватории Каспийского моря и залива Кара-Богаз-Гол необходимы для проведения оценок воздействия на окружающую среду при строительстве нефтедобывающих платформ на акватории моря/залива и береговых сооружений, для обеспечения безопасности судоходства и проведения региональных климатических исследований. Данные о сезонной и межгодовой изменчивости уровня воды залива Кара-Богаз-Гол необходимы для планирования развития химической промышленности Туркменистана. Климатические поля геострофических скоростей течений дают возможность провести оценки трансграничного переноса загрязняющих веществ.

Апробация работы. Основные результаты, составившие содержание данной работы, докладывались на: заседаниях Ученого совета Геофизического центра РАН (2003–2013); семинаре Отдела исследований Земли из космоса Института космических исследований РАН (2012, 2013); заседаниях Ученого совета Физического направления Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (2005, 2013), семинарах Института вычислительной математики РАН (2007, 2008, 2011); семинаре Санкт-Петербургского отделения Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова (2010); семинаре кафедры океанологии Российского

государственного гидрометеорологического университета (2012); генеральных ассамблеях Международного геодезического и геофизического союза (IUGG, 2003, 2007); научных ассамблеях Международной ассоциации физических наук об океане (IAPSO, 2001, 2005, 2009, 2013); научных ассамблеях Международной ассоциации геодезии (IAG, 2005, 2009); генеральных ассамблеях Европейского геофизического общества (EGS, 2001, 2002, 2003); генеральных ассамблеях Европейского геофизического союза (EGU, 2004–2007, 2008–2009); ежегодных ассамблеях Союза наук о Земле стран Азии и Океании (AOGS, 2006, 2007, 2009); научных ассамблеях Комитета по космическим исследованиям (COSPAR, 2002, 2004, 2006, 2008, 2010); ежегодных Всероссийских конференциях «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса (Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов)» (2004–2013); Международном симпозиуме по дистанционному зондированию окружающей среды (ISRSE, 2003, 2005, 2007, 2009); Льежском международном коллоквиуме по динамике океана (2003, 2004, 2008, 2012); Международном Каспийском экологическом форуме (2012); Международном форуме «Каспийский диалог» (2011); Международных семинарах «Спутниковая альtimетрия в прибрежной зоне» (CAW, 2009–2012); Международном симпозиуме «Достижения в области баз данных и информационных систем» (ADBIS, 1997); Международном семинаре по вычислительным наукам и информационным технологиям (CSIT, 1999); Международной научно-технической конференции «Современные методы и средства океанологических исследований» (МСОИ, 2000, 2003); Международном семинаре по использованию спутниковой альтиметрии в геодезии, геофизике и океанологии (2002); Всероссийской научной конференции по промысловой океанологии (2002, 2005); Международной конференции по дистанционным методам в исследовании океанов (PORSEC, 2006, 2008, 2010); Международном семинаре по использованию спутниковой альтиметрии в исследовании прибрежной зоны и суши (2006); Международном симпозиуме «15 лет прогресса спутниковой альтиметрии» (2006); Международной конференции «Итоги электронного геофизического года» (2009); Международном симпозиуме «20 лет прогресса спутниковой альтиметрии» (2012); ежегодной конференции Международной ассоциации по водным технологиям (IWTC, 2011–2013).

Материалы диссертации представлены в научно-технических отчетах: по 9 проектам Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ) (№ 96-07-89315-в, № 01-07-90106-в, № 06-05-64871-а, № 07-05-00415-а, № 08-05-97016-р_поволжье_а, № 10-05-00428-а, № 11-05-97037-р_поволжье_а, № 11-07-12025-офи-м-2011 и № 13-05-01125-а); по двум проектам Федеральной целевой научно-технической программы «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития науки и техники на 2002–2006 гг.»; по проекту Международной ассоциации по содействию сотрудничеству с учеными Новых независимых госу-

дарств бывшего Советского Союза (INTAS) «Value added satellite ALTiometry for COastal REgions (ALTICORE)» («Улучшение данных спутниковой альтиметрии для прибрежных акваторий») INTAS № 05-1000008-7927; по проекту Фонда «НАТО – Наука для мира и безопасности» «Multidisciplinary Analysis of the Caspian sea Ecosystem (MACE)» («Междисциплинарный анализ экосистемы Каспийского моря») NATO № SFP98106.

Личный вклад автора. Соискателем лично:

- Разработан принцип интегрированности, который программно реализован при создании баз данных спутниковой альтиметрии и специализированной Системы управления базой данных.
- Создана цифровая модель средних высот морской поверхности Каспийского моря, которая отражает как пространственную, так и временную ее изменчивость.
- Разработана и реализована методика обработки данных спутниковой альтиметрии для акватории Каспийского моря, которая основана на оптимизации алгоритма расчета ряда обязательных поправок.
- Проведена обработка и анализ данных по уровню моря, скорости приводного ветра, высоте волн, полей динамической топографии, полей геострофических течений на поверхности моря и завихренности течений.

Алгоритм регионального адаптивного ретрекинга разрабатывался совместно с коллегами из Института прикладной физики РАН и Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН. Автор работы принимал участие в теоретическом обосновании этого метода и в практической реализации его для акватории Каспийского моря.

Публикации. Материалы диссертации полностью изложены в работах, опубликованных соискателем. По теме диссертации опубликовано более 40 работ, в том числе 2 монографии (в соавторстве), 12 статей в отечественных и 5 в зарубежных рецензируемых журналах (из них 11 из списка ВАК, 4 – из системы «Web of Science» и 4 – из системы «Scopus»), 4 главы в российских и 4 главы в зарубежных научных сборниках и книгах (из них 2 из системы «Web of Science» и 3 из системы «Scopus»), 20 публикаций в сборниках трудов конференций (из них 6 российские и 14 зарубежные конференций), а также более 50 тезисов докладов на научных российских и зарубежных конференциях.

Структура и объем диссертации. Работа состоит из введения, 6-ти глав, заключения, списка сокращений, списка использованных источников из 523 наименований (из них 302 зарубежные) и приложения. Объем диссертации — 350 страниц, включая 24 таблицы и 150 рисунков.

Благодарности. Автор искренне благодарен руководству и сотрудникам Геофизического центра РАН: академику РАН, профессору А.Д. Гвишиани, к.т.н. П.П. Медведеву и д.ф.-м.н.

Ю.С. Тюпкину за настойчивое предложение оформить результаты многолетних исследований автора в виде докторской диссертации, что дало уверенность в осуществимости этого проекта, а также В.П. Дасаевой, О.В. Алексановой, зав. библиотекой И.Е. Витвицкой и к.ф.-м.н. М.Н. Добровольскому за помощь в подготовке материалов диссертации и как первых читателей. Автор особенно благодарен постоянным соавторам, сотрудникам Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН: научному консультанту д.ф.-м.н. А.Г. Костяному и к.ф.-м.н. А.И. Гинзбург за ценные советы, консультации и моральную поддержку на протяжении всего времени работы над диссертацией. Автор благодарит коллег из Института прикладной физики РАН: д.ф.-м.н. Ю.И. Троицкую, к.ф.-м.н. Г.В. Рыбушкину, д.ф.-м.н. И.А. Соустову, Г.Н. Баландину за совместную работу над теоретическим обоснованием и программной реализацией алгоритма адаптивного регионального ретрекинга. Автор искренне благодарен сотрудникам Института космических исследований РАН: д.ф.-м.н. Е.А. Шаркову, к.ф.-м.н. О.Ю. Лавровой и к.ф.-м.н. М.И. Митягиной за моральную поддержку и сотрудникам Лаборатории прикладных морских исследований Гидрометцентра России: к.ф.-м.н. С.С. Попову, к.ф.-м.н. О.И. Зильберштейну, к.ф.-м.н. А.Л. Лобову, к.ф.-м.н. В.И. Батову, к.ф.-м.н. О.В. Тихоновой и М.Ю. Посланчик за предоставленные результаты расчетов по термогидродинамической модели Каспийского моря. Автор искренне благодарен сотрудникам Института вычислительной математики РАН: академику РАН Г.И. Марчуку, д.ф.-м.н. В.И. Агошкову, д.ф.-м.н. В.П. Шутяеву, д.ф.-м.н. В.Б. Залесному, к.ф.-м.н. Е.И. Пармузину и к.ф.-м.н. Н.Б. Захарову за «второе дыхание» в научных поисках диссертанта.

ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Во **Введении** определяется цель исследования, раскрывается актуальность диссертационной работы, формулируются задачи работы, описывается ее структура и положения, выносимые на защиту.

Глава 1 посвящена анализу гидрометеорологического и гидродинамического режимов Каспийского моря по данным инструментальных измерений (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992; Kosarev, Yablonskaya, 1994). Главной особенностью Каспия является сильная межгодовая изменчивость его уровня (**раздел 1.3**) (рис. 1), обусловленная изменчивостью составляющих водного баланса (Каспийское море, 1986) (**раздел 1.2**). Большая меридиональная протяженность, различия в физико-географических условиях (Kosarev, 2005) (**раздел 1.1**) и различные типы атмосферной циркуляции в разных районах обуславливают разнообразие ветровых условий (**раздел 1.4**) на море, ветрового волнения (**раздел 1.5**), развития ледовых процессов (**раздел 1.6**) (Гидрометеорология и гидрохимия морей..., 1992) и циркуляции вод. (**раздел 1.7**) (Саркисян и др., 1976; Тужилкин и др., 1997; Попов, 2004; Ибраев, 2008; Кныш и др., 2008).

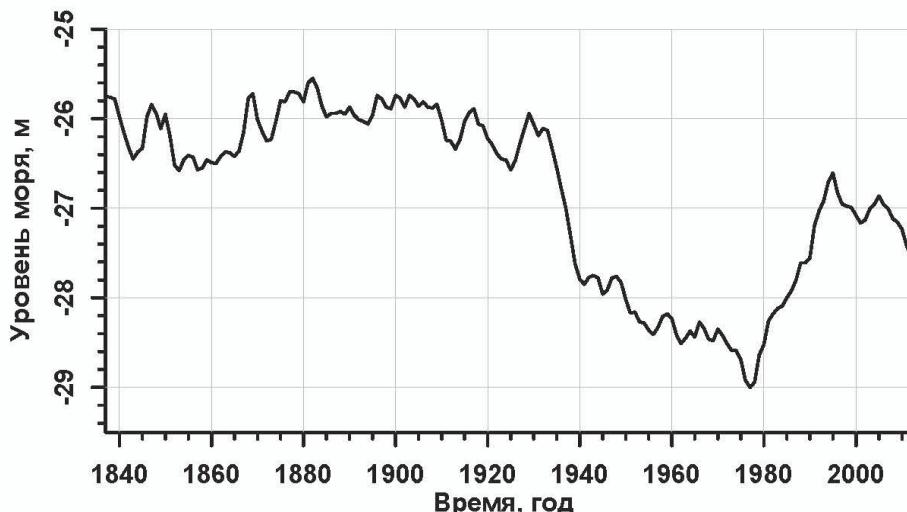


Рис. 1. Межгодовая изменчивость уровня Каспия за период инструментальных наблюдений с 1837 по 2012 гг.

До последнего времени для изучения гидрометеорологического режима моря использовались данные инструментальных измерений на метеорологических станциях, уровенных и волномерных постах, расположенных вдоль побережья моря (раздел 1.8). Недостатки инструментальных измерений (точность, морально

устаревшее оборудование, отсутствие единой системы высот для уровенных постов, существенные современные вертикальные движения земной коры в данном регионе) остро ставят вопрос о привлечении данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) для мониторинга основных гидрометеорологических параметров Каспия.

Спутниковая альтиметрия (СА), основам которой посвящена Глава 2, должна стать одним из основных инструментов спутникового мониторинга Каспия. Развитие СА условно можно разделить на три этапа: 1974–1980 гг. — исследование потенциальных возможностей использования данного метода ДЗЗ в геодезии, 1985–1992 гг. — проведение целенаправленных спутниковых экспериментов, с 1992 г. по настоящее время — регулярный мониторинг водной поверхности Мирового океана, окраинных и внутренних морей (раздел 2.1).

Геометрия измерений, проводимых альтиметром, представлена на рисунке 2, на котором показаны основные поверхности, определяющие суть данного метода ДЗЗ из космоса (разделы 2.2–2.3).

Физические основы метода СА достаточно про-

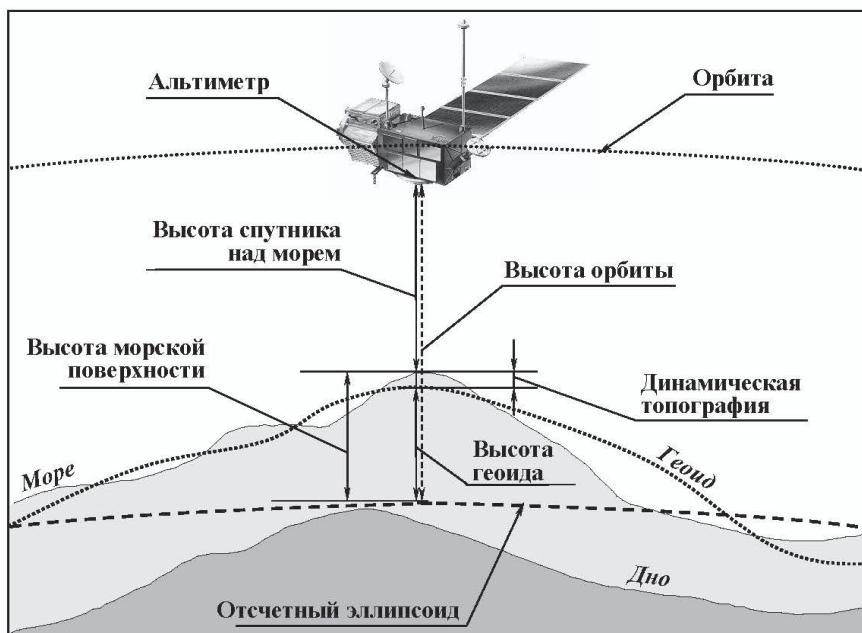


Рис. 2. Принципиальная схема альтиметрических измерений и основные поверхности, связанные с ними.

сты (раздел 2.4). Зондирующий импульс посыпается вертикально вниз, отражается от подстилающей поверхности (вода, суша или лед) и возвращается назад к антенне альтиметра. По разнице времени между моментом посылки радиоимпульса и его возврата рассчитывается высота спутника над подстилающей поверхностью. Высота морской поверхности (ВМП) относительно отсчетного эллипсоида рассчитывается по высоте спутника над морем и по высоте орбиты спутника.

В разделе 2.5 рассматриваются основы обработки формы отраженного импульса альтиметра (ретрекинга). При малых отклонениях оси антенн от положения надира на основе модели некогерентного (по мощности) рассеяния радиоволн шероховатой поверхностью форму отраженного сигнала $P(t)$ можно описать сверткой

$$P(t) = P_{FS}(t) * s_r(t) * q_s(t), \quad (1)$$

где t – время; $P_{FS}(t)$ – средняя мощность сигнала, отраженного плоской поверхностью; $s_r(t)$ – форма импульса, отраженного от плоской поверхности; $q_s(t)$ – плотность вероятности возвышений подстилающей поверхности.

В работе (Brown, 1977) была предложена модель, получившая название по имени ее автора, которая построена в рамках следующих предположений: 1) отражающая поверхность содержит достаточно большое число независимых отражающих элементов; 2) статистика возвышений освещаемой радаром поверхности является постоянной; 3) отражение является скалярным процессом без эффектов поляризации; 4) нормированное сечение обратного рассеяния является постоянным для всей освещаемой площади, т.е. в пределах диаграммы направленности не зависит от угла падения; 5) эффектом Доплера можно пренебречь.

Таким образом, мощность отраженного сигнала определяется выражением (Brown, 1977; Barrick, Lipa 1985)

$$P_i(t) = P_0 \iint_{\text{illuminated area}} \frac{G^2(\theta) \sigma^0(x, y, \theta)}{r^4} dA \int_{-\infty}^{\infty} p\left(t_1 - \frac{2r}{c}\right) q\left(x, y, \frac{c}{2}(t - t_1)\right) dt_1, \quad (2)$$

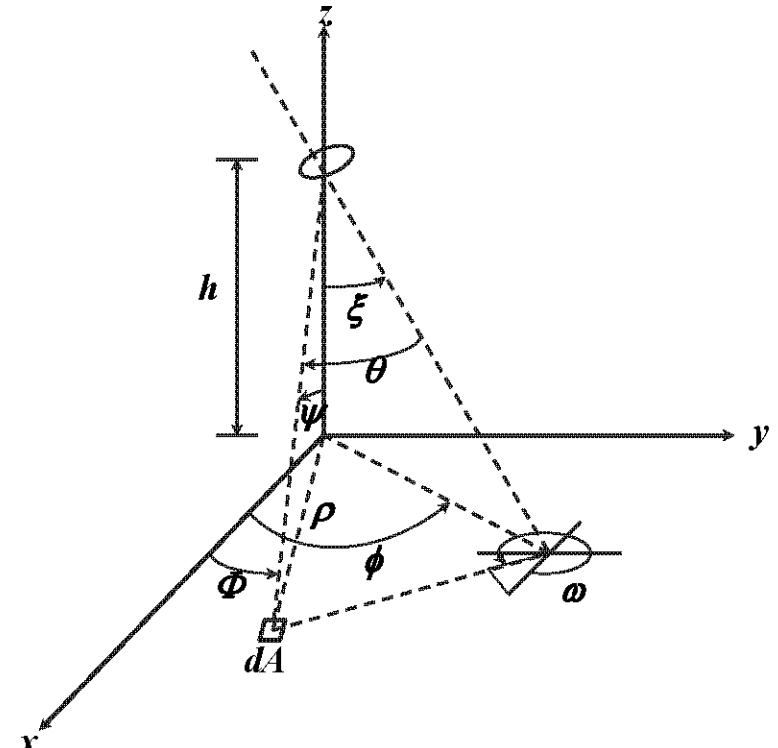


Рис. 3. Геометрия задачи отражения зондирующего импульса альтиметра от плоской поверхности.

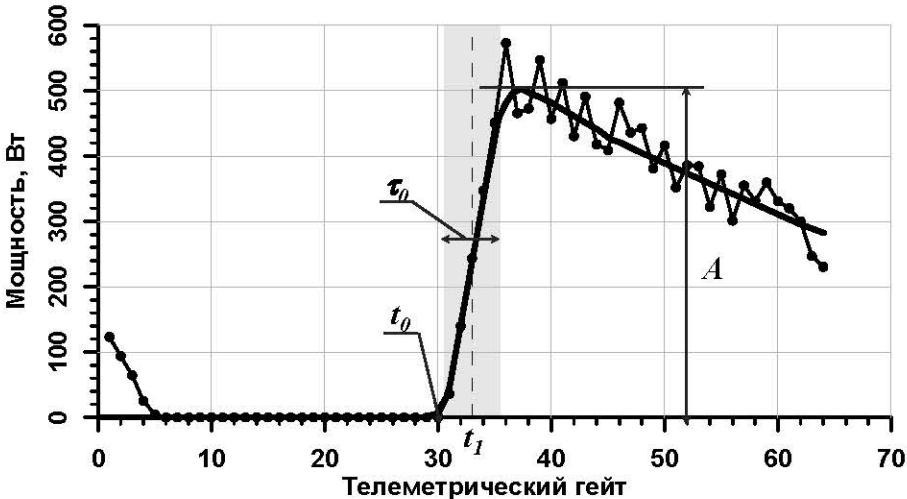


Рис. 4. Форма импульса, отраженного от безграничной подстилающей поверхности, аппроксимированная формулой Брауна (2) (толстая линия) и осредненная за 1 с форма отраженного импульса для условий открытого океана (маркированная тонкая линия). Серой областью выделена ширина переднего фронта отраженного импульса t_0 ; t_0 – время касания поверхности зондирующими импульсом; t_1 – среднее время задержки импульса, отраженного от подстилающей поверхности; A – амплитуда мощности отраженного импульса.

$q(x, y, t)$ – плотность вероятности высоты зеркальных (рассевающих) точек.

Путем аппроксимации формы отраженного импульса формулой Брауна (2) в соответствующих алгоритмах ретрекинга определяются его основные параметры: t_0 – ширина переднего фронта, $t_1=t_0+(\tau_0/2)$ – среднее время задержки импульса, отраженного от подстилающей поверхности, A – амплитуда мощности отраженного импульса (рис. 4) и s – средняя высота шероховатости подстилающей поверхности. Они позволяют найти соответственно высоту спутника над поверхностью воды $h_1=t_1c/2$, сечение обратного рассеяния σ , которое, в случае морской поверхности, зависит, в основном, от скорости приводного ветра, и значимую высоту ветровых волн $h_{swh}=2s$.

Форма отраженного от морской поверхности радиоимпульса описывается сверткой трех функций (1), одна из которых $q_s(t)$ определяется плотностью вероятностей возвышений морской поверхности. Это позволяет решать обратную задачу, т.е. по форме отраженного импульса рассчитывать параметры распределения возвышений взволнованной морской поверхности, в частности, значимых высот волн (раздел 2.6). Точность расчета h_{swh} по данным СА в среднем составляет 5–10% или 20–50 см.

Короткие ветровые и капиллярные волны, причиной которых является ветер вблизи водной поверхности, влияют не только на форму отраженного импульса, но и изменяют обратное рассеяние зондирующего сигнала. Основываясь на этом эффекте, было разработано несколько алгоритмов расчета скорости приводного ветра (раздел 2.7) по данным СА. Они подразделяются на теоретические и полуэмпирические модели и эмпирические зависимости. Для двухчастотных альтиметров разработаны алгоритмы расчета скорости приводного ветра по данным коэф-

где $G(\theta)$ – диаграмма направленности антенны, θ – угол между осью антенны и направлением на элемент поверхности dA (рис. 3), r – расстояние от антенны до элементарной области dA на поверхности, $p(t)$ – форма зондирующего импульса, h – среднее расстояние от спутника до поверхности, $\sigma^0(x, y, \theta)$ – сечение обратного рассеяния на единицу площади,

фициентов обратного рассеяния на каждой частотах. В целом можно констатировать, что точность расчета скорости приводного ветра по данным СА в среднем составляет 1,5 м/с для скоростей менее 20 м/с.

На прохождение радиоимпульса альтиметра сильно влияет состояние атмосферы и ионосфера, которое выражается в увеличении времени возврата зондирующего сигнала, что приводит к ошибке определения высоты спутника над поверхностью океана ([раздел 2.8](#)). Явление рефракции радиоимпульса в атмосфере можно разделить на следующие виды: рассеяние молекулами воздуха, поглощение водяным паром и облаками и рассеяние на свободных электронах в ионосфере. Для учета этих эффектов для обработки данных СА вводятся соответственно следующие поправки: 1) «сухая» тропосферная поправка, 2) поправка на влажность, 3) ионосферная поправка. Данные поправки определяются по результатам расчетов соответствующих моделей или по данным ДЗЗ.

Помимо учета влияния атмосферы на расчет ВМП, для более корректной обработки данных СА необходимо учесть *поправку на состояние подстилающей поверхности* ([раздел 2.9](#)), которая имеет две составляющих: 1) *электромагнитное смещение*, обусловленное тем, что гребни длинных поверхностных волн отражают зондирующий радиоимпульс слабее, чем впадины; 2) *поправка на асимметрию возвышений морской поверхности*, которая обусловлена отклонением распределений возвышений морской поверхности $q_s(t)$ от распределения Гаусса (см. уравнение свертки (1)).

Помимо вышеперечисленных поправок, влияющих на точность расчета ВМП, учет которых является обязательным, существуют поправки, позволяющие исключить из данных СА изменения ВМП, обусловленные различными физическими явлениями ([раздел 2.10](#)): 1) *поправка обратного барометра*, обусловленная барическим воздействием атмосферы; 2) *поправки, обусловленные воздействием приливообразующих сил* на водную и твердую оболочки Земли (океанические приливы, приливы в твердом теле Земли, полюсные приливы и нагрузки на ложе океанов и морей). Расчет величины этих поправок проводится по соответствующим моделям. Учет этих поправок зависит от задачи, которая решается с привлечением данных СА.

Отклонение альтиметра от положения надира ([раздел 2.11](#)) при условии, что угол отклонения меньше углового разрешения антенны, не изменяет геометрию отражения зондирующего сигнала от подстилающей поверхности, а приводит к изменению только заднего фронта отраженного импульса, т.е. к увеличению коэффициента обратного рассеяния.

Инструментальная поправка ([раздел 2.12](#)) связана с предварительной обработкой данных альтиметра на борту спутника. Ошибки возникают в результате неточного согласования формы реального радиосигнала с моделью отраженного радиоимпульса, расхождением аппаратурных характеристик альтиметра (например, таких как диаграмма направленности антенны, форма зондирующего радиоимпульса и т.д.) с характеристиками, используемыми при расчетах.

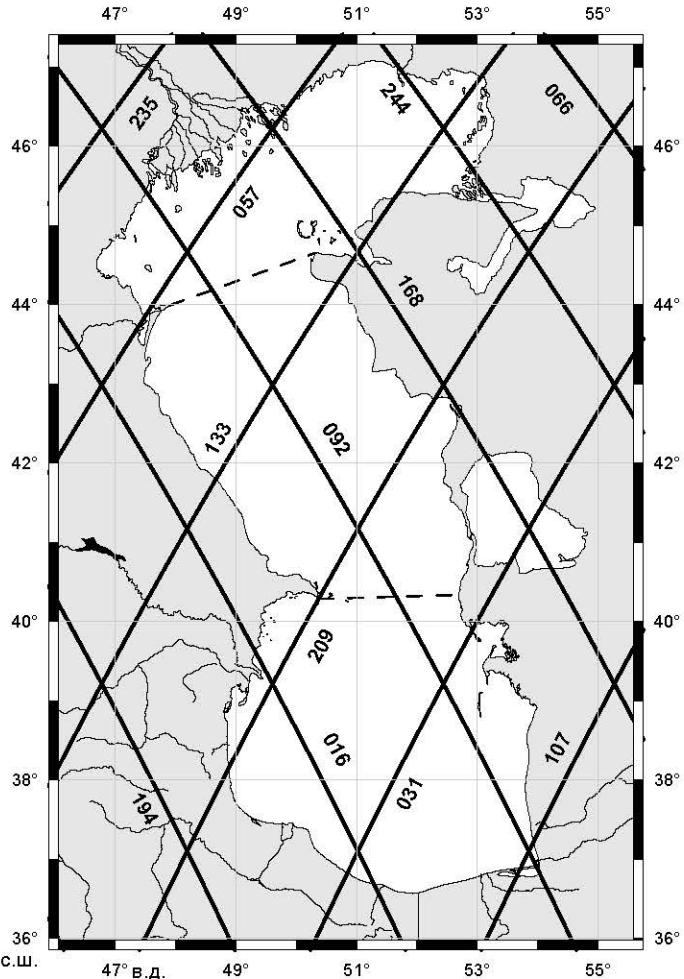


Рис. 5. Положение на акватории Каспийского моря треков спутников Т/P и J1/2. Штриховые линии показывают границы между Северным, Средним и Южным Каспием.

Восходящий трек соответствует нечетному номеру, нисходящий – четному.

3) временной масштаб повторения измерений вдоль трека — 9,916 суток (т.е. примерно 3 раза в месяц, а в точках пересечения треков 6 раз) – наиболее приемлем для исследования синоптической и сезонной изменчивости уровня Каспийского моря; 4) массив данных спутника Т/P (с сентября 1992 г. по август 2002 г.) представляет собой непрерывный и наиболее длинный по времени ряд измерений с возможностью его продления данными спутника J1 (с января 2002 г. по январь 2009 г.) и J2 (с августа 2008 г. по настоящее время), при этом расположение треков спутников J1/2 полностью совпадают с расположением треков спутника Т/P (рис. 5).

Как отмечалось в **Главе 2**, при обработке данных СА необходим учет соответствующих поправок (**раздел 3.2**).

Для акватории Каспийского моря наиболее приемлемым является вариант расчета величины «сухой» тропосферной поправки (**§ 3.2.1.1**) как $dh_{dry} = 2,277 \cdot P_{surf} (1 + 0,0026 \cos 2\varphi)$ по широте положения спутника φ и по данным об атмосферном давлении на уровне подстилающей поверхности P_{surf} , которые рассчитываются по модели ECMWF Европейского центра среднесрочных прог-

В настоящее время СА по праву заняла свое место среди методов ДЗЗ из космоса. Область применения СА постоянного растет (**раздел 2.13**). Помимо ставших уже классическими задач геодезии и гравиметрии, данные СА активно применяются во многих науках о Земле (Satellite Altimetry..., 2001).

В **Главе 3** подробно рассматриваются методы обработки данных СА для акватории Каспийского моря. Для анализа гидрологического и гидродинамического режимов Каспия наиболее оптимальными являются данные спутников TOPEX/Poseidon (Т/P) и Jason-1/2 (J1/2) (**раздел 3.1**). Это обусловлено следующими причинами: 1) точность измерения высоты спутника над морской поверхностью для этих программ составляет 1,7 см, а расчет самой ВМП относительно отсчетного эллипсоида для открытого океана — 4,2 см; 2) для каждого цикла на акватории моря расположено 4 нисходящих и 4 восходящих трека (рис. 5);

нозов погоды и корректируются по данным с прибрежных метеостанций. Последнее обусловлено тем, что сравнение данных модельных расчетов с данными первого дрифтерного эксперимента показало ошибку в расчетах dh_{dry} 2,43–3,86 см. Решением этой проблемы может стать использование в расчетах величины «сухой» тропосферной поправки по данным P_{surf} , полученным из мезомасштабной модели циркуляции атмосферы, например, COSMO-RU (Вильфанд и др., 2010) с 7-километровым пространственным разрешением и с 6-часовой дискретностью по времени.

Поправка на влажность dh_{wet}

(§ 3.2.1.2) для акватории Каспия рассчитывается как

$$dh_{wet} = \beta_0 + \sum_{i=1}^N \beta_i \ln(280 - T_{Bi}), \quad (3)$$

где T_{Bi} – радиояркостная температура по данным i -го канала бортового многоканального микроволнового радиометра (ММР), β_i – коэффициенты для каждого канала, зависящие от скорости приводного ветра. Рабочие частоты ММР ($N=3$) лежат вблизи частоты 22,2356 ГГц, соответствующей основной частоте поглощения электромагнитного излучения водяным паром.

Размер сегмента подстилающей поверхности, с которого ММР принимает излучение, составляет 20–50 км в диаметре в зависимости от частоты канала, что больше чем в 20 раз по сравнению с площадью засвеченной альтиметром. При приближении к берегу радиометр измеряет сигнал как с водной поверхности, так и с суши (рис. 6). Разница в радиояркостной температуре воды и суши может достигать нескольких десятков градусов в зависимости от частоты канала.

Предлагается проводить коррекцию T_{Bi} , входящих в выражение (3), в виде

$$dT_{Bi}(l) = \frac{T_{Bi\ land} - T_{Bi\ sea}}{2} \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{l}{S_i(l)}\right) \right), \quad (4)$$

где $T_{Bi\ land}$ – радиояркостная температура суши по данным i -го канала ММР, $T_{Bi\ sea}$ – радиояркостная температура моря (рис. 6), $S_i(l)$ – функция зависимости соотношения площадей суши–море от l (расстояния вдоль трека от точки надира до точки пересечения его с береговой линией), построенная на основании численной модели рельефа или положения береговой линии (рис. 6). Точность расчета dh_{wet} (3)–(4) сильно зависит от температуры суши и изменяется в пределах 0,8–1,0 см.

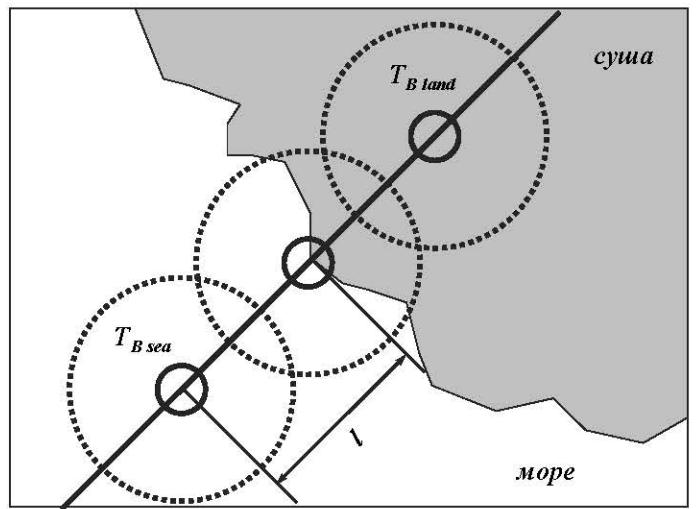


Рис. 6. Положение в разные моменты времени засвеченной области для ММР (штриховая окружность) и альтиметра (сплошная окружность). $T_{B\ land}$ – радиояркостная температура суши, $T_{B\ sea}$ – моря, l – расстояние вдоль трека от точки надира до точки пересечения его с береговой линией.

Величина ионосферной поправки (**§ 3.2.1.3**) зависит от общего количества электронов TEC на пути прохождения зондирующего импульса и рабочей частоты альтиметра f как $dh_{iono}=40,3 \cdot TEC/f^2$. TEC определяется по результатам модельных расчетов, данным спутниковой радиотехнической системы DORIS (Doppler Orbit determination and Radiopositioning Integrated on Satellite) или по данным альтиметра, имеющего две рабочих частоты в разных диапазонах. Для акватории Каспийского моря наиболее оптимальным является использование ионосферной поправки, рассчитанной по данным двухчастотного альтиметра (какими являются альтиметры спутников Т/Р и J1/2), и сглаженной с окном 25 км вдоль трека. В этом случае погрешность ионосферной поправки имеет среднеквадратичное отклонение порядка 0,5 см.

При обработке данных СА для акватории Каспийского моря оптимально использовать величину поправки на состояние подстилающей поверхности dh_{emb} из баз данных спутников Т/Р и J1/2 (**§ 3.2.2**), которая рассчитывается по формуле $dh_{emb}=h_{swh}(a+b h_{swh}+c U+dU^2)$, где h_{swh} – значимая высота волн и U – скорость приводного ветра, рассчитанные по данным альтиметра. Коэффициенты a , b , c и d зависят от рабочей частоты альтиметра. Их можно найти в соответствующих разделах описаний баз данных для каждого спутника. Точность расчета величины поправки на электромагнитное смещение по данному алгоритму составляет 0,2 см.

На Каспии высота прилива в открытом море не превышает 2 см, поэтому можно считать Каспийское море неприливным, т.е. *поправка на морские приливы и нагрузка на морское ложе* для данного региона не учитываются, в отличие от *поправок на приливы в твердом теле Земли и полюсные приливы*. *Поправка обратного барометра* также не учитывается (**§ 3.2.3**).

Объединение данных спутников Т/Р и J1/2 в единый ряд альтиметрических измерений требует проведения сравнения данных за временной интервал работы спутников в режиме тандема, который предполагает: 1) спутники имеют одинаковые параметры орбиты; 2) треки спутников совпадают; 3) разница по времени в пролете одного спутника за другим минимальна. Для спутников J1 и Т/Р и спутников J1 и J2 эта разница в среднем 70 с. Спутники Т/Р (344–364 циклы) и J1 (1–21 циклы) работали в тандеме с января по август 2002 г., а спутники J1 и J2 — с августа 2008 г. по январь 2009 г. Для Каспийского моря анализ показал, что *систематическая ошибка* (**§ 3.2.4**) между альтиметрическими измерениями ВМП, проводимыми спутниками Т/Р и J1, в среднем составляет $-9,19 \pm 1,48$ см, а для спутников J1 и J2 — $+8,85 \pm 0,84$ см.

Объединение временных рядов значимых высот волн и скорости приводного ветра, рассчитанных по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2, в единый ряд не требует учета *систематической ошибки*, так как она не превышает точности расчетов.

Параметры отсчетного эллипсоида спутников Т/Р и J1/2 совпадают, поэтому приведение данных измерений к единому отсчетному эллипсоиду не проводится (**§ 3.2.5**).

В прибрежной зоне формы телеметрических импульсов, принимаемых антенной альтиметра, существенно отличаются от импульсов, формирующихся в открытом океане. Это связано с влиянием отражения от суши (§ 3.3.1). При наличии дополнительных пиков форма импульса плохо аппроксимируется формулой Брауна (2), что приводит к ошибке в определении положения переднего фронта импульса, а, следовательно, к неправильному нахождению высоты спутника над поверхностью воды. При этом неверно определяются и другие величины, например, скорость приводного ветра и значимые высоты волн. В связи с этим в последние годы активно развиваются специальные алгоритмы, применимые для обработки альтиметрической информации в прибрежной зоне, на крупных реках и озерах, когда отражение от суши существенно влияет на формы принимаемых телеметрических импульсов.

Метод *регионального адаптивного ретрекинга* (§ 3.3.2) основан на построении теоретической модели формирования телеметрического импульса, отраженного от кусочно-постоянной модели подстилающей поверхности. Пусть отражающая поверхность представляет собой совокупность нескольких различных по высоте и отражающим свойствам частей (например, вода, слики, лес, луг и т. п.) (рис. 7). Предположим, что ось антенны альтиметра направлена строго в nadir ($\zeta=0$). В рамках принятых модельных выражений для параметров поверхности и антennы при интегрировании по засвеченной поверхности в полярных координатах формула Брауна (2) принимает вид:

$$P_i(\tau) = \frac{P_0}{\sqrt{2\pi}h^4} \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} \frac{\sigma^0(\rho, \varphi)}{s(\rho, \varphi)} e^{-\left(\frac{4+\alpha(\rho, \varphi)}{\gamma}\right)\frac{\rho^2}{h^2}} \exp\left[-\frac{(c\tau - 2H(\rho, \varphi) - \rho^2/h)^2}{8s^2(\rho, \varphi)}\right] \rho d\rho d\varphi, \quad (5)$$

где $H(\rho, \varphi)$ – отклонение высоты подстилающей поверхности от среднего уровня. В случае неоднородной поверхности параметры в (5) являются функциями координат. Однако для кусочно-постоянной модели (рис. 7) эти параметры постоянны в пределах каждой части поверхности, и интегрирование по каждой отдельной части дает

$$P_k(\tau) = \frac{P_0 \sigma_k^0}{4\pi h^4} \exp\left(-\left(\frac{4}{\gamma} + \alpha_k\right) \frac{(c\tau - 2H_k)}{h}\right) \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{(c\tau - 2H_k)}{2\sqrt{2}\sqrt{s_k^2 + c^2\tau_i^2}}\right)\right) \times \Delta\varphi_k(x_N, y_N, \sqrt{h(c\tau - 2H_k)}), \quad (6)$$

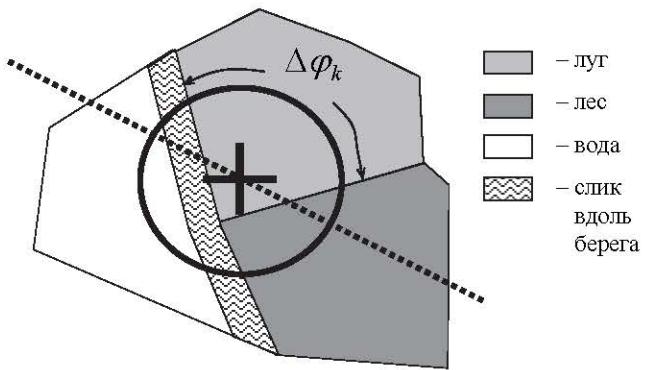


Рис. 7. Кусочно-постоянная модель подстилающей поверхности. Знак плюс — положение точки надира, пунктирная прямая — линия движения спутника, окружность — граница засвеченной области в данный момент времени).

17

где величины с индексом k (σ_k^0 – сечение обратного рассеяния, α_k – эффективная ширина диаграммы рассеяния, s_k – средняя высота шероховатости подстилающей поверхности) соответствуют параметрам рассеяния и шероховатости для каждой k -й части подстилающей поверхности.

Из соотношения (5) видно, что вклад в отражение от каждой части поверхности описывается преобразованной формулой Брауна (2) при $\zeta=0$. В отличие от формулы (2), где интегрирование по углу ϕ в силу однородности отражающей поверхности дает множитель 2π , формула для кусочно-постоянной модели (рис. 7) содержит множитель $\Delta\Phi_k(x_N, y_N, \sqrt{h(c\tau - 2H_k)})$.

Это означает, что в каждый момент времени τ вклад в отражение дает окружность $\Delta\Phi_k$ (рис. 7) с центром в точке надира с координатами x_N, y_N и радиусом $\sqrt{h(c\tau - 2H_k)}$, соответствующим расстоянию от точки надира, с которой отраженный сигнал от данной части подстилающей поверхности поступает на антенну (этот радиус зависит также от отклонения высоты данного участка поверхности H_k от среднего уровня).

При наличии вдоль береговой линии сливков, связанных с наличием высоких концентраций поверхностью активных веществ, их вклад в отражение можно рассчитать, используя выражение (5), если предположить, что область сливков представляет собой узкую полосу ширины d_{sl} , положение которой задается уравнением береговой линии $x=x(l)$ и $y=y(l)$. Тогда мощность, рассеянная сливками, определяется соотношением

$$P_{sl}(\tau) = \frac{P_0 \sigma_{sl}^0 d_{sl}}{\sqrt{2\pi h^4 s_{sl}}} \exp\left[-\left(\frac{4}{\gamma} + \alpha_{sl}\right) \frac{c\tau - 2H_{water}}{h}\right] \times \\ \times \int_c \exp\left[-\left(c\tau - 2H_{water} - \frac{(x(l)-x_N)^2 + (y(l)-y_N)^2}{h}\right)^2 / 8s_{sl}^2\right] dl. \quad (7)$$

В силу гладкости водной поверхности в слике $s_{sl}=ct_i$, величины параметров рассеяния σ_{sl}^0 и α_{sl} значительно превышают их значения для взволнованной водной поверхности.

Общая отраженная мощность при движении спутника вдоль трека представляет сумму от всех частей поверхности $P(\tau)=P_{water}(\tau)+P_{land}(\tau)+P_{sl}(\tau)$. На ее основе формулируются критерии отбора телеметрических импульсов и обосновывается применимость алгоритма ретрекинга для определения параметров подстилающей поверхности в прибрежных зонах внутренних и окраинных морей и во внутренних водоемах.

Параметры, входящие в выражения (6) и (7), определяются свойствами поверхности. Для акватории моря высота H_{water} – это уровень воды, параметр s определяется значимой высотой волнения h_{swh} как $s=h_{swh}/2$, σ характеризует рассеивающие свойства поверхности воды и зависит от скорости ветра. Для поверхности суши вблизи береговой линии высота H определяется рельефом местности, s – шероховатостью поверхности суши, а σ зависит от отражающих

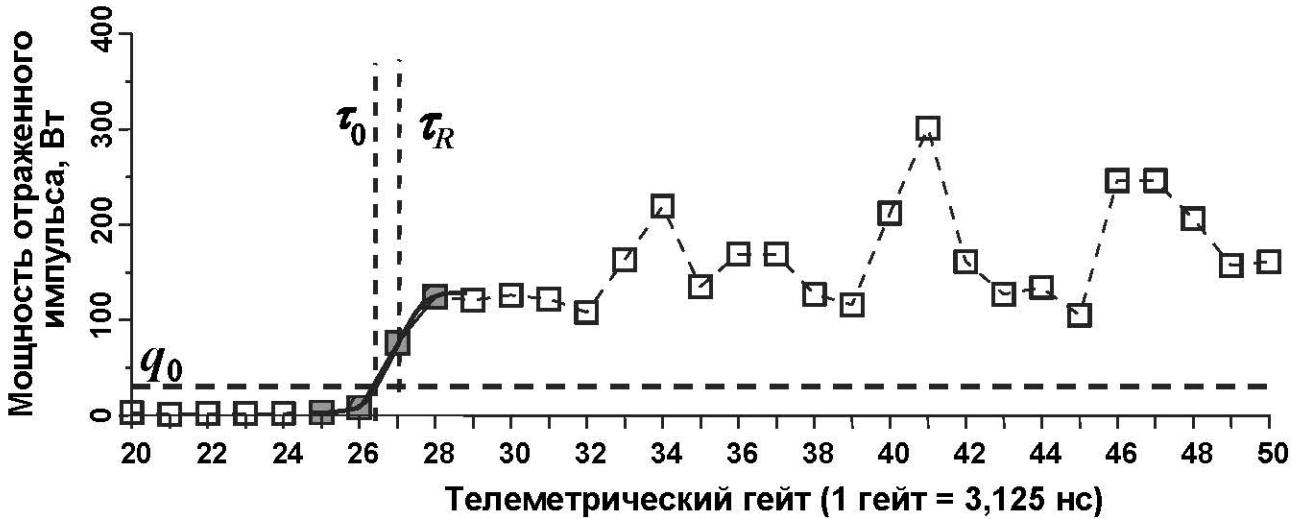


Рис. 8. Пример формы отраженного импульса альтиметра спутника J1 (142 трек, 162 цикл) в Ki диапазоне (горизонтальная пунктирная линия — пороговое значение мощности q_0 , τ_0 — время отражения импульса по пороговому ретрекингу, τ_R — время отражения импульса по улучшенному пороговому ретрекингу). Точки, аппроксимированные функцией ошибок, залиты серым цветом.

свойств суши. При построении модели параметры суши считаются фиксированными. Выбирая параметры модели (5)–(7) в соответствии со сделанными оценками, проводится расчет теоретической формы телеметрических импульсов.

После определения критериев отбора импульсов предлагается проводить двухшаговую процедуру ретрекинга. На первом шаге (*пороговый ретрекинг*) грубо определяется время отражения импульса τ_0 по превышению мощности отраженного импульса определенного порога q_0 (рис. 8).

На втором шаге (*улучшенный пороговый ретрекинг*) 4 точки вблизи порога (рис. 8) аппроксимируются функцией ошибок $P(\tau) = A \left(1 + \operatorname{erf} \left(\frac{\tau - \tau_R}{S} \right) \right)$, параметры которой A , τ_R и S определяются из алгоритма оптимизации (минимизируются среднеквадратичные отклонения). Возможность аппроксимации части переднего фронта отраженного импульса функцией ошибок доказана в рамках теоретической модели (6). Входящая в правую часть формулы (5) экспонента является гладкой функцией по сравнению с функцией ошибок erf, поэтому нарастание мощности импульса вблизи переднего края можно считать заданным функцией ошибок. Улучшенный ретрекинг (рис. 8) дает более точное значение середины переднего фронта импульса, отраженного водой.

Сформулируем основные принципы разработанного *алгоритма регионального адаптивного ретрекинга*: 1) создание кусочно-постоянной топографической модели засвеченной зоны; 2) решение прямой задачи определения модельных волновых форм на основе топографической модели поверхности; 3) формулировка критериев отбора телеметрических импульсов; 4) пошаговое решение обратной задачи путем *порогового и улучшенного порогового ретрекинга*.

Таблица 1. Сравнения результатов обработки спутниковой альtimетрии региональным адаптивным ретрекингом с данными измерений на гидропостах.

Водохранилище	Региональный адаптивный ретрекинг		Стандартный алгоритм ретрекинга Ocean-1/2	
	Коэффициент корреляции	Средне-квадратичное отклонение, м	Коэффициент корреляции	Средне-квадратичное отклонение, м
Рыбинское	0,98	0,09	0,41	0,24
Горьковское	0,88	0,15	0,33	0,56
Куйбышевское	0,97	0,16	0,43	0,46
Саратовское	0,77	0,26	0,27	0,58
Волгоградское	0,44	0,22	0,21	1,6

корреляции данных СА с измерениями на гидропосту Юрьевец увеличился с 0,33 (для данных, обработанных стандартным алгоритмом ретрекинга Ocean-1/2) до 0,88 (для данных, обработанных региональным адаптивным ретрекингом).

Аналогичные расчеты проводились еще по четырем водохранилищам Волжского каскада (§ 3.3.4): Рыбинскому, Куйбышевскому, Саратовскому и Волгоградскому. Полученные результаты показали, что применение регионального адаптивного ретрекинга улучшает качество полученных результатов (табл. 1). Коэффициент корреляции обработанных данных ДЗЗ с данными гидропостов увеличился. Среднеквадратичное отклонение результатов обработки данных региональным адаптивным ретрекингом уменьшилось более чем в 2,5 раза по сравнению с алгоритмами ретрекинга Ocean-1/2.

Опыт применения регионального адаптивного ретрекинга для пяти водохранилищ Волжского каскада доказал его преимущество перед стандартными алгоритмами. Это дает возможность улучшить данные СА в прибрежной зоне Каспия (§ 3.3.5). Для примера был взят 10-километровый участок 168 трека, лежащего у мористого края дельты реки Волга. В качестве по-

Применение алгоритма ре-

гионального адаптивного ретрекинга для акватории Горьковского водохранилища (§ 3.3.3) показало существенное увеличение количества достоверных точек измерений, а также значительное улучшение корреляции спутниковых данных с инструментальными измерениями на гидропостах. Коэффициент

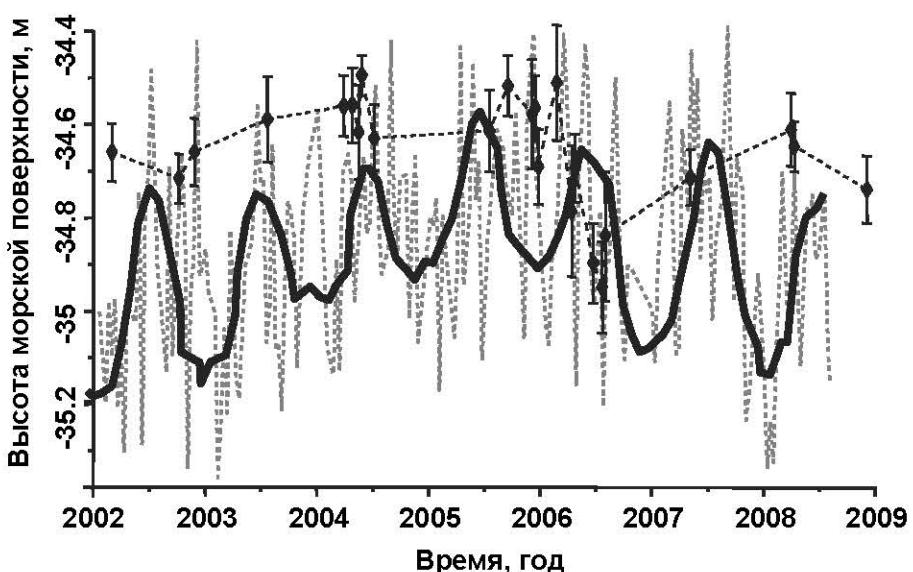


Рис. 9. Временная изменчивость ВМП (м) на участке 168 трека, лежащего у мористого края дельты реки Волга, за интервал времени январь 2002 г. – июль 2008 г. Маркерами обозначены данные, полученные по стандартному алгоритму ретрекинга Ocean-1/2, серой штриховой линией – по региональному адаптивному ретрекингу, толстой черной линией – слаженные данные.

рогоового значения мощности отраженного импульса была взята величина 35 Вт, что соответствует аномалии ВМП менее 0,5 м. Число измерений, соответствующее алгоритму регионального адаптивного ретрекинга, за интервал времени январь 2002 г. – июль 2008 г. составило 250 по сравнению с 20 измерениями, полученными по стандартному алгоритму (рис. 9). Временной ход уровня моря в данном районе хорошо соответствует изменению уровня моря в целом. Таким образом, применение регионального адаптивного ретрекинга позволяет включить в область исследования и прибрежную часть Каспийского моря .

Глава 4 посвящена особенностям данных СА и структуре построения Интегрированной базы данных СА для акватории Каспийского моря. В зависимости от интервала между временем проведения измерений и временем, когда данные СА становятся доступными для пользователей, различают следующие типы данных (**раздел 4.1**): оперативные OSDR (Operational Sensor Data Record), промежуточные IGDR (Interim Geophysical Data Record) и окончательные GDR (Geophysical Data Record). Скважность поступления информации связана с методом расчета высоты орбиты спутника: для OSDR данных используется прогноз высоты орбиты спутника, для IGDR данных — уточненный прогноз и для GDR данных — окончательные расчеты, что влияет на точность расчетов ВМП и на область применения каждого типа данных.

Данные о форме отраженного импульса SIGDR (Sensor Interim Geophysical Data Record) или SGDR (Sensor Geophysical Data Record) представляют собой временной ряд формы отраженного импульса каждого альтиметрического измерения. Эти данные полезны при разработке новых алгоритмов ретрекинга. Строятся SIGDR и SGDR данные как IGDR и GDR данные соответственно, т.е. точность расчета высоты орбит спутника соответствует типу данных.

Альтиметрические измерения проводятся в точке надира, поэтому базы данных СА организуются в виде набора данных о ВМП или аномалиях уровня моря (АУМ) вдоль трека. Они имеют одинаковую структуру (**раздел 4.2**) и различаются между собой форматом записи (числом параметров, включенных в базу) и принципом формирования файловой системы.

С 1985 г. в различных мировых центрах данных накапливается информация об альтиметрических измерениях ВМП разными спутниками для всего Мирового океана. Объем этой информации на сегодня составляет более 300 Тб и постоянно увеличивается. Это ставит начинающего исследователя в затруднительное положение. Учитывая потребность российских ученых, типы возможных задач, зарубежный опыт и перечисленные выше недостатки существующих баз данных, в ФГБУН Геофизическом центре РАН была создана Интегрированная База Данных Спутниковой Альтиметрии (ИБДСА) (**раздел 4.3**).

ИБДСА формируется на основе данных трех уровней: исходных (измерительных) данных, результатов модельных расчетов и дополнительной информации. В отличие от существующих баз данных, с целью расширения круга прикладных задач с использованием СА, в

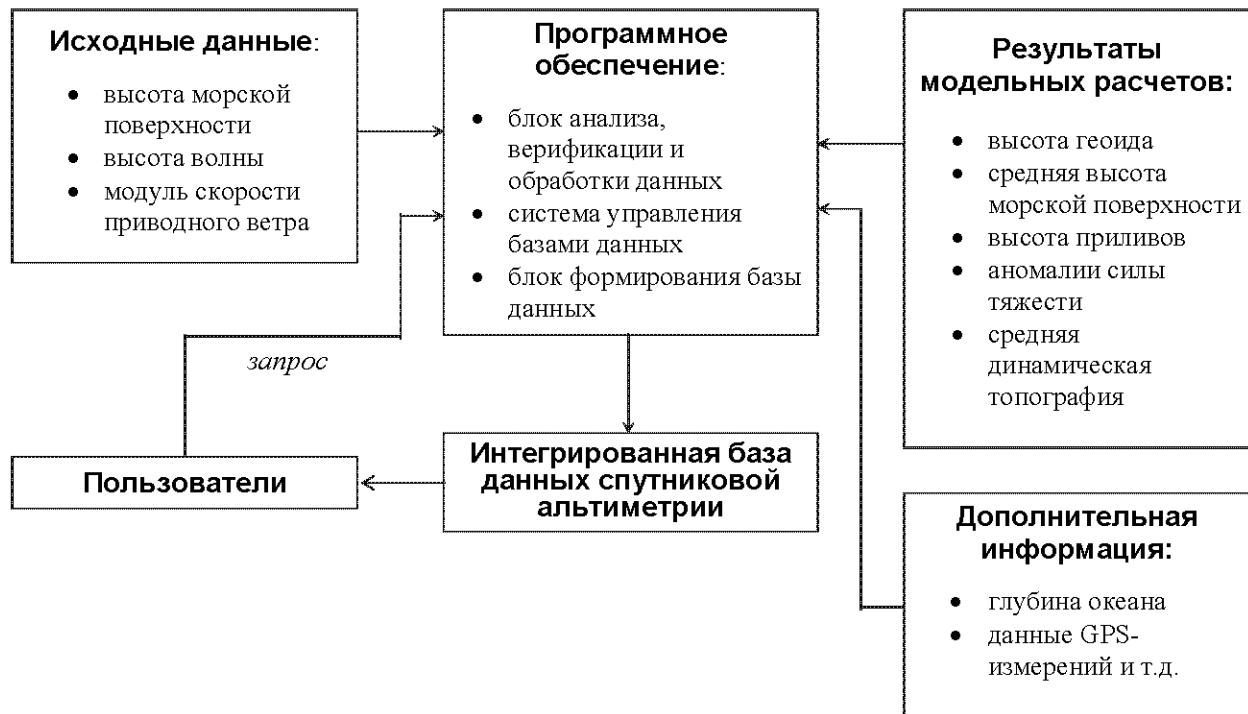


Рис. 10. Принцип построения ИБДСА.

число параметров ИБДСА добавлены: средняя динамическая топография, рассчитанная по данным океанологических измерений и результатам расчетов по термогидродинамическим моделям, и аномалия силы тяжести. Алгоритм учета той или иной поправки для каждого спутника отражен в массиве признаков.

Реализация данных процедур потребовала создания специализированного программного обеспечения, которое стало частью системы управления базой данных. По причине большого объема рабочей информации и периодического обновления данных, алгоритмов и численных моделей было принято решение формировать новую базу по запросу пользователя в зависимости от временного интервала и района исследований. Таким образом, программное обеспечение становится составной частью базы данных, которая объединяет их в новую базу (рис. 10). Такой подход был назван принципом интегрированности.

ИБДСА зарегистрирована в Государственном регистре баз данных за № 0229905292 (свидетельство № 4989 от 19 апреля 1999 г.) в Федеральном агентстве по информационным технологиям Министерства информационных технологий и связи Российской Федерации.

Специализированная база данных СА для Каспийского моря ([раздел 4.4](#)) создавалась на основе ИБДСА следующим образом. За основу брались SGDR данные форм отраженного импульса альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2, обработанные согласно алгоритму регионального адаптивного ретрекинга ([раздел 3.3](#)) и технологии учета соответствующих поправок ([раздел 3.2](#)). База формировалась в виде массива данных вдоль трека.

Согласно формату ИБДСА, в базу включены высоты геоида, рассчитанные по моделям EGM96 и EGM2008, которые, по мнению большинства специалистов, являются наиболее приемлемыми для океанографических исследований в Мировом океане и в окраинных и внутренних морях. Средняя динамическая топография поверхности моря как результат расчетов по модели Лаборатории прикладных морских исследований (ЛПМИ) Гидрометцентра России включена в ИБДСА. При построении поля средней динамической топографии морской поверхности или среднего уровня исключалась сезонная и межгодовая изменчивость.

Существующие модели средних высот морской поверхности (СВМП) содержат значительные ошибки, поэтому для Каспийского моря создавалась собственная модель СВМП (**раздел 6.1**). Относительно нее и рассчитывались АУМ для построения соответствующих полей.

Учитывая разницу в гидрологическом и гидродинамическом режимах Каспийского моря и залива Кара-Богаз-Гол, Интегрированная База Данных Спутниковой Альtimетрии для Каспийского моря ИБДСА «Каспий» формировалась для моря и залива в отдельности. Она зарегистрирована в Государственном регистре баз данных за № 022040970 (свидетельство № 10505 от 14 июля 2006 г.) в Федеральном агентстве по информационным технологиям Министерства информационных технологий и связи Российской Федерации.

Глава 5 посвящена исследованию гидрометеорологического режима Каспийского моря по данным СА.

Расчет временной изменчивости аномалий ВМП или уровня Каспийского моря и залива Кара-Богаз-Гол (**раздел 5.1**) проводился в точках пересечения восходящих и нисходящих треков (рис. 5) по данным из ИБДСА «Каспий» (**раздел 3.3**). Далее временной ряд сглаживался методом медиан с окном 17 суток, выбор которого обусловлен тем, что анализ спектральной плотности показал наличие 16–19 суточных составляющих временной изменчивости аномалий ВМП.

Для периода с сентября 1993 г. по декабрь 2012 г. межгодовая изменчивость уровня Каспия показана на рисунке 11 (**§ 5.1.1**). С зимы 1992/ 1993 г. до лета 1995 г. уровень моря рос до отметки $-26,4$ м со скоростью $+19,93 \pm 2,14$ см/год. Затем до зимы 2001/2002 гг. наблюдалось понижение до

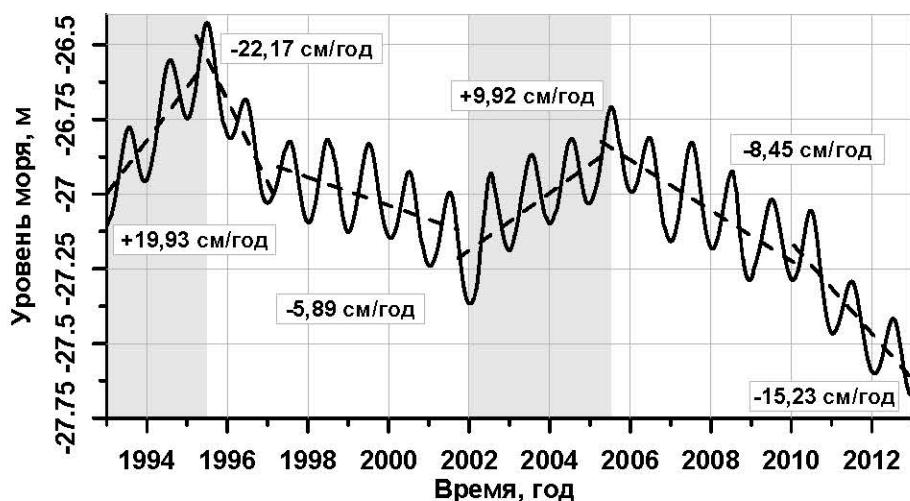


Рис. 11. Сезонная (сплошная линия) и межгодовая (штриховая линия) изменчивость уровня Каспия (м) по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 с января 1993 г. по декабрь 2012 г. Периоды роста уровня выделены серым цветом.

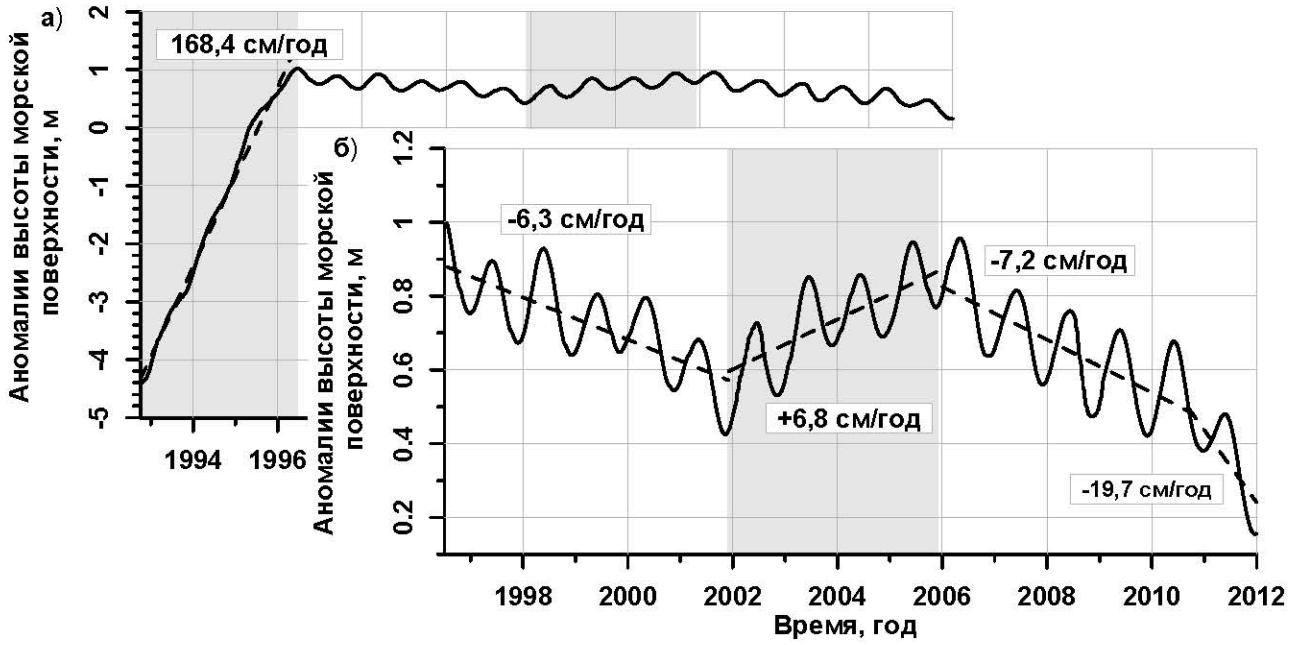


Рис. 12. Сезонная (сплошная линия) и межгодовая (штриховая линия) изменчивость аномалий ВМП (м) залива Кара-Богаз-Гол за периоды (а) – с сентября 1992 г. по декабрь 2011 г. и (б) – с июля 1996 г. по декабрь 2011 г. по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 в точке пересечения 031–168. Периоды подъема аномалий ВМП выделены серым цветом.

отметки $-27,4$ м, сначала резкое (до зимы 1997/1998 гг. со скоростью $-22,17 \pm 2,45$ см/год до отметки $-27,1$ м), затем умеренное (со скоростью $-5,89 \pm 1,09$ см/год). Последующий умеренный рост до отметки $-26,7$ м со скоростью $+9,92 \pm 1,78$ см/год наблюдался до лета 2005 г. С лета 2005 г. по зиму 2009/2010 гг. уровень моря умеренно падал до отметки $-27,3$ м со скоростью $-8,45 \pm 1,23$ см/год. Это падение продолжилось и в 2010 г. В 2010–2012 гг. скорость падения уровня Каспия увеличилась до $-15,23 \pm 1,73$ см/год; к марта 2013 г. уровень моря составил $-27,6$ м.

Процесс заполнения залива Кара-Богаз-Гол, после разрушения в 1992 г. дамбы между морем и заливом, возведенной в марте 1980 г., и выход на естественный режим хорошо прослеживается по изменчивости аномалий ВМП в точке пересечения 031–168 (рис. 12) (§ 5.1.3). До конца 1995 г. шло активное заполнение залива каспийской водой со средней скоростью подъема аномалий ВМП $+168,4 \pm 2,7$ см/год (рис. 12а). Далее гидрологический режим выровнялся, и во временном ходе уровня стали прослеживаться сезонные изменения (рис. 12б), которые хорошо согласуются с сезонным ходом уровня Каспийского моря в целом. При этом с ноября 1995 г. по ноябрь 2001 г. происходило падение уровня в заливе со скоростью $-6,3 \pm 1,2$ см/год. Это полностью соответствовало общей тенденции понижения уровня Каспийского моря. С ноября 2001 г. по декабрь 2005 г. уровень воды в заливе стал постепенно повышаться со скоростью примерно $+6,8 \pm 1,1$ см/год. Начиная с января 2006 г. по настоящее время уровень воды в заливе начал падать со скоростью $-7,2 \pm 1,4$ см/год, а с августа 2010 г. скорость падения увеличилась до $-19,7 \pm 2,1$ см/год.

Расчеты сезонной и межгодовой изменчивости Каспийского моря по данным СА проводились в точках пересечения, которые значительно удалены от основных уровенных постов, поэтому была поставлена задача — проанализировать, насколько расчеты по данным СА соответствуют измерениям на уровенных постах (**§ 5.1.2**). Для этого было выбрано 8 уровенных постов и 7 точек пересечения треков. Наименьшее значение 0,739 составляет коэффициент корреляции между среднемесячными данными по посту Махачкала (Средний Каспий) и данными расчетов по данным СА в точке пересечения 133–244 (Северный Каспий). Максимальное значение 0,96 достигается в сравнении данных поста Баку и точки пересечения 209–092. Однако для временной изменчивости уровня моря в целом, которая традиционно рассчитывается по данным четырех уровенных постов — Махачкала, Баку, Форт-Шевченко и Туркменбashi (Красноводск), коэффициент корреляции для всех точек пересечения, кроме вышеупомянутой точки 133–244, превышает 0,9. Сравнение изменчивости уровня Каспийского моря в целом, рассчитанное по данным уровенных постов и СА, дало значение коэффициента корреляции 0,98. Это подтверждает, что данные СА имеют высокую репрезентативность и могут быть использованы не только для научных исследований, но и для инженерных расчетов.

Анализ сезонной изменчивости уровня Каспийского моря (**§ 5.1.4**) по данным СА показал, что в Северном Каспии максимум уровня в точке пересечения 057–092, которая ближе всех находится к дельте реки Волга, наступает в июле. В другой точке пересечения 133–244, лежащей ближе к дельте реки Урал, он наступает в июне. В Среднем Каспии максимум уровня наступает в июле, а минимум — в декабре–январе, а размах сезонных колебаний составляет 27 см. В целом результаты расчета сезонных колебаний по данным СА для Среднего Каспия хорошо согласуются с данными уровенных постов. Максимум уровня в точках пересечения 031–092 и 209–016, расположенных в Южном Каспии, также наступает в июле, а в другой точке 031–016, которая находится вблизи западной части иранского побережья, — в августе. Минимальный уровень во всех точках пересечения треков наблюдается в декабре. Размах колебаний также составляет около 26 см. В заливе Кара-Богаз-Гол максимум уровня наступает в июне, минимум — в ноябре, а амплитуда колебаний не превышает 8 см.

Длительность временного ряда альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 позволяет достаточно корректно провести анализ пространственно-временной (сезонной и межгодовой) изменчивости скорости приводного ветра на акватории Каспийского моря (**раздел 5.2**), что до сих пор было недоступно инструментальными наблюдениями на береговых метеостанциях.

Верификация данных о скорости приводного ветра (**§ 5.2.1**), полученных по данным СА, проводилась по данным инструментальных измерений на метеостанциях, находящихся на побережье Каспийского моря на расстоянии не более 15 миль от ближайших к ним трекам за период 2000–2007 гг. Результаты показали, что для метеостанции аэропорта Баку скорости

приводного ветра по данным альтиметрических измерений ниже на ~ 2 м/с, чем по инструментальным наблюдениям, а для метеостанции Форт-Шевченко — на ~ 4 м/с. Для уменьшения расхождений между данными ДЗЗ и наблюдениями на метеостанциях был предложен новый подход, основанный на разложении всех направлений ветра в четыре квадранта относительно нормали к береговой линии. Так, для метеостанции Форт-Шевченко подобное разложение увеличило коэффициент корреляции с 0,44 до 0,87 для восточных ветров при этом наименьший коэффициент корреляции (0,01) соответствует западным ветрам.

Сезонные изменения среднемесячных скоростей приводного ветра (§ 5.2.2–§ 5.2.3) в точке пересечения 057–092 полностью соответствуют типовому распределению, характерному для Северного Каспия. Имеется один минимум 3,8 м/с летом (июнь) и один максимум 6,2 м/с зимой. В точке пересечения 133–244 годовой ход среднемесячных скоростей имеет два максимума: в мае — 4,7 м/с и в октябре — 4,5 м/с. Первый продолжительный минимум наблюдается в июле–сентябре — 4 м/с. Для точек пересечения 031–092, 031–016 и 209–016, расположенных в Южном Каспии, в сезонном ходе среднемесячных скоростей приводного ветра наблюдается два максимума и два минимума. Первый максимум для точек пересечения 031–016 и 209–016, расположенных вблизи западного и юго-западного побережий Южного Каспия, наблюдается в ноябре и равен 4,2 и 5,5 м/с соответственно. Для точки пересечения 031–092, лежащей ближе к восточному побережью Южного Каспия, этот максимум 6,2 м/с наблюдается в декабре–январе. Второй относительный максимум наблюдается для всех точек пересечения в июне и соответственно равен 4,5, 3,4 и 4 м/с. Первый минимум для всех точек пересечения наблюдается в апреле–мае и равен соответственно — 3,2, 2,5 и 3,5 м/с. Второй минимум также наступает для всех точек пересечения одновременно в июле (соответственно 3,9, 2 и 3 м/с). В целом, можно сказать, что сезонный ход в точках пересечения, расположенных в Южном Каспии, соответствует результатам наблюдения на метеостанциях в этом районе.

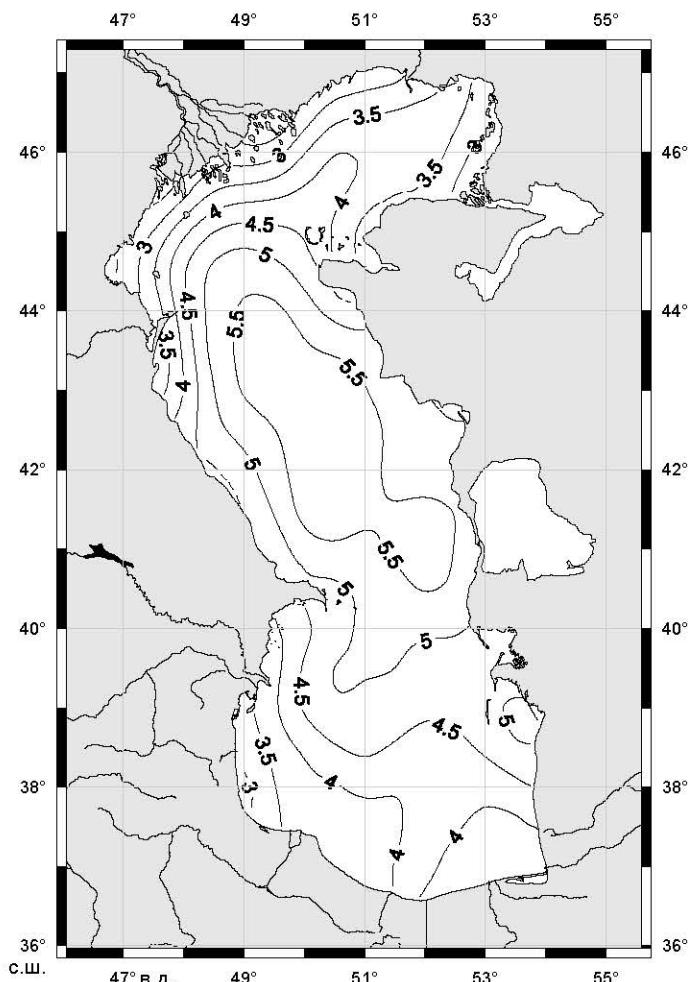


Рис. 13. Средняя скорость приводного ветра (м/с) по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г.

Для исследования пространственной изменчивости скорости приводного ветра по данным СА были построены: карта средних скоростей приводного ветра (рис. 13), карта повторяемости скоростей приводного ветра более 8 м/с и карты среднемесячных значений скорости ветра по данным спутников Т/Р и J1 за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г.

В поле средних (за весь период наблюдений) скоростей приводного ветра значения более 5 м/с наблюдаются почти по всей акватории Среднего Каспия, а также в Южном Каспии, южнее Апшеронского порога и в южной части Северного Каспия (рис. 13). Вдоль всего западного побережья Среднего Каспия средние скорости ветра резко уменьшаются по направлению к берегу до 3,5–4 м/с. Эта область несколько больше зоны «относительного затишья», выделяемой по данным метеонаблюдений. В Южном Каспии средняя скорость ветра постепенно убывает до 3,5 м/с у иранских берегов. К югу от пролива Кара-Богаз-Гол также наблюдается зона «относительного затишья», которая по данным метеонаблюдений отсутствует. В Северном Каспии средние скорости также уменьшаются по направлению от границы со Средним Каспием к берегам до величины 3–3,5 м/с, а у северо-восточного побережья — до 2,5–3 м/с. При этом в районе п-ова Бузачи и в северо-восточной части дельты реки Волга наблюдаются два локальных минимума скорости (2–2,5 м/с), выделяющихся на фоне низких значений скорости ветра в прибрежных зонах Северного Каспия (рис. 13).

Анализ межгодовой изменчивости среднемесячных скоростей приводного ветра (§ 5.2.4) показывает, что скорость ветра имеет в различных частях Каспия и моря в целом ярко выраженный сезонный характер, при этом наблюдаются и значительные межгодовые различия (рис. 14). Так, в Северном Каспии сезонный ход менее выражен по сравнению с другими частями моря, что связано с отсутствием альтиметрических измерений зимой, когда

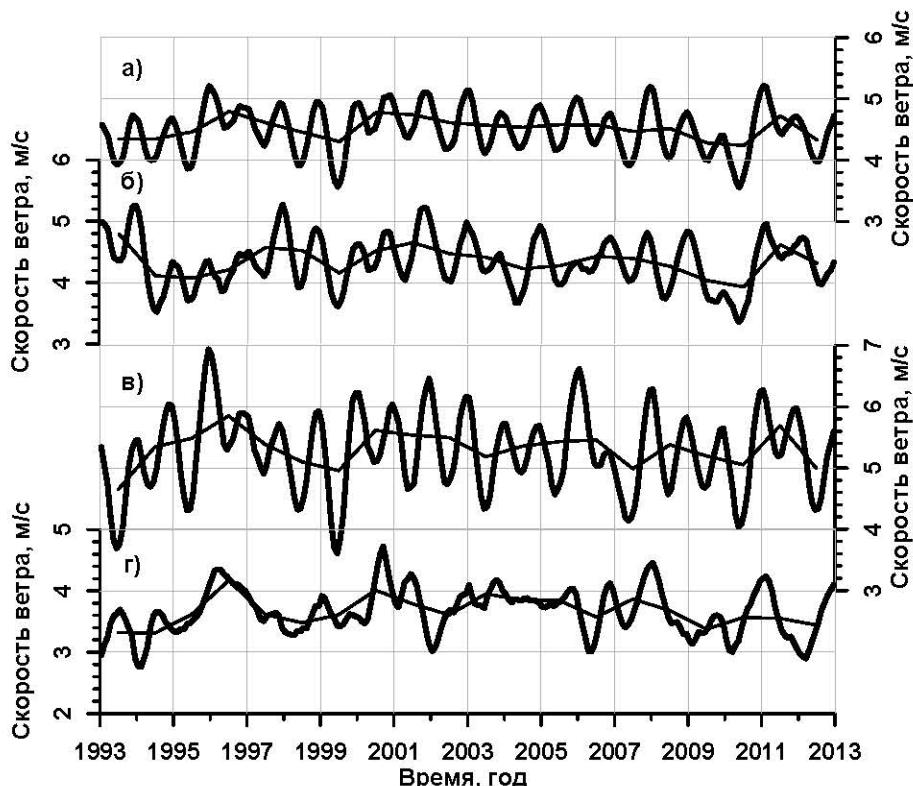


Рис. 14. Межгодовая изменчивость среднемесячной скорости приводного ветра (м/с) в море в целом (а), Южном (б), Среднем (в) и Северном Каспии (г) по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р и J1/2 за сентябрь 1992 г.–декабрь 2012 г. Тонкими линиями показаны среднегодовые величины.

большая часть акватории покрыта льдом. При этом в 1994, 2000, 2002, 2006, 2009, 2010 и 2012 гг. минимальные за год значения скорости приводного ветра находились в противофазе с максимальными значениями в других частях моря. Наиболее сильные ветра (более 6,5 м/с) наблюдаются в Среднем Каспии в 1996 и 2006 гг. В целом можно сказать, что скорости приводного ветра в Среднем Каспии выше на 1,6 м/с по сравнению с Северным и на 0,9 м/с — по сравнению с Южным. В Среднем Каспии зимой преобладают ветра со скоростями более 5 м/с. Для Южного Каспия характер временной изменчивости скорости ветра почти полностью совпадает с ветровым режимом Среднего Каспия.

Межгодовой тренд изменчивости скорости приводного ветра изменяется в пределах от $-0,18$ до $+0,26$ м/с в год, а средняя для моря величина составляет $+0,023 \pm 0,009$ м/с в год. В Северном Каспии межгодовой тренд скорости приводного ветра составляет $+0,109 \pm 0,003$ м/с в год. Однако вдоль побережья Дагестана и Калмыкии, а также у восточной части дельты реки Волга скорость приводного ветра падает. Для Среднего Каспия средний тренд скорости приводного ветра также имеет положительную величину $+0,012 \pm 0,006$ м/с в год, хотя вдоль казахстанского побережья, а также вдоль северной части дагестанского побережья и на границе с Южным Каспием он имеет отрицательную величину. Южнее Красноводского залива до иранского побережья, а также вдоль побережья Азербайджана на расстоянии от берега до 20 км скорости приводного ветра растут, а в центральной части Южного Каспия падают. В среднем межгодовой тренд в этой части моря составляет $-0,029 \pm 0,006$ м/с в год.

Данные СА позволяют получать информацию о значимых высотах ветровых волн и исследовать режим волнения в открытых частях Каспия (раздел 5.3). Невозможность определения направления распространения волн накладывает определенные ограничения на получаемую информацию ДЗЗ. Тем не менее, данные СА позволяют исследовать пространственно-временную (сезонную и межгодовую) изменчивость высоты волн на всей акватории моря.

Верификация данных о значимых высотах ветровых волн (§ 5.3.1), полученных по результатам альтиметрических измерений, проводилась по данным прямых измерений на волномерном посту Нефтяные Камни за временной интервал 2003–2006 гг. Данные СА брались с треков, максимально близко расположенных к месту измерений. Для каждого цикла отбирались ближайшие по времени данные измерений на посту. Сравнение данных показало, что, несмотря на хорошую корреляцию (0,71), результаты обработки данных альтиметрических измерений высот волн ниже наблюдаемой на 60–90 см.

Исследование сезонной изменчивости высоты волн (§ 5.3.2–§ 5.3.3) показало, что в Северном Каспии в точке пересечения 057–092 имеется явный минимум в мае (0,68 м) и фактически два максимума величиной около 1 м перед становлением льда (октябрь–ноябрь) и после его таяния (март). В точке пересечения 133–244 минимальные значения высоты волн (0,5–0,6 м) на-

блудаются в июле–сентябре, и связано это с тем же периодом слабых ветров (минимум наблюдается в июле–сентябре – 4 м/с), а максимальные (0,6–0,7 м) – также в конце осени и в начале весны. В Среднем Каспии для обеих точек пересечения треков 133–092 и 209–092 сезонный ход среднемесячной высоты волн идентичен по всем показателям и полностью соответствует сезонному ходу скорости ветра в этих точках. Минимальные значения высоты волн наблюдаются в мае–июле (0,8–1,0 м), а максимальные – в ноябре–декабре (1,6–1,7 м). В Южном Каспии сезонный ход высоты волн в трех точках пересечения треков не является столь ярко выраженным, как в Среднем Каспии, поскольку он «зашумлен» несколькими промежуточными пиками. Однако основная тенденция сохраняется – в мае–августе наблюдаются минимальные значения высоты волн (0,8–1,0 м), а в ноябре–декабре – максимальные (1,2–1,6 м).

Для исследования пространственной изменчивости высоты волн по данным альtimетрических измерений спутников Т/Р и J1/2 были построены: карта средних высот волн за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г. и карты среднемесячных значений высот волн.

В поле средних (за весь период наблюдения) высот волн (рис. 15) значения более 1,4 м наблюдаются вдоль почти всего западного побережья Среднего Каспия, в Северном Каспии в Кизлярском заливе, а также в Южном Каспии вдоль побережья Азербайджана южнее Ленкорани и вдоль побережья Ирана западнее устья реки Сефидруд, где достигает максимального значения (более 1,8 м) на границе Азербайджана и Ирана. Минимальные значения (менее 0,8 м) наблюдаются в центральной части Северного Каспия, юго-восточнее дельты реки Волга и в юго-восточной части Южного Каспия. В поле средних высот ветровых волн в центре Среднего Каспия наблюдается локальный максимум более 1,2 м. В Северном Каспии за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г. средняя высота волн составила $0,99 \pm 0,19$ м, в Среднем – $1,18 \pm 0,14$ м, а в Южном – $0,93 \pm 0,21$ м.

Анализ временной изменчивости среднемесячных высот ветровых волн показывает,

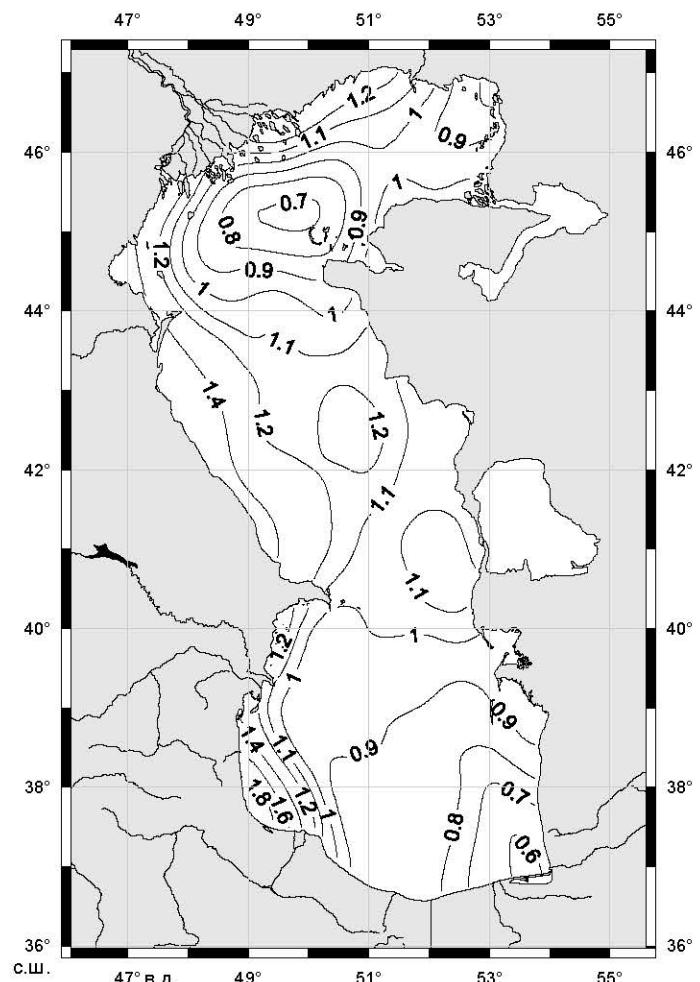


Рис. 15. Средняя высота волн (м) по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г.

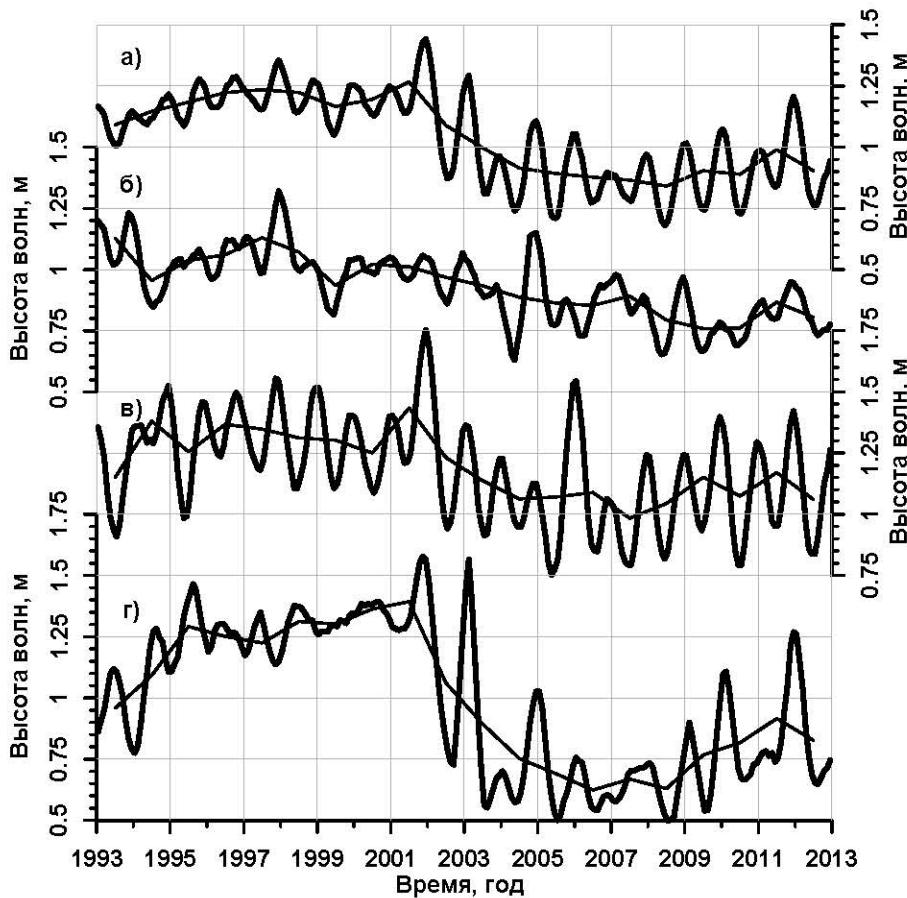


Рис. 16. Межгодовая изменчивость среднемесячных высот волн (м) в море в целом (а), Южном (б), Среднем (в) и Северном Каспии (г) по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р и J1/2 за сентябрь 1992 г.–декабрь 2012 г.
Тонкими линиями показаны среднегодовые величины.

что в различных частях Каспия и в море в целом она имеет ярко выраженный сезонный характер, при этом наблюдаются и значительные межгодовые различия (рис. 16). Можно выделить три основных временных интервала. Первый интервал с 1993 по 2001 гг. характеризуется повышенными средними среднемесячными высотами ветровых волн. Так, для Северного Каспия она составила $1,23 \pm 0,15$ м, для Среднего — $1,28 \pm 0,15$ м, Южного — $1,32 \pm 0,10$ м и $1,18 \pm 0,07$ м для моря в целом. При этом в Северном Каспии в сезонных колебаниях наблюдается

противофаза по сравнению с другими частями моря. В период 2002–2003 гг. наблюдается усиление амплитуды сезонных колебаний в Среднем и Южном Каспии почти в 2 раза. Начиная с 2004 г. и по 2012 г., среднемесячные высоты ветровых волн уменьшаются примерно на 20 см в Среднем и Южном Каспии, на 50 см — в Северном и на 30 см в море в целом. Наиболее высокие среднемесячные ветровые волны (более 1,5 м) наблюдаются в Среднем Каспии в 1995, 1998, 2002 и 2006 гг. В целом можно сказать, что с 2004 по 2012 гг. средние высоты ветровых волн в Среднем Каспии выше на 30 см по сравнению с Северным и на 20 см — по сравнению с Южным.

В межгодовой изменчивости высот ветровых волн и скорости приводного ветра (§ 5.3.4) (рис. 17) хорошо выделяются четыре временных интервала. Первый период сильного роста наблюдался с 1993 по 1996 гг. Скорость роста скорости ветра составила $+0,105 \pm 0,029$ м/с в год, волн — $+0,043 \pm 0,022$ м/год, а коэффициент корреляции между ними — 0,906. С 1996 по 2001 гг., в период слабого роста изменения скорости ветра тренд не превысил $+0,008 \pm 0,003$ м/с в год, а волн — $+0,001 \pm 0,0005$ м/год. Коэффициент корреляции для этого временного интервала составил 0,874. Первый период сильного падения наблюдался с 2002 по 2008 гг. Скорость роста скорости ветра составила $-0,045 \pm 0,012$ м/с в год, волн — $-0,045 \pm 0,015$ м/год, а коэффициент корреляции — 0,894. С

2009 по 2012 гг., во второй период сильного роста изменения скорости ветра не превысили $+0,038 \pm 0,033$ м/с в год, а волн — $+0,026 \pm 0,016$ м/год. Коэффициент корреляции для этого временного интервала составил 0,959.

Межгодовой тренд изменчивости высот ветровых волн изменяется в пределах от $-0,14$ до $+0,07$ м/год, а средняя для моря величина составляет $-0,011 \pm 0,005$ м/год. В Северном Каспии межгодовой тренд высоты ветровых волн составляет $-0,012 \pm 0,002$ м/год. Однако вдоль побережья Казахстана вблизи устья реки Урал и Форта-Шевченко высота ветровых волн растет. Для Среднего Каспия средний тренд скорости высоты ветровых волн практически отсутствует, хотя вдоль всего казахстанского побережья, а также в центральной части он имеет положительную величину. В Южном Каспии практически вдоль всего побережья высоты ветровых волн падают, и только в центральной части растут. В среднем межгодовой тренд в этой части моря составляет $-0,015 \pm 0,003$ м/год.

Перспективным источником информации о состоянии ледяного покрова Каспийского моря являются альтиметрические измерения (раздел 5.4), которые обеспечивают непрерывный и длительный временной ряд. Недостатком расчетов ледяного покрова по данным СА является тот факт, что измерения проводятся только вдоль треков. Анализ повторяемости соотношений коэффициента обратного рассеяния σ^0 и нормированной радиояркостной температуры подстилающей поверхности, рассчитанной по данным каналов 18 и 31 ГГц как $T_N = (T_{B18} + T_{B31})/2$, позволяет определить временной интервал появления ледяного покрова на подстилающей поверхности. Область, где σ^0 лежит в интервале 5–33 дБ, а T_N более 210°К, соответствует наличию устойчивого ледяного покрова на море.

Анализ межгодовой изменчивости площади ледяного покрова и продолжительности ледового периода в Северном Каспии за период 1993–2012 гг. показал, что стадия потепления в межгодовой изменчивости обоих параметров наблюдается в течение всего периода альтиметрических измерений. Общий тренд изменения площади ледяного покрова за весь период составил $-261 \text{ км}^2/\text{год}$; тренд изменения продолжительности ледового периода составил для восточной части Северного Каспия $-1,33$ дня/год, а для западной части — $-1,35$ дней/год.

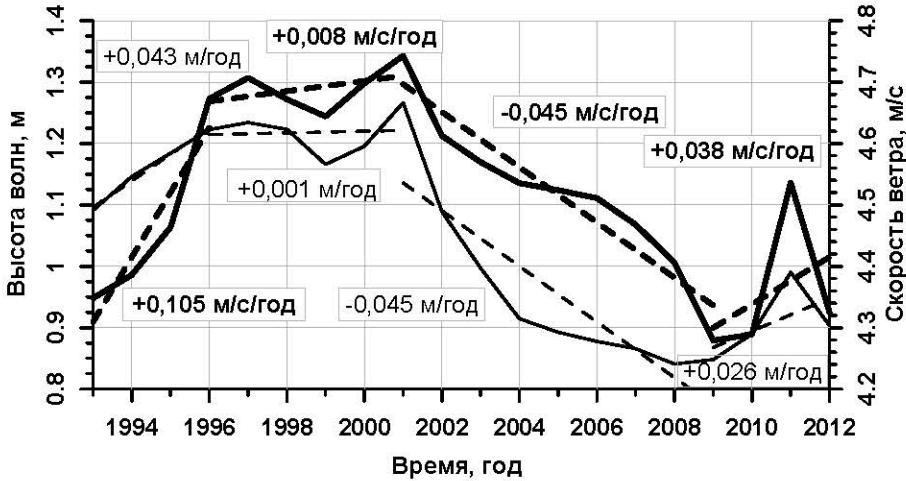


Рис. 17. Межгодовая изменчивость среднегодовых величин высоты волн (толстая линия) и скорости ветра (тонкая линия) для всей акватории Каспия по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 за период 1993–2012 гг. Штриховые линии показывают тренды изменчивости.

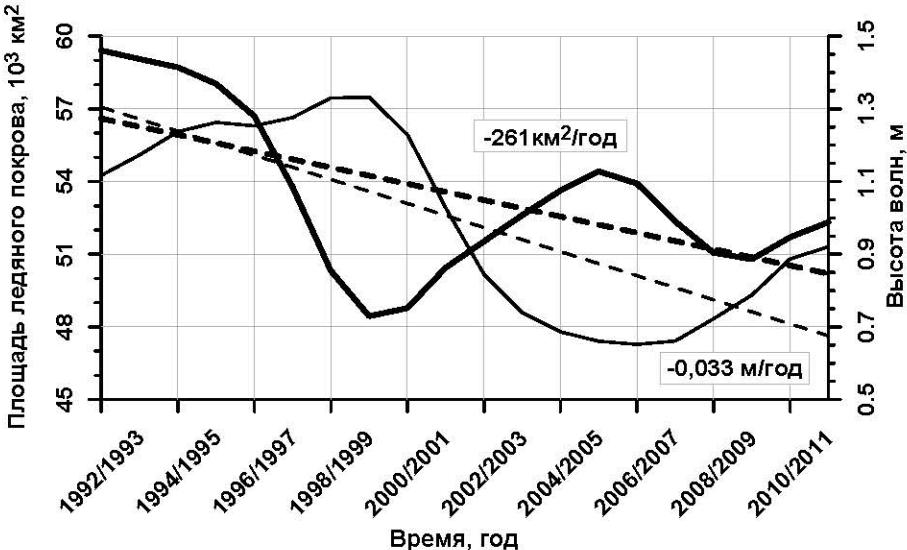


Рис. 18. Межгодовая изменчивость площади ледяного покрова (толстая линия) и средних за зимний период (ноябрь–февраль) высот волн (тонкая линия) на акватории Северного Каспия свободной ото льда по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 за 1992–2012 гг. Штриховые линии показывают тренды изменчивости.

Эффициент корреляции составила $-0,939$, а для периода зима 1999/2000–2011/2012 гг. — $-0,897$. Это обусловлено тем, что молодой лед, который менее эластичен, чем нилас, легко ломается под действием волн. Одновременно происходит сокращение продолжительности ледового периода, повышение температуры воздуха и воды на акватории Северного Каспия. Межгодовой тренд площади ледяного покрова и средних за зимний период (ноябрь–февраль) высот волн на акватории Северного Каспия, свободной ото льда, соответственно составляет $-261 \text{ км}^2/\text{год}$ и $-0,33 \text{ см}/\text{год}$.

В Главе 6 представлены: модель средних высот морской поверхности (СВМП) Каспийского моря (раздел 6.1) и ее применение для анализа пространственной изменчивости скорости изменения уровня моря. Величины АУМ, рассчитанные относительно созданной СВМП и интерполированные на регулярную сетку, позволили провести анализ сезонной и межгодовой изменчивости полей среднемесячной и среднесезонной синоптической динамической топографии и завихренности поля скоростей геострофических течений. По данным АУМ проведен анализ пространственной изменчивости скорости прохождения паводка реки Волга вдоль 092 трека и ее межгодовой изменчивости.

Сегодня существует множество глобальных моделей СВМП Мирового океана, в которые включена акватория Каспийского моря (§ 6.1.2). Они отличаются друг от друга как данными, используемыми при расчетах (а, следовательно, и временными интервалами осреднения), так и пространственным разрешением. Однако многие модели СВМП Мирового океана не включают акваторию Каспия. При вычислении СВМП всегда автоматически учитываются приливные поправки и/или поправки обратного барометра. Для Каспийского моря такой метод не подходит

Исследование межгодовой изменчивости площади ледяного покрова и средних за зимний период (ноябрь–февраль) высот волн на акватории Северного Каспия, свободной ото льда (рис. 18), показывает, что после сглаживания данных методом медиан обе величины изменяются в противофазе. Так, для периода зима 1992/1993–1999/2000 гг. величина ко-

(§ 6.1.3), поэтому необходимо создание региональной модели СВМП с учетом особенностей его гидрологического, гидрометеорологического и термогидродинамического режимов.

Поэтому, исходя из определения СВМП как поверхности, наиболее приближенной к эквипотенциальной поверхности моря, в данной работе предлагается вычислять региональную модель СВМП Каспийского моря как функцию не только широты и долготы, но и времени с фильтрацией сезонной и синоптической изменчивости ВМП (§ 6.1.4).

Такой метод расчета СВМП требует постоянного обновления по мере поступления новых данных СА. Для каждого года данные ВМП интерполировались на регулярную сетку методом разложения на радиальные базисные функции с учетом климатической динамической топографии Каспия. Построенная по такой методике СВМП Каспийского моря (названная как MSS GCRAS12 (Mean Sea Surface of Geophysical Center RAS 2012), позволила впервые проанализировать не только межгодовую изменчивость уровня Каспия, но и пространственную неоднородность скорости его подъема или падения и ее связь с особенностями гравитационного поля (§ 6.1.1).

Анализ временной изменчивости ВМП, аномалии силы тяжести (ACT) и ее градиента вдоль нисходящего 092 трека (рис. 19) (§ 6.1.5), который пересекает море почти по его оси (рис. 5), показал, что область максимальных скоростей подъема ВМП (более 25 см/год) в период с 1993 по 1995 гг. наблюдается на широтах 42–42,5° с.ш. (рис. 19а). Это соответствует максимальному градиентам ACT –0,4 мГал/км и значениям ACT от –40 до –5 мГал (рис. 20б). В этом

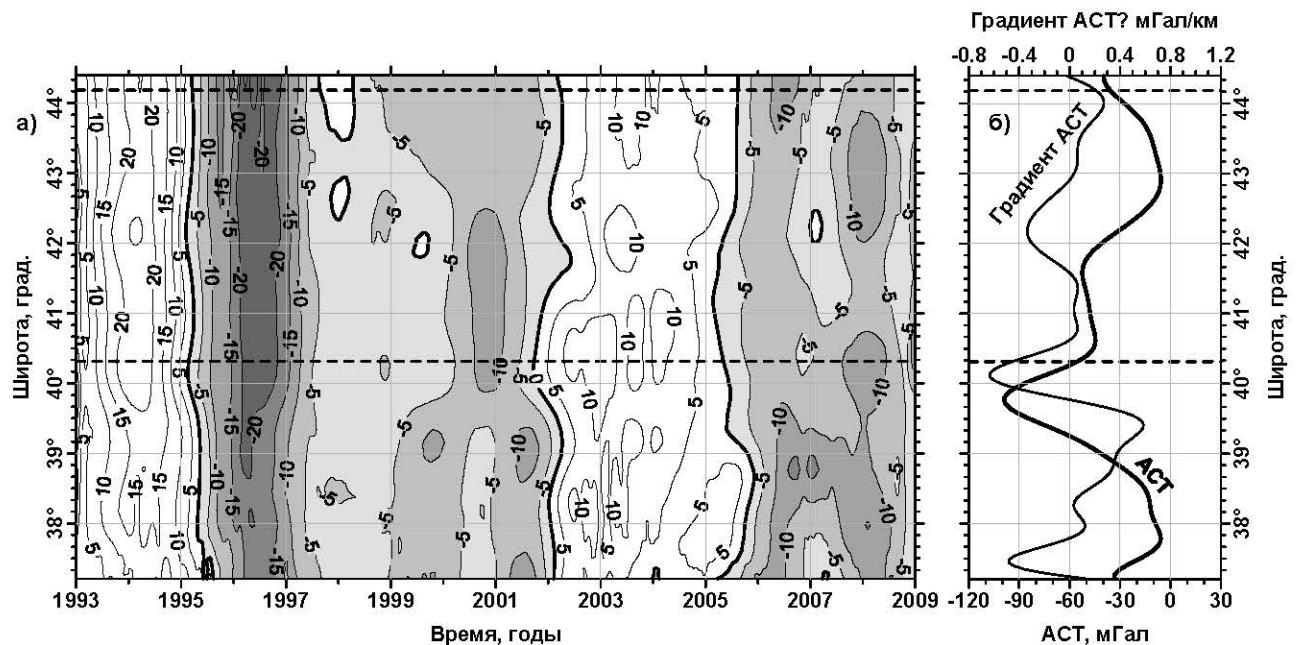


Рис. 19. Пространственно-временная изменчивость (а) – скорости подъема или падения ВМП (см/год) (оттенками серого выделены скорости падения, нулевая изолиния выделена жирной линией) и (б) – пространственная изменчивость ACT (мГал) (толстая линия) и ее градиента (мГал/км) (тонкая линия) вдоль нисходящего 092 трека спутников Т/Р и J1/2, рассчитанные по модели EGM96. Штриховые линии показывают границы между Северным, Средним и Южным Каспием.

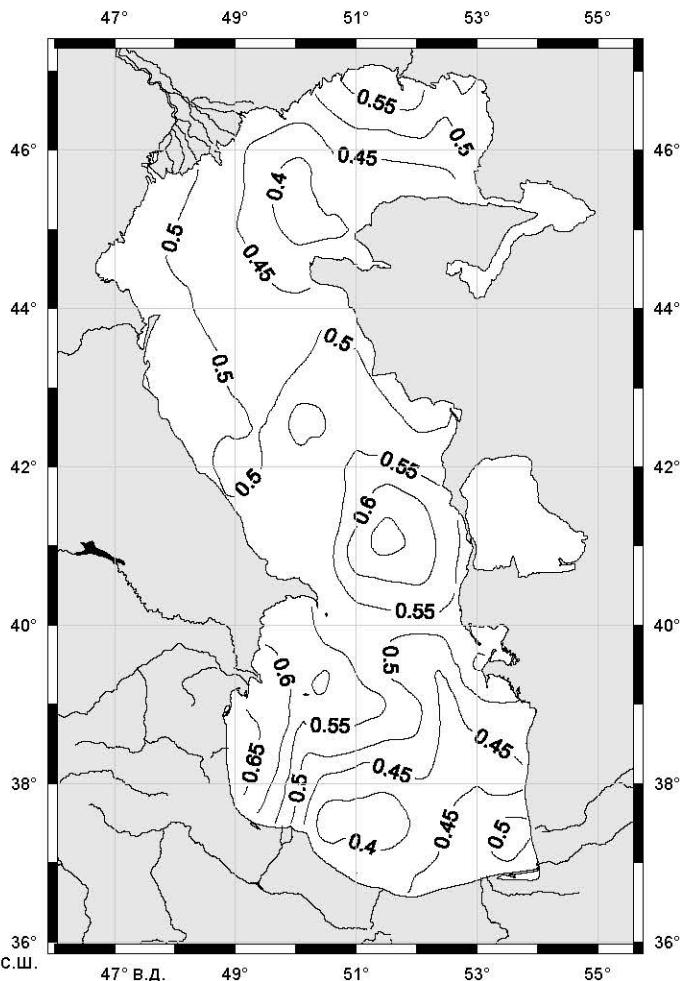


Рис. 20. Нормированные скорости изменения уровня Каспийского моря по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 с января 1993 г. по декабрь 2012 г.

повышение, 2005–2009 гг. — медленное падение и 2009–2012 гг. — сильное падение. Они позволили выделить районы, в которых наблюдаются максимальные скорости изменения (падения или роста) уровня Каспийского моря (рис. 20). В первую очередь это район дельты реки Урал, район юго-восточнее Дербентской впадиной и севернее Апшеронского порога и район побережья Азербайджана западнее Ленкоранской впадины.

Данные СА дают уникальную возможность проводить исследования течений как Мирового океана в целом, так и отдельных морей (**раздел 6.2**), для чего необходимо построить поля *динамической топографии* (ДТ). Различают два вида ДТ: *среднюю* (или *среднеклиматическую*) и *синоптическую*. Среднеклиматическая ДТ определяется как отклонение СВМП от высоты морского геоида. Она рассчитывается по данным СА, дрейфующих буев и результатам расчетов по термогидродинамическим моделям. Различают глобальные и региональные модели среднеклиматической ДТ. В качестве среднеклиматической ДТ для акватории Каспийского моря наиболее оптимальными являются результаты расчетов по модели ЛМПИ. Синоптическая динамическая топография определяется как суперпозиция среднеклиматической ДТ и АУМ, рассчитанным по

районе наблюдаются локальные экстремумы скорости изменения ВМП. Анализ положения изолинии 0 см/год показывает, что приостановка падения уровня моря в 2002 г. до −27,4 м, в отличие от достижения максимума уровня летом 1995 г., вдоль трека проходила не одинаково. Вначале уровень стабилизировался на границе между Средним и Южном Каспием ($40\text{--}41^{\circ}$ с.ш.), а окончание его стабилизации происходило на широтах $41,5\text{--}42^{\circ}$ с.ш. в Среднем Каспии и $37\text{--}39,5^{\circ}$ с.ш. в Южном Каспии (рис. 19а)

Пространственно-временной анализ изменчивости СВМП Каспийского моря показал, что уровень моря рос и падал неравномерно по акватории моря. Построены карты межгодовой изменчивости СВМП для шести периодов времени: 1993–1995 гг. — сильное повышение, 1995–1997 гг. — сильное падение, 1997–2001 гг. — медленное падение, 2001–2005 гг. — медленное

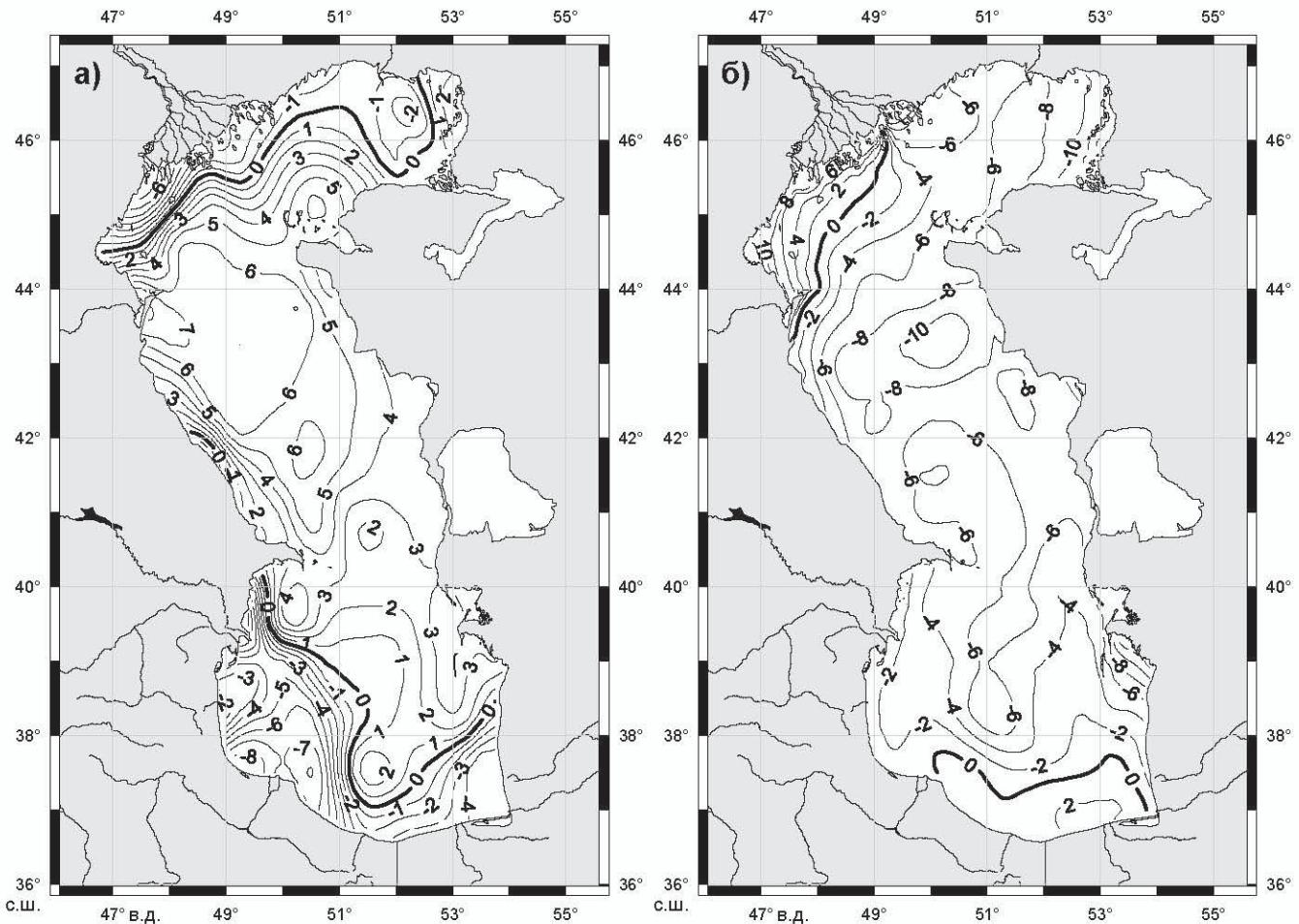
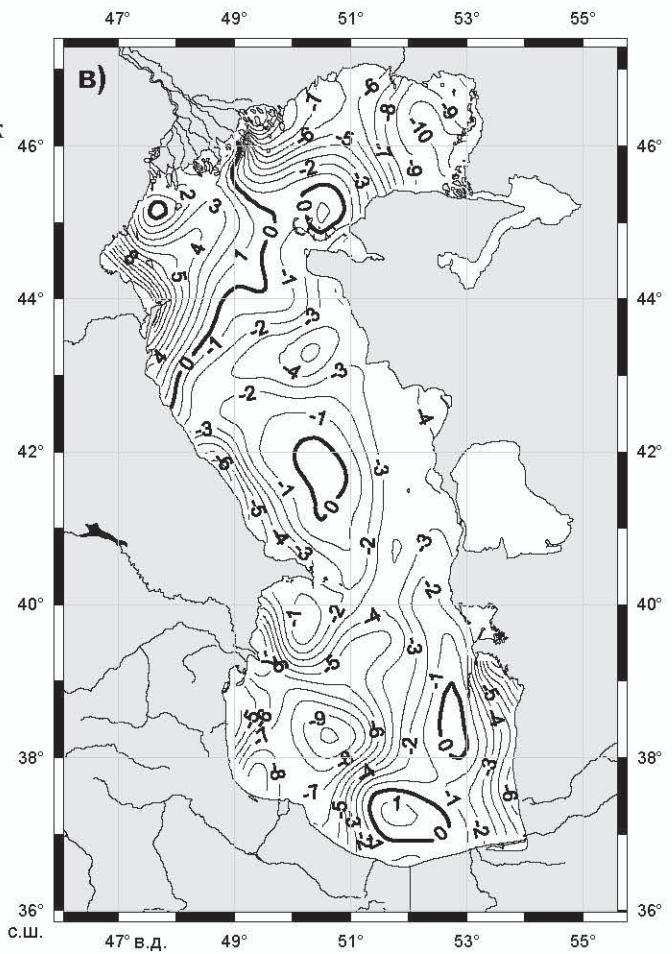


Рис. 21. (а) – Среднемесячные АУМ Каспийского моря (см) за июль 2005 г., (б) – среднеклиматическая ДТ (см), рассчитанная по модели ЛМПИ (Попов, 2004) и (в) – синоптическая ДТ (см) за июль 2005 г., определяемая как суперпозиция среднеклиматической ДТ и АУМ.

данным СА (рис. 21). По этой методике проводились расчеты среднемесячных и среднесезонных полей АУМ (**§ 6.2.1**) синоптической ДТ (**§ 6.2.2**) для временного интервала 1993–2012 гг.

Сравнение среднесезонной ДТ, рассчитанной по данным СА и результатам математического моделирования, показывает хорошее соответствие между ними — коэффициент корреляции составляет 0,856. Верификация полей синоптической ДТ проводилась по другим параметрам состояния морской поверхности (температуре поверхности моря, концентрации взвешенного вещества, содержанию хлоро-



филла и др.), рассчитанным по данным ДЗЗ, которые являются естественными трассерами, отражающими особенности мезомасштабной динамики вод (например, аномальное цветения водорослей *Cyanobacteria Nodularia* у иранского побережья в Южном Каспии со второй декаде августа и до конца сентября 2005 г.

Информация о поле ДТ открывает перспективы оценки полей геострофических скоростей течений на поверхности и завихренности (§ 6.2.3), положительная величина которой характеризует преобладание циклонической циркуляции, отрицательная — антициклонической.

Анализ среднемесячных геострофических скоростей течений показывает, что максимальные среднемесячные скорости ($7,5 \pm 0,5$ см/с) наблюдаются в Северном Каспии, а минимальные ($4,6 \pm 0,1$ см/с) в Южном Каспии. В Среднем Каспии и в море в целом среднемесячные скорости почти совпадают. Сезонные изменения скоростей течений в Северном и Среднем Каспии находятся в противофазе. Когда в апреле в северной части моря наблюдается максимум 8,1 см/с, в средней части — минимум 4,3 см/с. В июле ситуация изменяется на противоположную. В Среднем Каспии наблюдается максимум 4,8 см/с, в Северном — минимум 6,9 см/с. Следующий максимум скоростей течений в северной части моря 8,2 см/с наблюдается в ноябре, а минимум в средней части 4,5 см/с — в сентябре.

Межгодовая изменчивость среднемесячных скоростей геострофических течений на поверхности моря показывает, что скорости течений в различных частях Каспия и моря в целом не имеют ярко выраженный сезонный характер; также наблюдаются значительные межгодовые различия. С 1993 по 2012 гг. для всего моря преобладал положительный межгодовой тренд изменчивости скоростей течений. В Северном Каспии отрицательный тренд наблюдается только над отмелой зоной устьевого взморья реки Волга, расширяясь в направлении о. Тюлений. В Среднем Каспии тренд в основном положительный за исключением области в северо-восточной его части и вблизи побережья Дагестана. Положительный тренд преобладает и в Южном Каспии. Только в его восточной части и в районе Ленкоранской впадины, где в поле среднеклиматической ДТ наблюдается антициклонический вихрь, тренд изменчивости скоростей течений имеет отрицательные значения, что, очевидно, связано с уменьшением интенсивности данного вихря.

Анализ сезонной изменчивости поля завихренности показывает, что в Северном и Среднем Каспии, как и в море в целом, преобладает циклоническая циркуляция, тогда как в южной части моря — антициклоническая циркуляция. Сезонные изменения вихревых режимов Северного и Среднего Каспия находятся в противофазе. Максимальная циклоническая завихренность в северной части моря наблюдалась летом в июле, соответствует минимуму завихренности в средней части моря. В Южном Каспии преобладает антициклоническая завихренность на протяжении всего года. Минимум ее наступает летом, а максимум — зимой.

Проведенный анализ межгодовой изменчивости завихренности поля геострофических скоростей показывает, что в различных частях Каспия и в море в целом она не имеют ярко выраженного сезонного характера; при этом наблюдаются и значительные межгодовые различия. Между Северным и Средним Каспием так же, как и в сезонном ходе геострофических скоростей течений, наблюдается противофаза в изменении завихренности. Пространственно-временной анализ показывает, что для временного интервала 1993–2012 гг. в Каспии в среднем межгодовой тренд изменчивости завихренности поля скоростей течений отсутствовал. В Северном Каспии положительный тренд наблюдается вдоль западного побережья, восточной части отмелой зоны устьевого взморья реки Волга и вдоль побережья Казахстана от Форта-Шевченко до залива Комсомолец. В Среднем Каспии положительный тренд наблюдается вдоль всего западного побережья. От северной части восточного побережья от Форта-Шевченко до м. Ракушечный область положительного тренда вытягивается в сторону Дербентской впадины. В Южном Каспии практически вдоль всего побережья наблюдается положительная тенденция межгодовой изменчивости завихренности поля скоростей и в районе Апшеронского порога, где в поле среднеклиматической ДГ наблюдается антициклонический вихрь.

Совместный анализ изменчивости среднегодовых величин скоростей течений и завихренности поля течений, рассчитанных по данным альтиметрических измерений (рис. 22), показывает обратную корреляцию средних скоростей течений и завихренности поля скоростей течений. Начиная с 1993 по 2007 гг. завихренность поля течений падала со скоростью $-0,17 \pm 0,02 \cdot 10^{-7}$ в год, а модуль скорости рос — $+0,11 \pm 0,06$ см/с в год. После 2008 г. ситуация переменилась на противоположную. Завихренность поля течений росла со скоростью $+0,75 \pm 0,12 \cdot 10^{-7}$ в год, а модуль скорости падал — $-0,47 \pm 0,19$ см/с в год.

Исследование особенностей гидрологического режима Каспийского моря включает задачу прохождения паводка волжского стока акватории моря (раздел 6.3). Для анализа скорости прохождения паводка реки Волга рассчитывались АУМ относительно модели СВМП (MSS GCRAS12) вдоль 092 трека спутников

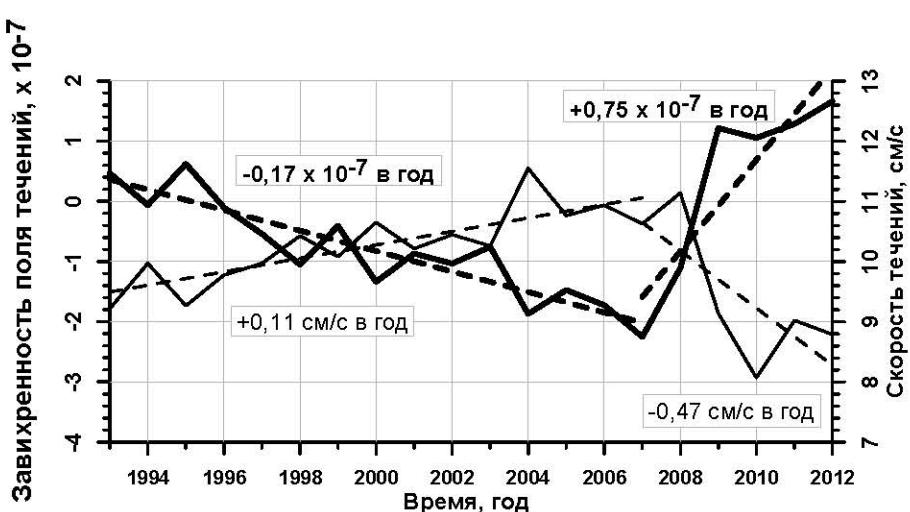


Рис. 22. Межгодовая изменчивость среднегодовых величин завихренности (толстая линия) и модуля (тонкая линия) геострофических скоростей течений по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 с 1993 по 2012 гг. Штриховые линии показывают тренд изменчивости.

Т/Р и J1/2 за период с января 1992 г. по декабрь 2012 г. Трек разбивался на 175 фиксированных участков длиной около 7 км. Для каждого участка строился временной ряд АУМ для интервала май–октябрь для каждого года, по которому определялось время наступления максимума АУМ. В точках пересечения с другими треками временной ряд АУМ пополнялся дополнительной информацией с этих треков. На основании этих данных проводился расчет скорости продвижения паводка реки Волга вдоль 092 трека спутников Т/Р и J1/2. Затем проводилось осреднение полученных данных за временной интервал 1993–2012 гг.

Расчеты показали, что средняя скорость продвижения паводка реки Волга вдоль 092 трека спутников Т/Р и J1/2 непостоянна (рис. 23). Максимальная средняя скорость более 9,12 км/день наблюдается в Среднем Каспии в районе южного свала глубин Дербентской впадины, средняя скорость продвижения паводка в этой части Каспийского моря составляет $7,26 \pm 1,33$ км/день. В Южном и Северном Каспии она соответственно составляет $5,75 \pm 0,39$ и $5,66 \pm 0,06$ км/день.

Сравнение средней за 1993–2012 гг. скорости продвижения паводка реки Волга и АСТ вдоль 092 трека, рассчитанных по модели EGM2008, показывает (рис. 23), что максимум скорости совпадает с минимумом градиента АСТ $-0,13$ мГал/км, которые располагаются в Среднем Каспии. В Южном и Северном Каспии, наоборот, располагаются максимумы градиента АСТ $0,17$ и $0,06$ мГал/км соответственно.

Исследования показали, что скорость продвижения паводка реки Волга вдоль 092 трека спутников Т/Р и J1/2 изменяется не только по пространству, но и коррелирует с периодами падения или роста уровня Каспийского моря. Так максимальная средняя скорость $8,52 \pm 3,51$ км/день наблюдалась в 1993 г. в период сильного роста (1993–1995 гг.), когда уровень моря рос со скоростью $+19,93 \pm 2,14$ см/год, а в период падения уровня моря в 1999, 2008 и

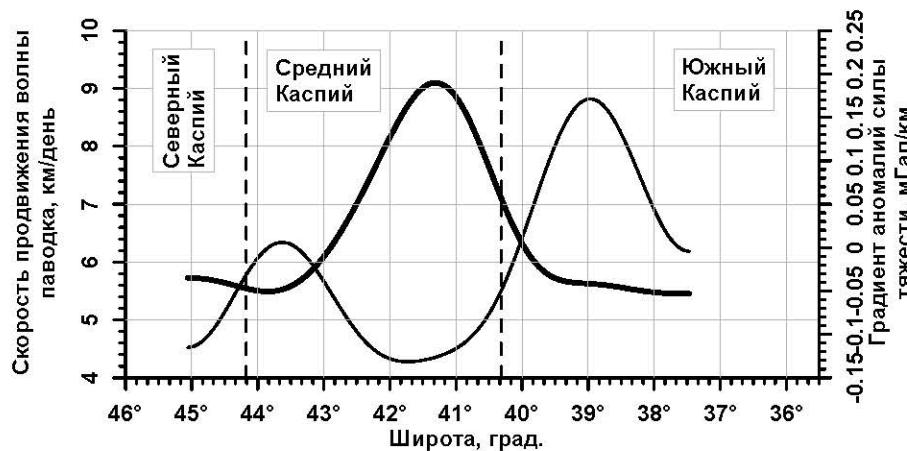


Рис. 23. Изменчивость вдоль 092 трека средней за 1993–2012 гг. скорости продвижения паводка реки Волга (км/день) (толстая линия) по данным альtimетрических измерений спутников Т/Р и J1/2 и градиент АСТ (мГал/км) (тонкая линия), рассчитанных по модели EGM2008. Штриховые линии показывают границы между Северным, Средним и Южным Каспием.

2010 г. в изменениях скорости продвижения паводка вдоль 092 трека хорошо видны два минимума и два максимума (в 1999 г. оба максимума $8,61$ и $7,43$ км/день наблюдаются в Среднем Каспии, а в 2011 г. — первый максимум $10,46$ км/день в Среднем Каспии и второй мак-

симум — 9,03 км/день в Южном). При этом следует отметить, что в Среднем и Южном Каспии средние скорости для этих частей также изменяются в противофазе: если в первой наблюдается максимальные величины, то во второй — минимальные и наоборот.

В **Заключении** сформулированы основные результаты диссертационной работы:

1. Разработана и реализована методика обработки данных альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 для акватории Каспийского моря, включая залив Кара-Богаз-Гол, которая основана на оптимизации алгоритма расчета ряда обязательных поправок. Так, «сухая» тропосферная поправка, рассчитанная по модели динамики атмосферы ECMWF, требует коррекции по данным береговым метеостанций. Поправка на влажность рассчитывается по данным ММР с коррекцией в прибрежной зоне на основании кусочно-гладких моделей подстилающей поверхности. Ионосферная поправка, рассчитанная по данным альтиметрических измерений на двух частотах, требует сглаживания вдоль трека с окном 25 км. Приливная поправка, нагрузка на дно моря и поправка обратного барометра не учитываются. Поправки на приливы в твердом теле Земли, полюсные приливы и поправки на состояние подстилающей поверхности требуется учитывать. Объединение данных измерений высот морской поверхностью спутниками Т/Р и J1/2 для акватории Каспийского моря, включая залив Кара-Богаз-Гол, требует учета систематических ошибок, которые соответственно составляют -9,2 см для спутника J1 и +8,8 см для спутника J2. Объединение данных о скорости ветра и высоте волн не требуют учета систематической ошибки, так как она не превышает 0,05 м/с и 0,05 м соответственно.

2. В соавторстве с коллегами из Института прикладной физики РАН и Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН разработан и программно реализован алгоритм адаптивного регионального ретрекинга для определения уровня воды во внутренних водоемах и прибрежных зонах морей и океанов.

Тестирование алгоритма на пяти водохранилищах Волжского каскада и в северной части Каспийского моря вблизи дельты реки Волга показало, что он позволяет существенно повысить точность определения уровня моря и внутренних водоемов за счет увеличения значимых данных альтиметрических измерений на расстоянии 1 км от берега.

3. Предложен и реализован принцип интегрированности, согласно которому программное обеспечение является неотъемлемой частью системы управления базой данных. Реализация такого подхода позволяет оперативно обновлять результаты модельных расчетов (высоты геоида, высоты приливов, модели средних высот морской поверхности, средней или климатической динамической топографии и т.д.), необходимых для правильной обработки данных спутниковой альтиметрии, без перезаписи самой базы данных. На основе принципа интегрированности созданы Интегрированная База Данных Спутниковой Альтиметрии (ИБДСА) для Мирового океана и специализированная ИБДСА «Каспий» для Каспийского моря. Обе базы данных зарегистрированы в Государственном

регистре баз данных в Федеральном агентстве по информационным технологиям Министерства информационных технологий и связи Российской Федерации в 1999 и 2006 гг. соответственно.

4. В период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г. в межгодовых изменениях уровня Каспия выделено 6 интервалов времени, в которых уровень моря рос или падал с относительно постоянной скоростью. Максимальный уровень моря –26,4 м был достигнут летом 1995 г., после чего уровень Каспия постепенно снижался и рос с разной скоростью. С лета 2005 г. по настоящее время наблюдается ускоренное падение уровня сначала со скоростью –8,5 см/год, а с 2010 г. – –15 см/год. К марта 2013 г. уровень Каспийского моря составил –27,6 м.

Для залива Кара-Богаз-Гол выделены период заполнения залива водой с 1992 по 1996 гг. со скоростью +168,4 см/год, а после выхода водного баланса залива на естественный режим — периоды роста (2002–2006 гг.) со скоростью +6,8 см/год и падения (1996–2002 гг. и 2006–2012 гг.) со скоростью –6,3 см/год и –7,2 см/год соответственно. С августа 2010 г. скорость падения уровня залива увеличилась до $-19,7 \pm 2,1$ см/год.

5. По данным метеорологических наблюдений проведена верификация скорости ветра, рассчитанной по данным спутниковой альтиметрии. Показано, что результаты расчетов занижены на 2–3 м/с по сравнению с наблюдениями на береговых метеостанциях. Для уменьшения расхождений между данными дистанционного зондирования и наблюдениями на метеостанциях был предложен новый подход, основанный на разложении всех направлений ветра в четыре квадранта относительно нормали к береговой линии, что увеличило коэффициент корреляции в определенном квадранте.

Исследованы межгодовая и сезонная изменчивость скорости приводного ветра на всей акватории моря. Построена современная карта средних скоростей ветра на всей акватории Каспийского моря за 1993–2012 гг. Установлено, что наибольшие скорости ветра наблюдаются в Среднем Каспии. Кроме того, в октябре они достигают максимальных значений (более 8 м/с). Анализ межгодовой изменчивости не выявил значительных трендов в скорости ветра ни для всего моря в целом, ни для его частей. Однако впервые удалось построить карту пространственного распределения тенденций в межгодовой изменчивости скорости ветра на всей акватории моря.

6. Проведена верификация значимых высот волн, рассчитанных по данным альтиметрических измерений. Показано, что спутниковая информация дает заниженные величины на 0,5–1 м по сравнению с данными волномерного поста Нефтяные Камни.

Исследованы межгодовая и сезонная изменчивость высоты ветровых волн на всей акватории моря. Построена современная карта средних высот волн на всей акватории Каспийского моря за 1993–2012 гг. Установлено, что наибольшие высоты волн наблюдаются вдоль западного побережья Среднего Каспия и в юго-западной части Южного Каспия. В январе и октябре максимальное волнение (более 2 м) наблюдается в Среднем Каспии. Анализ межгодовой из-

менчивости высот ветровых волн показал резкое падение (на 0,5 м) в 2002 г. в Северном Каспии, что не наблюдается в Южном Каспии. Впервые удалось построить карту пространственного распределения тенденций в межгодовой изменчивости высот волн на всей акватории моря.

По данным спутниковой альтиметрии исследованы межгодовая изменчивость площади ледяного покрова и продолжительность ледового периода. Показано, что за последние 20 лет оба параметра значительно уменьшаются на $-261 \text{ км}^2/\text{год}$ и $-1,4 \text{ дней}/\text{год}$ соответственно.

7. Полученные результаты показали, что скорость изменения высот морской поверхности Каспия (следовательно, и уровня) как по его акватории в целом, так и вдоль нисходящего 092 трека спутников Т/P и J1/2 имеет существенную пространственную изменчивость. Поэтому метод осреднения скорости роста и/или падения уровня Каспийского моря в целом по всей акватории или вдоль какого-либо трека альтиметрических измерений неприменим. Необходимо районирование акватории моря по скоростям изменения уровня с целью улучшения понимания как особенностей гидрометеорологических условий различных частей акватории Каспия, так и создания методов физически обоснованных прогнозов его изменчивости в будущем.

8. По данным наблюдений построены поля среднемесячных и среднесезонных полей динамической топографии для акватории Каспийского моря. После 2009 г. произошло резкое падение среднемесячных скоростей во всех частях моря, что, судя по всему, связано с изменениями режима циркуляции атмосферы в данном регионе. Аналогичная картина наблюдалась во временном ходе среднемесячной высоты морских волн. С 1993 по 2012 гг. для всего моря преобладал положительный межгодовой тренд изменчивости скоростей течений.

Сравнение с классическими схемами циркуляции Каспийского моря, построенными по данным инструментальных наблюдений, показало, что в Каспии преобладает ветровой тип циркуляции, о чем говорит хорошая корреляция результатов расчетов динамической топографии по данным альтиметрических измерений и результатов расчетов по термогидродинамическим моделям.

9. Впервые на основе данных дистанционного зондирования показано, что в Южном Каспии преобладает антициклоническая циркуляция вод, а в Северном и Среднем как и в море в целом — циклоническая, а сезонная изменчивость завихренности поля среднемесячных скоростей течений в Южном Каспии находится в противофазе к изменениям в Северном и Среднем Каспии. После 2008 г. величина завихренности почти во всех частях моря, за исключением северной части, увеличилась, а среднемесячных скоростей течений — уменьшилась, что еще раз подтверждает изменения режима циркуляции атмосферы в данном регионе. Пространственно-временной анализ показывает, что для временного интервала 1993–2012 гг. в различных частях Каспия наблюдается как положительный, так и отрицательный межгодовые тренды изменчивости завихренности поля скоростей течений.

10. Впервые проведен анализ пространственно-временной изменчивости скорости прохождения паводка реки Волга вдоль 092 трека спутников Т/Р и J1/2, пересекающего Каспийского море почти по его оси. Исследования показали, что скорость продвижения паводка изменяется не только по пространству, но и коррелирует с периодами падения или роста уровня Каспийского моря.

11. Высокая эффективность метода спутниковой альтиметрии для мониторинга уровня, скорости приводного ветра, высот волн и динамики Каспийского моря с высоким пространственным и временными разрешением подтверждена результатами отечественных и зарубежных исследований. Дальнейший непрерывный комплексный спутниковый мониторинг Каспийского моря в квазиреальном времени в различных точках акватории позволит выявить роль стока рек, осадков, испарения, а также термического режима моря в изменчивости уровня. Он позволит проследить, насколько тенденция к новому падению уровня является устойчивой, что чрезвычайно важно для проектирования, строительства и эксплуатации промышленных гидротехнических объектов на акватории и берегах Каспийского моря и обеспечения экологической безопасности хозяйственной деятельности на Каспии.

Основные публикации по теме диссертации:

I. Монографии:

1. Лебедев С.А., Костяной А.Г. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. – М.: Издательский центр «МОРЕ» Международного института океана. – 2005. – 366 с.
2. Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Митягина М.И., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. – М.: ИКИ РАН, 2011. – 480 с.

II. Публикации в изданиях, включенных в список ВАК:

1. Кеонджян В.П., Лебедев С.А. Модель расчета функции полных потоков по данным спутниковой альтиметрии // Метеорология и гидрология. – 1992. – № 7. – С. 75–80.
2. Лебедев С.А. Возможности автоматизированной реляционной геодисциплинарной оперативной системы АРГОС при работе со спутниковой информацией // Метеорология и гидрология. – 1996. – № 2. – С. 110–115.
3. Лебедев С.А. Исследование межгодовой и сезонной изменчивости уровня Каспийского моря и уровня воды в реке Волга по данным альтиметрии спутников TOPEX/Poseidon и Jason-1 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2005. – Т. 2. – № 2. – С. 131–138.
4. Lebedev S., Kostyanoy A. Satellite altimetry of the Caspian Sea // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2006. – Вып. 3. Т. 2. – С. 113–120.

5. Лебедев С.А., Сирота А.М., Медведев Д.П., Хлебникова С.Н., Костяной А.Г., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А., Кузьмина Е.В. Верификация данных спутниковой альтиметрии в прибрежной зоне европейских морей // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2008. – Вып. 5. – Т. 2. – С. 137–140.
6. Lebedev S., Sirota A., Medvedev D., Khlebnikova S., Vignudelli S., Snaith H.M., Cipollini P., Venuti F., Lyard F., Bouffard J., Cretaux J.-F., Birol F., Roblou L., Kostianoy A., Ginzburg A., Sheremet N., Kuzmina E., Mamedov R., Ismatova K., Alyev A., Mustafayev B. Exploiting satellite altimetry in coastal ocean through the ALTICORE project // Russ. J. Earth. Sci. – 2008. – V. 10. – № 1. – ES1002. doi: 10.2205/2007ES000262.
7. Троицкая Ю.И., Баландина Г.Н., Рыбушина Г. В., Соустова И.А., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Панютин А.А., Филина Л.В. Исследования изменчивости уровня воды в Горьковском водохранилище на основе данных спутниковой альтиметрии // Исследование Земли из космоса. – 2011. – № 1. – С. 48–56.
8. Троицкая Ю.И., Рыбушина Г.В., Соустова И.А., Баландина Г.Н., Лебедев С.А., Костяной А.Г., Панютин А.А., Филина Л.В. Спутниковая альтиметрия внутренних водоемов // Водные ресурсы. – 2012. – Т. 39. – № 2. – С. 169–185.
9. Лебедев С.А. Модель средней высоты морской поверхности Каспийского моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2012. – Т. 9. – № 3. – С. 224–234.
10. Гусев И.В., Лебедев С.А. Учет влияния океанических приливов при наблюдении геодезических искусственных спутников Земли // Известия ВУЗов. Геодезия и аэрофотосъемка. – 2013. – № 1. – С. 25–32.
11. Лебедев С.А. Спутниковая альтиметрия в науках о Земле // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2013. – Т. 10. – № 3. – С. 33–49.

III. Публикации в изданиях, включенных в базы данных мировых индексов цитирования «Web of Science» и «Scopus»:

1. Kostianoy A.G., Zavialov P.O., Lebedev S.A. What do we know about dead, dying and endangered lakes and seas? // Dying and Dead Seas as Climatic Versus Anthropic Causes / Eds. J.C.J. Nihoul, P.O. Zavialov, P.P. Micklin. – NATO Science Series. Series IV: Earth and Environmental Science. V. 36. – Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 2004. – P. 1–48. doi: 10.1007/978-94-007-0967-6_1.
2. Lebedev S.A., Kostianoy A.G. Integrated using of satellite altimetry in investigation of meteorological, hydrologic and hydrodynamic regime of the Caspian Sea // Terr. Atmos. Ocean. Sci. – 2008. – V. 19. – № 1–2. – P. 71–82. doi: 10.3319/TAO.2008.19.1-2.116(SA).
3. Kouraev A.V., Cretaux J.-F., Lebedev S.A., Kostianoy A.G., Ginzburg A.I., Sheremet N.A., Mamedov R., Zakharova E.A., Roblou L., Lyard F., Calmant S., Berge-Nguyen M. Satellite Altimetry Ap-

- plications in the Caspian Sea // Coastal Altimetry / Eds. S. Vignudelli, A.G. Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste. – Berlin: Springer–Verlag, 2011. – P. 331–366. doi: 10.1007/978-3-642-12796-0_13.
4. Lebedev S.A. Mean Sea Surface Model of the Caspian Sea Based on TOPEX/Poseidon and Jason–1 Satellite Altimetry Data // Geodesy for Planet Earth / Eds. S. Kenyon et al. – IAG Geodesy Symposia. V. 136. – Berlin, Heidelberg: Springer–Verlag, 2012. – P. 833–841. doi: 10.1007/978-3-642-20338-1_105.
 5. *Troitskaya Yu, Rybushkina G., Soustova I., Balandina G., Lebedev S., Kostianoy A.* Adaptive re-tracking of Jason-1 altimetry data for inland waters: the example of the Gorky Reservoir // Int. J. Rem. Sens. – 2012. – V. 33. – № 23. – P. 7559–7578. doi: 10.1080/01431161.2012.685972.
 6. *Troitskay Y., Rybushkina G., Soustova I., Lebedev S.* Adaptive re-traking of Jason–1 altimeter data for inland waters (on an example the Gorky reservoir on the Volga river // IEEE Int. Geosci. Rem. Sens. Sym. – 2012. – P. 794–797. doi: 10.1109/IGARSS.2012.6351442.
 7. *Troitskaya Yu., Rybushkina G., Soustova I., Lebedev S.* Adaptive Retracking of Jason-1, 2 Satellite Altimetry Data for the Volga River Reservoirs // IEEE J. Select. Top. App. Earth Obser. Rem. Sen. – 2013. – V. PP. – № 99. – P. 1–6. doi: 10.1109/JSTARS.2013.2267092.
 8. *Kostianoy A.G., Lebedev S.A., Solovyov D.M.* Satellite monitoring of the Caspian Sea, Kara-Bogaz-Gol Bay, Sarykamysh and Altyn Asyr Lakes, and Amu Darya River // The Turkmen Lake Altyn Asyr and Water Resources in Turkmenistan / Eds. I.S. Zonn, A.G. Kostianoy. – Hdb. Env. Chem. V. 28. – Berlin, Heidelberg, New York. Springer–Verlag, 2014. – P 197–232. doi: 10.1007/698_2013_237.

Список цитируемой литературы:

Вильфанд Р.М., Ривин Г.С., Розинкина И.А. Мезомасштабный краткосрочный прогноз погоды в Гидрометцентре России на примере COSMO–RU // Метеорология и гидрология. – 2010. – № 1. – С. 5–17.

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Проект «Моря». Т. VI. Каспийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Ред. Ф.С. Терзиев, А.Н. Косарев, А.А. Керимов. – СПб: Гидрометеоиздат, 1992. – 359 с.

Ибраев Р.А. Математическое моделирование термогидродинамических процессов в Каспийском море. – М: ГЕОС, 2008. – 128 с.

Каспийское море. Гидрология и гидрохимия / Под ред. С.С. Байдина, А.Н. Косарева. – М.: Наука, 1986. – 261 с.

Каспийское море. Структура и динамика вод / Под ред. А.Н. Косарева. – М.: Наука, 1990. – 164 с.

Кныши В.В., Ибраев Р.А., Коротаев Г.К., Иютина Н.В. Сезонная изменчивость климатических течений Каспийского моря, восстановленная ассимиляцией климатической температуры и солености в модели циркуляции вод // Изв. РАН. ФАО. – 2008. – Т. 44. – № 2. – С. 251–265.

- Попов С.К.* Моделирование климатической термохалинной циркуляции в Каспийском море // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 5. – С. 76–84.
- Саркисян А.С., Зарипов Б.Р., Косарев А.Н., Ржепшинский Д.Г.* Диагностические расчеты течений в Каспийском море // Изв. АН СССР. ФАО. – 1976. – Т. 2. – № 10. – С. 1106–1110.
- Тужилкин В.С., Косарев А.Н., Трухчев Д.И., Иванова Д.П.* Сезонные особенности общей циркуляции вод глубоководной части Каспийского моря // Метеорология и гидрология. – 1997. – № 1. – С. 91–99.
- Brown G.* The average impulse response of a rough surface and its applications // IEEE Trans. Anten. Propag. – 1977. V. 25. – № 1. – P. 67–74. doi: 10.1109/TAP.1977.1141536.
- Barrick D., Lipa B.* Analysis and interpretation of altimeter sea echo // Adv. Geophys. – 1985. – V. 27. – P. 61–100. doi: 10.1016/S0065-2687(08)60403-3.
- Kosarev A.N.* Physico-Geographical Conditions of the Caspian Sea // The Caspian Sea Environment / Eds. A.G. Kostianoy, A.N. Kosarev. – Hdb. Env. Chem. V. 5. Part P. – Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 2005. – P. 59–81. doi: 10.1007/698_5_002.
- Kosarev A.N., Yablonskaya E.A.* The Caspian Sea. – Hague: SPB Academic Publishing, 1994. – 259 p.
- Satellite Altimetry and Earth Sciences. A Handbook of Techniques and Applications / Eds. L.L. Fu, A. Cazenave. – San Diego: Academic Press, 2001. – 464 p.